

Санкт-Петербургский государственный университет

Казанович Людмила Викторовна

Выпускная квалификационная работа

**«Изучение вызванной поляризации пород рудопроявления золота Ясное
(полуостров Таймыр)»**

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.01 «Геология»

Основная образовательная программа ВМ.5796.2019. «Геология»

Научный руководитель:

Доцент кафедры геофизики
института наук о Земле,

кандидат геолого-

минералогических наук

Гурин Григорий Владимирович

Рецензент:

ведущий геолог, сектор

Дальнего Востока, отдел

региональной геологии и

полезных ископаемых

восточных районов России,

ФГБУ «ВСЕГЕИ»,

Петрушков Борис Сергеевич

Санкт-Петербург

2021 год

Аннотация. Цель данной работы – оценить применимость метода спектральной вызванной поляризации (СВП) для поиска месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации в пределах Верхнеленинградского потенциального рудного узла (п-ов Таймыр). Объект исследования – рудопроявление Ясное, приуроченное к зоне березитизации метадолеритов ясенского комплекса.

В рамках работы выполнены лабораторные исследования СВП эталонной коллекции образцов горных пород рудопоявления золота Ясное. Приведены результаты сопоставления распределений времен релаксации (РВР), восстановленных по данным лабораторных и полевых измерений СВП, а также по данным рентгеновской компьютерной томографии. Результаты исследований могут быть использованы при поисках и оценке рудоносности потенциально перспективных на выявление золото-сульфидно-кварцевых месторождений золота в углеродисто-терригенно-карбонатных толщах полуострова Таймыр.

Ключевые слова: спектральная вызванная поляризация, компьютерная томография, золото-сульфидно-кварцевая формация, березитизация.

Annotation. The purpose of this research is estimation of applicability of the spectral induced polarization (SIP) method for prospecting of deposits gold-sulfide-quartz formation's within the Verkhneleningradskii potential ore zone (Taimyr Peninsula). The object of investigation is the Yasnoye ore occurrence, localized in beresitization zone of the Yasnensky complex's metadolerites.

Laboratory SIP measurements on rock samples collection of ore occurrence were carried out. Comparison of relaxation times distributions obtained from laboratory, field measurements of SIP and X-ray computed tomography data are presented in work. The research results can be used in the search and estimation of newly discovered ore bodies and in additional exploration of already known deposits of this type.

Key words: spectral induced polarization, relaxation time distribution, X-ray computed tomography, gold-sulfide-quartz formation, beresitization.

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	5
1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ	7
1.1 Геологическое строение Верхнеленинградского рудного узла	7
1.2 Светлинское рудное поле	10
1.3 Геологическое строение рудопоявления Ясное	11
2 РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ	14
2.1 Результаты наземных геофизических работ на Верхнесветлинском участке ...	14
2.2 Результаты детальных наземных геофизических работ на участке Ясный	16
3 ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	21
3.1 Вызванная поляризация во временной и частотной области	21
3.2 Методы анализа временных и частотных характеристик ВП	23
3.2.1 Дифференциальная поляризуемость	23
3.2.2 Дебаевская декомпозиция	23
3.2.3 Модель Коул-Коул	23
3.3 Механизмы возникновения вызванной поляризации	24
3.3.1 Поляризуемость ионопроводящих пород	24
3.3.2 Поляризация Максвелла-Вагнера	27
3.3.3 Поляризация электропроводящих пород	27
3.4 Вызванная поляризация пород с включениями электропроводящих минералов	28
3.4.1 Стационарная поляризуемость	28
3.4.2 Время релаксации	32
4 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ	33
4.1 Эталонная коллекция образцов	33
4.2 Минералого-петрографическая характеристика образцов	34
4.2.1 Группа габбро-долеритов	34
4.2.2 Группа карбонатных пород	39
4.3 Оценка петрофизических свойств	43
4.3.1 Плотностные свойства	43
4.3.2 Магнитные свойства	43
4.3.3 Электрические свойства	44
4.4 Рентгеновская компьютерная томография	45
5 РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ И ОБСУЖДЕНИЕ	52
5.1 Параметрические измерения и изучение ВХ-ВП пород в пределах основной	52
золотоносной зоны рудопоявления Ясное	52

5.2 Сопоставление РВР, восстановленных по результатам полевых и лабораторных измерений ВП.....	54
5.3 Сопоставление теоретических и экспериментальных зависимостей стационарной поляризуемости от объемного содержания электропроводящих минералов	55
5.4 Сопоставление теоретических и экспериментальных распределений времен релаксации	58
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	65
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	66

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы актуальной задачей горно-добывающего комплекса страны является восполнение золоторудных запасов минерально-сырьевой базы. Месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации — один из самых значимых геолого-промышленных типов месторождений золота. Ореолы гидротермально-метасоматически измененных пород, представленные зонами березитизации и лиственитизации являются основными поисковыми признаками тел золоторудных месторождений [17]. В связи с этим важной задачей представляются поиски и картирование измененных пород, связанных с перекрытыми рудными телами.

Околорудные изменения материнских пород на месторождениях гидротермально-метасоматического происхождения ведут к росту концентрации включений электропроводящих минералов. При этом поляризуемость преобразованных пород оказывается выше, чем неизмененных. Это позволяет картировать данные породы методом ВП. Таким образом, поиски вкрапленных руд являются одной из основных задач метода ВП [29].

Стандартный подход в методе ВП является измерение спада вторичного электрического поля в определенный момент времени или сдвига фазы тока в приемной и питающей линии на определенной частоте. Измерения выполняются в «узком» временном и частотном диапазоне. При этом тела, представленные породами разного минерального состава (сульфидизированные и графитизированные породы), могут создавать одинаковые по интенсивности аномалии поляризуемости или сдвига фазы. В этих ситуациях «стандартного» способа анализа данных ВП недостаточно — необходимо провести разбраковку выделенных аномалий поляризуемости. Для этого используется спектральный подход к анализу данных ВП, основанный на изучении частотных или временных характеристик ВП [29]. Метод спектральной ВП (СВП) — измерения в широком частотном или временном диапазоне.

Метод СВП способен решать задачи разделения пород по: 1) текстурно-структурным особенностям (выделение вкрапленных и прожилковых руд [13, 32]); 2) составу рудных минералов (разделение графитизированных и сульфидизированных пород [32, 39]); 3) вещественному составу (разделение пород, различающихся интенсивностью гидротермально-метасоматического изменения [27]). Таким образом, спектральный подход к анализу данных ВП позволяет получить дополнительную

информацию о структурно-текстурных особенностях строения пород и их вещественном составе [29].

Рудопроявление Ясное – объект исследований - расположено в пределах Светлинской площади Верхнеленинградского золоторудного узла полуострова Таймыр. Оно представлено золото-сульфидно-кварцевыми рудами в углеродистых вулканогенно-карбонатно-терригенных формациях позднего докембрия. Золотоносные зоны приурочены к ореолам березитизации пород.

Актуальность темы исследования. П-ов Таймыр и арктические острова – новый потенциально крупный золотоносный регион российской Арктики, в пределах которого разворачиваются поисковые работы.

Цель работы — дать оценку применимости метода СВП для поиска месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации в углеродистых вулканогенно-карбонатно-терригенных формациях позднего докембрия Верхнеленинградского потенциального рудного узла (п-ов Таймыр).

Для выполнения поставленной цели выдвинуты следующие **задачи**:

1. Анализ и обобщение геолого-геофизических данных в пределах рудопроявления Ясное;
2. Минералого-петрографическая характеристика образцов петрофизической коллекции
3. Определение петрофизических свойств образцов коллекции;
4. Количественная характеристика рудной минерализации на основе метода рентгеновской компьютерной томографии;
5. Лабораторные измерения СВП образцов коллекции во временной области;
6. Сопоставление распределений времен релаксации (РВР), восстановленных по данным (1) полевых измерений СВП, (2) лабораторных измерений СВП, (3) рентгеновской компьютерной томографии.

Научная новизна и практическая значимость работы. Результаты исследований могут быть использованы при поисках и картировании золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации, являющихся объектами-аналогами исследуемого рудопроявления золота Ясное.

Благодарность. Автор благодарит ресурсный центр "Рентгенодифракционные методы исследования" СПбГУ за выполненные микротомографические исследования образцов методом компьютерной томографии, а также научного руководителя за всестороннюю поддержку и помощь оказанную при написании данной работы.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

1.1 Геологическое строение Верхнеленинградского рудного узла

Верхнеленинградский рудный узел (ВРУ) располагается в юго-восточной части Шренк-Фаддеевского мегаантиклинория с рифейско-ранневендскими субдукционно-аккреционными образованиями Центрально-Таймырской герцинской складчатой зоны Таймырской раннекиммерийской системы. В его пределах выделено Светлинское, Барковское и Ленинградское рудные поля (рис. 1).

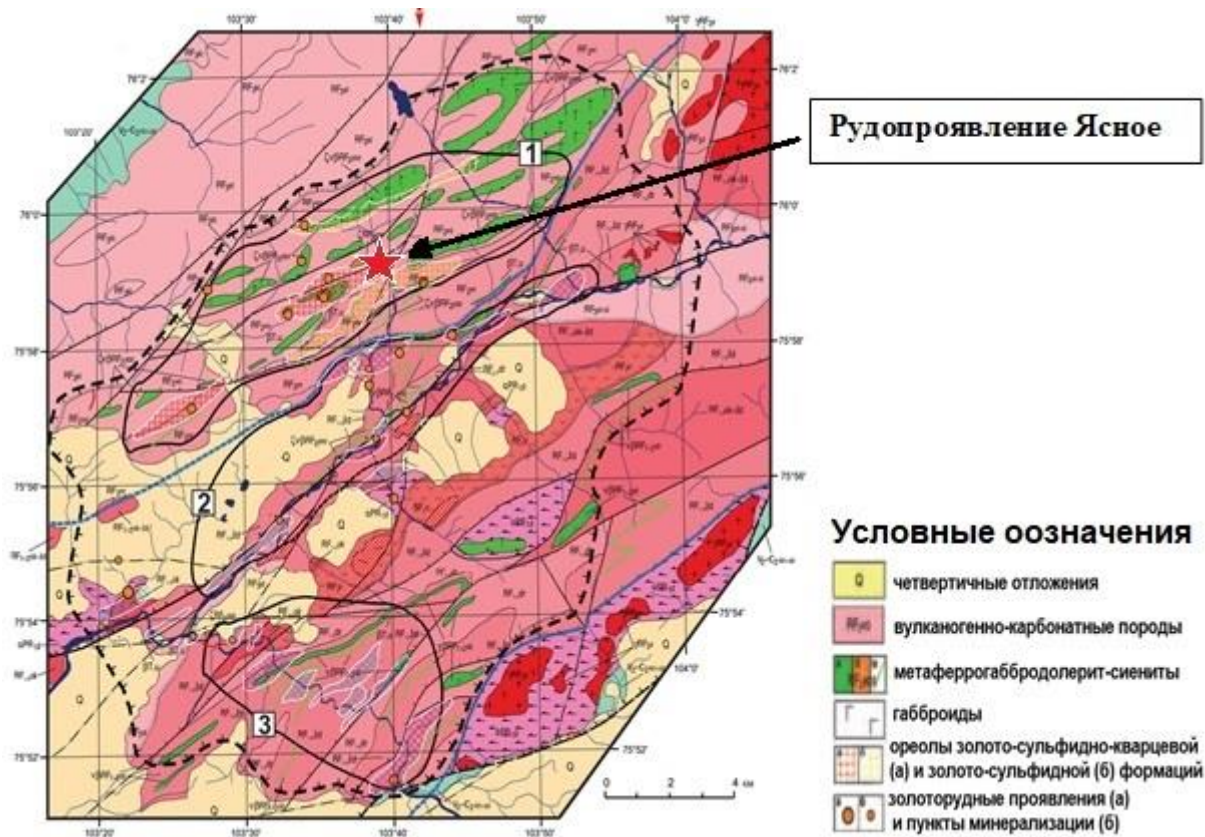


Рисунок 1. Геологическая карта Верхнеленинградского потенциального рудного узла. 1 – контур Светлинской площади, 2 – контур Ленинградской площади, 3 – контур Барковской площади [18]

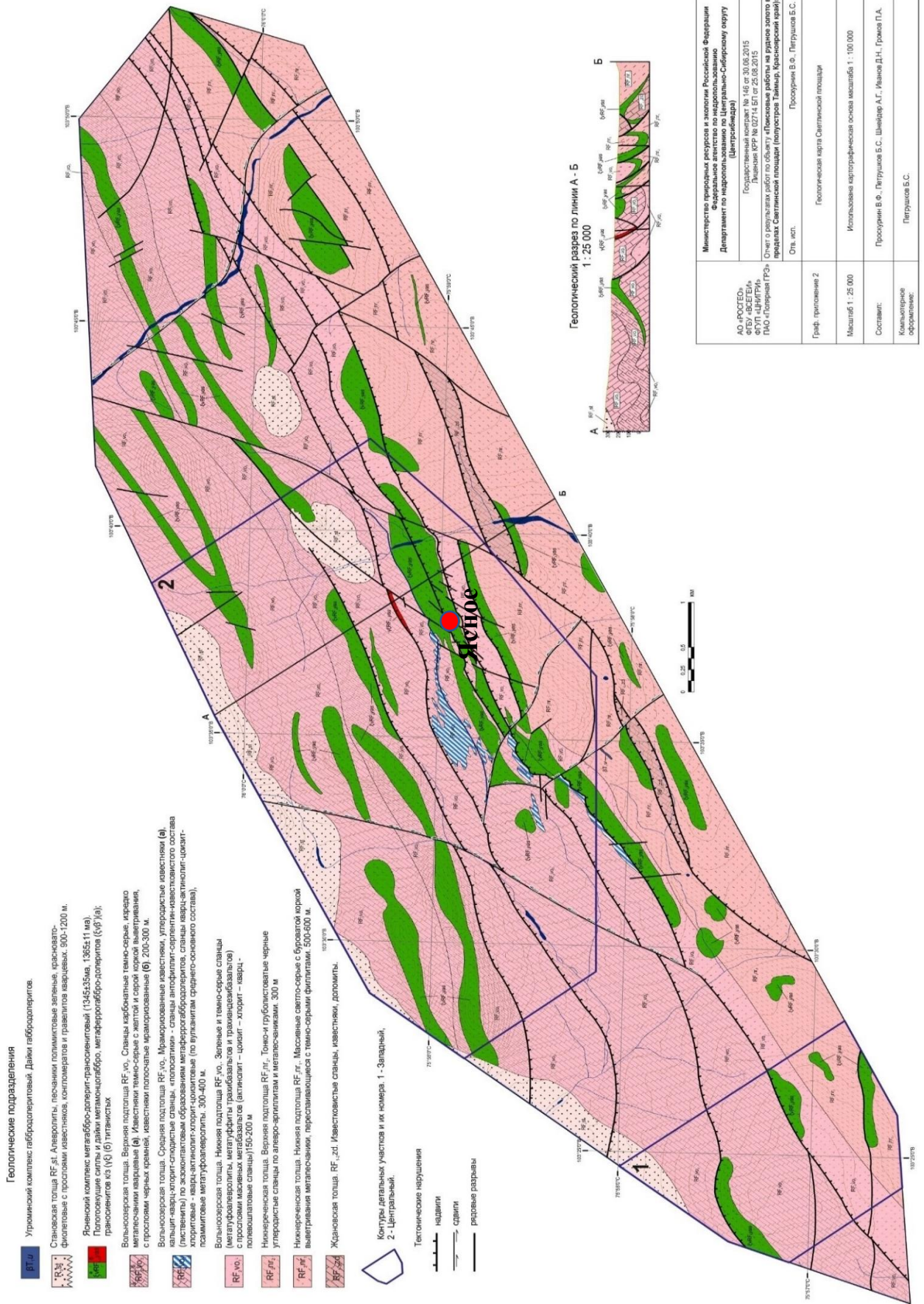
В районе широко развиты разрывные нарушения, представленные надвигами, взбросами и сбросами. Мощность зон разрывов составляет десятки и первые сотни метров. Они сопровождаются катаклизмом и диафторезом пород. К зонам смятия приурочены гидротермально-метасоматические изменения пород – березитизация, лиственитизация, серпентинизация, окварцевание, сульфидизация и графитизация. На это накладываются

линейного типа разломы северо-восточного простирания, главный из которых – Верхнеленинградский – заложен в раннетриасовое время и фиксируется становлением даек оливиновых габбродолеритов угрюминского комплекса.

В минерагеническом плане ВРУ относится к центральной части Барковско-Ждановского потенциального золоторудного района Шренк-Фаддеевской рифейской минерагенической зоны Карской позднепалеозойско-раннемезозойской минерагенической области [19].

К основным факторам контроля и выделения узла относятся широко развитые ранне-среднерифейские сульфидизированные черные сланцы ждановской и нижнеречинской толщ, потенциально золотоносные «древние конгломераты» октябрьской толщи, березиты и листвениты в основных вулканитах и карбонатно-терригенных отложениях вольноозерской толщи раннего-среднего рифея и вулканитах позднерифейского Верхнеленинградского осадочно-вулканогенного комплекса. Поля выходов толщ характеризуются повышенной дисгармоничной складчатостью, сильным рассланцеванием и неравномерным метаморфизмом пород. Контур рудного узла подчинен зеленосланцевой фации метаморфизма. Одним из благоприятных факторов контроля золотого оруденения является развитие многочисленных ранне-среднерифейских силлов и даек метагаббродолеритов, метадолеритов северобыррангского и субщелочных метаферрогаббродолеритов, метамонцогаббро, метасиенитов ясненского комплекса, а также позднерифейских гранитоидных интрузий снежинского комплекса.

Основными критериями выделения потенциального рудного узла явились прямые и косвенные поисковые признаки золотого оруденения: обширный ареал россыпного золота с содержаниями золота в аллювии до $1,61 \text{ г/м}^3$ в долинах рек Ленинградская, Баркова и мелкими россыпями с прогнозными ресурсами по категории Р₁-400 кг; многочисленные геохимические аномалии и пункты минерализации с содержаниями Au до 25-38 г/т, Pd – 0,86 г/т, Pt – 0,12 г/т, Ag – 260 г/т, Cu – 15-19%, Pb – до 10 %; широкое развитие процессов березитизации, лиственитизации, серпентинизации и углеродистого метасоматоза; многочисленность зон смятия, катаклаза и локальных систем разрывных нарушений [19].



Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации Федеральное геологическое учреждение Департамент недропользования по Центрально-Сибирскому округу (ЦентрСибнедр)	Посударственный контракт № 146 от 30.08.2015 Лицензия КРР № 0274.571 от 25.08.2015
АО «РОСГЕО» ФГУП «ВЕСТНИК» ФГУП «ЦЕНТРИН» ПАО «Полюс ГР»	Счет о результатах работ по объекту «Планирование работ на участке золота в пределах Светлинской площади (полуостров Таймыр, Красноярский край)» Отч. исп.
Граф. приложение 2	Просурин В.Ф., Петрушов Б.С.
Масштаб 1:25 000	Геологическая карта Светлинской площади
Составил:	Использована картографическая основа масштаба 1:100 000
Компьютерное оформление:	Просурин В.Ф., Петрушов Б.С., Швайдар А.Г., Иванова Д.Н., Грозов П.А., Петрушов Б.С.

Рисунок 2. Геологическая карта Светлинской площади. Красным кружком показано рудопроявление Ясное [19]

1.2 Светлинское рудное поле

Светлинская площадь (51.5 км²), включающая одноименное рудное поле, расположена в северо-западной части ВРУ. В строении Светлинского рудного поля принимают терригенно-карбонатно-углеродистые толщи рифея, разделенные на четыре толщи (рис. 2).

Ждановская толща (R_{1-2zd}) сложена сильно дислоцированными альбитизированными песчано-сланцевыми, углеродистыми породами, переслаивающимися с мраморами и известняками. Углеродистые сланцы включают вкрапленную пирротинизацию. Карбонатные породы являются основным отличительным признаком ждановской толщи.

Нижняя подтолща **Нижнереченской толщи (R_{2nr})** представлена массивными метапесчаниками с коркой выветривания, переслаивающимися с филлитами; верхняя подтолща представлена черными углеродистыми сланцами и метапесчаниками, пологозалегающими между силлами метаферрогаббродолеритов.

Нижняя подтолща **Вольноозерской толщи (R_{2vo})** состоит из трахибазальтов и трахиандезибазальтов с прослоями массивных актинолит-цоизит-хлорит-кварц-полевошпатовых сланцев. Средняя подтолща представлена мраморизованными известняками, кальцит-кварц-хлорит-слюдистыми сланцами, листовенитами, кварц-актинолит-цоизит-хлоритовыми сланцами. Верхняя подтолща состоит из известняков полосчатых мраморизованных и с прослоями черных кремней, из карбонатных сланцев.

Становская толща (R_{3st}) сложена кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами, содержащими прослой известняков и кварцевых гравелитов.

Отложения рифея прорваны многочисленными телами габброидов, разделенных на три комплекса.

Ранне-среднерифейский северобыррангский комплекс метагаббродолеритовый ($v\beta^1 R_{1-2sb}$) представлен пластовыми интрузиями и дайками метагаббро-долеритов, метадолеритов, смятыми в складки и метаморфизованными совместно с вмещающими отложениями.

Позднерифейский ясенский метагаббро-долерит-граносиенитовый ($v\beta R_{2yas}$) комплекс включает дайки и силлы метагаббро-долеритов, метаферродиоритов и монцодиоритов. С пропицитизированными, листовенитизированными и березитизированными породами комплекса и вмещающих их

образований связано медно-полиметаллически-колчеданное и золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Раннетриасовый угрюминский габбродолеритовый комплекс (βT_{1u}) представлен дайками массивных габбродолеритов и долеритов, с крупно- и средне-мелкозернистой офитовой или габбровой структурой [19].

В пределах Светлинского рудного поля выделен ряд рудопроявлений золото-кварцевой формации, представленных линейными зонами березитизации в интрузивных ясенском и северобыррангском комплексах, и вулканогенно-осадочных отложениях вольнинской и дорожнинской толщ, в осадочно-вулканогенных отложениях верхнеленинградского комплекса, а также в сланцах ждановской толщи. Прогнозные ресурсы золота Светлинского рудного поля по категории P_2 составляют 28 т [19].

1.3 Геологическое строение рудопроявления Ясное

Рудопроявление Ясное локализовано в линейной зоне рассланцованных гидротермально-метасоматически измененных (березиты/листвениты) метадолеритов ясенского комплекса [19].

На рисунке 3 показана план-схема канавы КС-1, вскрывающей рудные зоны рудопроявления Ясное. Геологическое строение канавы КС-1 представлено: карбонатными мраморизованными графитизированными породами, сланцами по метадолеритам, березитами и метадолеритами. Карбонатные мраморизованные графитизированные породы имеют темно-серый и черный цвет, мелкозернистые структуры, массивные или сланцеватые текстуры. Сланцы по метадолеритам отличаются серо-зеленым цветом, мелко-среднезернистыми гранолепидобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. Березиты серого цвета, со среднезернистыми лепидогранобластовыми структурами, текстуры линейные, хаотичные, метасоматические. Для метадолеритов характерен темно-зеленый цвет, средне-, мелко-, крупнозернистые структуры и массивные текстуры. Зоны рассланцевания пород сопровождаются дроблением и хлоритизацией. В сланцах развито хлорит-кварц-карбонатное прожилкование [19].

Степень сульфидизации в породах составляет от 1 до 30%. Канавы КС-1 вскрыла сульфидную зону мощностью 34 метра. Среднее содержание золота в зоне – 1,3 г/т. В ее пределах выделяется два рудных интервала, мощностью 4 и 8 м. Среднее содержание золота в интервалах – 3,2 г/т. Также прослеживается рудный интервал протяженностью 19 м. Содержание золота в его пределах – 2 г/т.

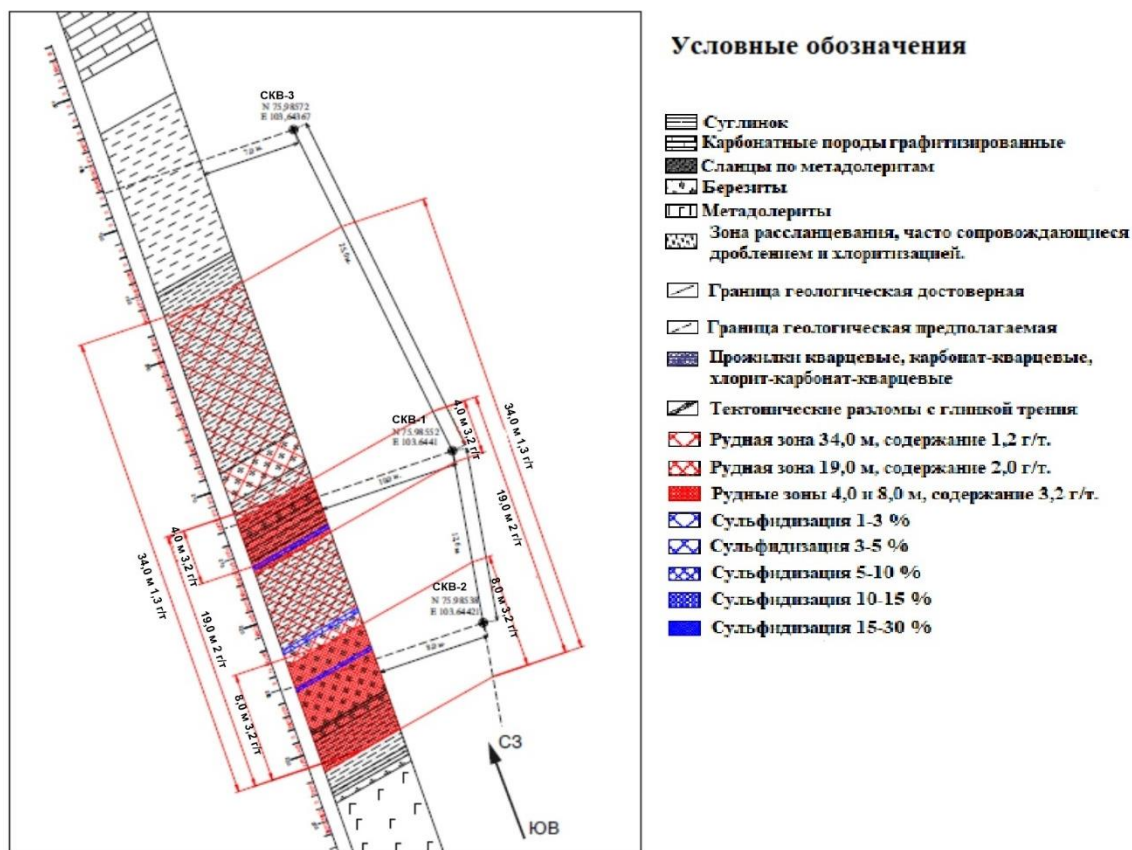
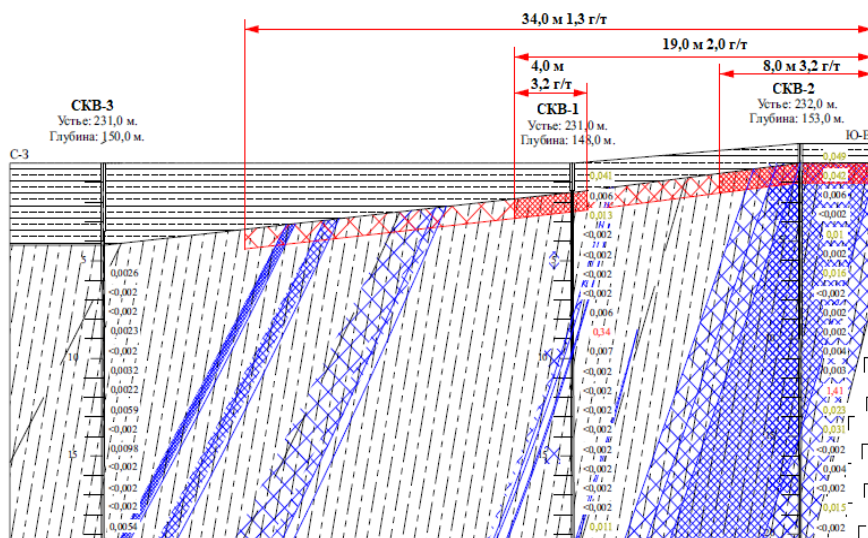


Рисунок 3. План-схема канавы КС-1 и скважин профиля №1 [19]

На рисунке 4 представлен разрез по скважинам профиля №1. Скважина №1 заложена в рудном интервале №1 (мощностью 4 м, среднее содержание золота – 3,2 г/т) канавы КС-1. Рудное тело прослеживается не как равномерное тело березитизированных сланцев, а как ряд маломощных прожилков с сульфидизацией до 20% в пачке березитизированных сланцев по метадолеритам. Ниже, в интервале от 30-61 м, вскрыта 7-метровая зона сульфидизации, отвечающая рудоносному интервалу №2 канавы КС-1 (мощность в КС-1 – 8 м, среднее содержание золота – 3,2 г/т, максимальное – 11 г/т). На глубинах 88-136 м скважиной №2 вскрыты две зоны сульфидизации по 20 м [19].

Геологический разрез по профилю №1

Масштаб: горизонтальный 1:200
вертикальный 1:200



Условные обозначения

- ☐ Суглинок
- ▨ Карбонатные породы графитизированные
- ▩ Сланцы по метадолеритам
- ▧ Березиты
- ▦ Метадолериты
- ▤ Зона расщепления, часто сопровождающаяся дроблением и хлоритизацией.
- Гранца геологическая достоверная
- - - Гранца геологическая предполагаемая
- ▨ Прожилки кварцевые, карбонат-кварцевые, хлорит-карбонат-кварцевые
- ▧ Тектонические разломы с глиной трения
- ▧ Рудная зона 34,0 м, содержание 1,2 г/т.
- ▧ Рудная зона 19,0 м, содержание 2,0 г/т.
- ▧ Рудные зоны 4,0 м и 8,0 м, содержание 3,2 г/т.
- ▧ Сульфидизация 1-3 %
- ▧ Сульфидизация 3-5 %
- ▧ Сульфидизация 5-10 %
- ▧ Сульфидизация 10-15 %
- ▧ Сульфидизация 15-30 %

Рисунок 4. Геологический разрез по профилю №1 [19]

2 РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

2.1 Результаты наземных геофизических работ на Верхнесветлинском участке

В 2016 году на Верхнесветлинском участке выполнены магнитная съемка и электропрофилирование методом естественного электрического поля (ЕП) по сети профилей 100×5 м (18 км²) и 100×20 м (18 км²) соответственно [19].

Результаты измерений методом магниторазведки представлены в виде карты изолиний значений аномального магнитного поля на рисунке 5. В аномальном магнитном поле тела габбро-долеритов выделяются многочисленными положительными линейными аномалиями северо-восточного простирания. Их интенсивность составляет 250-300 нТл. Вариации интенсивности аномалий обусловлены различием вещественного состава и степени метаморфизации пород. Магниторазведкой выделяются дайки и силлы. Мощные силлы установлены в западной и северо-восточной части участка работ. На остальной части участка преобладают маломощные силлы и дайки [19].

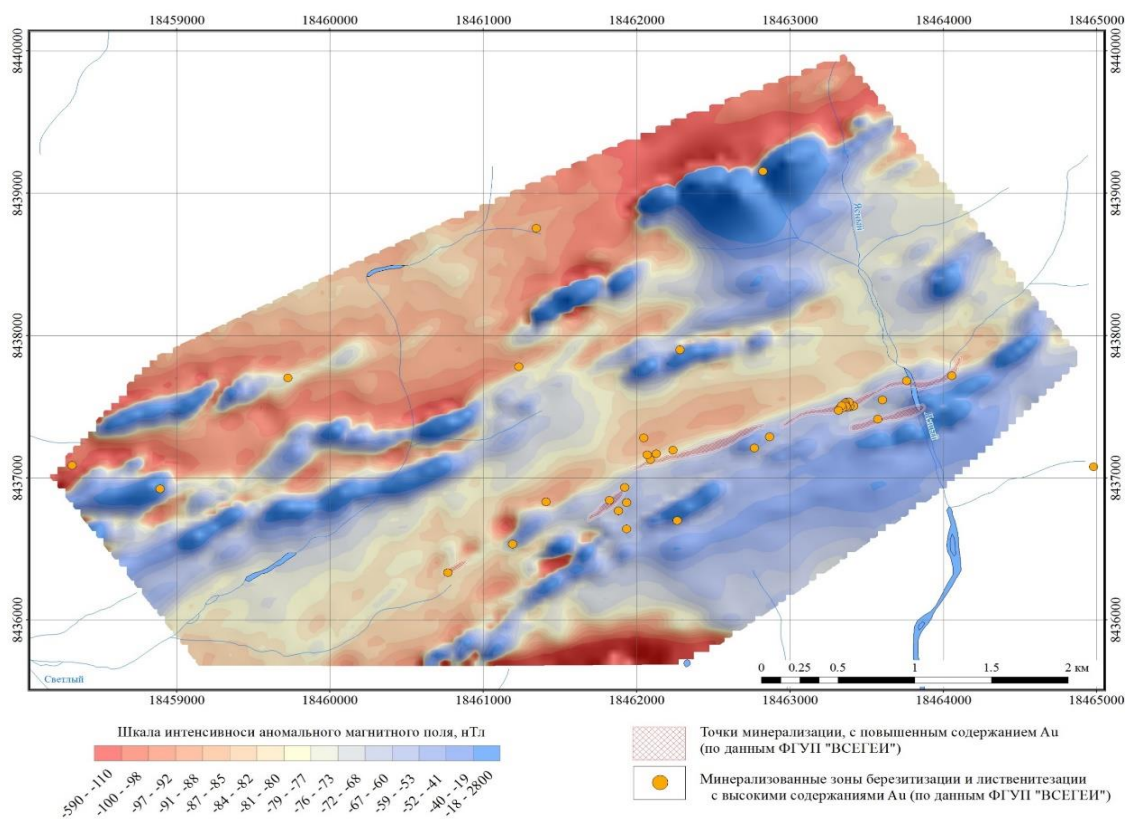


Рисунок 5. Карта изолиний аномального магнитного поля [19]

Результаты измерений методом электропрофилирования ЕП представлены в виде карты изолиний потенциала ЕП на рисунке 6. Интенсивными отрицательными аномалиями картируются углеродистые («графитизированные») металавралиты и известняки. Интенсивность отрицательных аномалий $U_{ЕП}$ составляет -500 мВ. Углеродистые толщи проявлены в южной и северной части участка работ. Тела габбро-долеритов ясенского комплекса в ЕП проявляются линейными положительными аномалиями. Интенсивность аномалий $U_{ЕП}$ достигает 300 мВ.

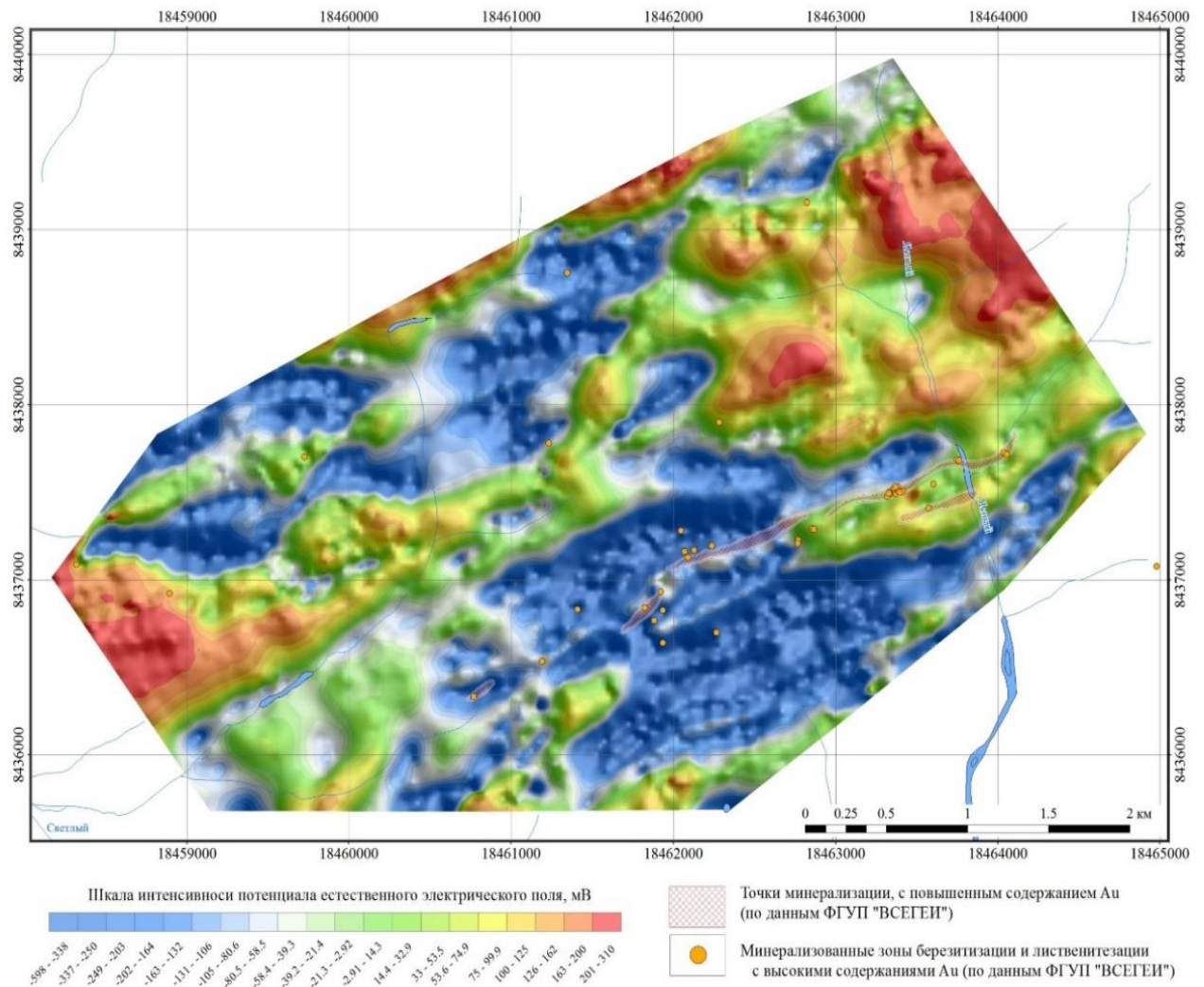


Рисунок 6. Карта изолиний потенциала естественного электрического поля [19]

В геофизических полях отчетливо картируются разрывные нарушения северо-восточного простирания. Хорошо выделяется разрывное нарушение (зона дробления и каталаза), к которому приурочены минерализованные зоны березитизации, лиственитизации пород и пункты минерализации [19].

В целом, магнитная съемка и электропрофилирование ЕП решают структурно-картировочные задачи.

2.2 Результаты детальных наземных геофизических работ на участке Ясный

Детальные опытно-методические работы (ОМР) выполнены комплексом методов, включающим: микромагнитную съемку (по сети 10×2.5 м), электропрофилирование методом ЕП (по сети 50×10 м) и ВП (по сети 25×10 м) на детальном участке площадью 0,4 км² [19].

Результаты измерений методом магниторазведки представлены в виде карты аномального магнитного поля на рисунке 7. По данным магнитной съемки выделена сеть разрывных нарушений, разбивающих силл габбро-долеритов на блоки. Разломы выделяются линейно-вытянутыми локальными отрицательными аномалиями ΔT_a интенсивностью до первых десятков нТл, а также смещением осей корреляции аномалий и ступенями в поле. Положительными аномалиями повышенной интенсивности выделяются блоки габбро-долеритов, имеющие меньшую раздробленность и степень изменения.

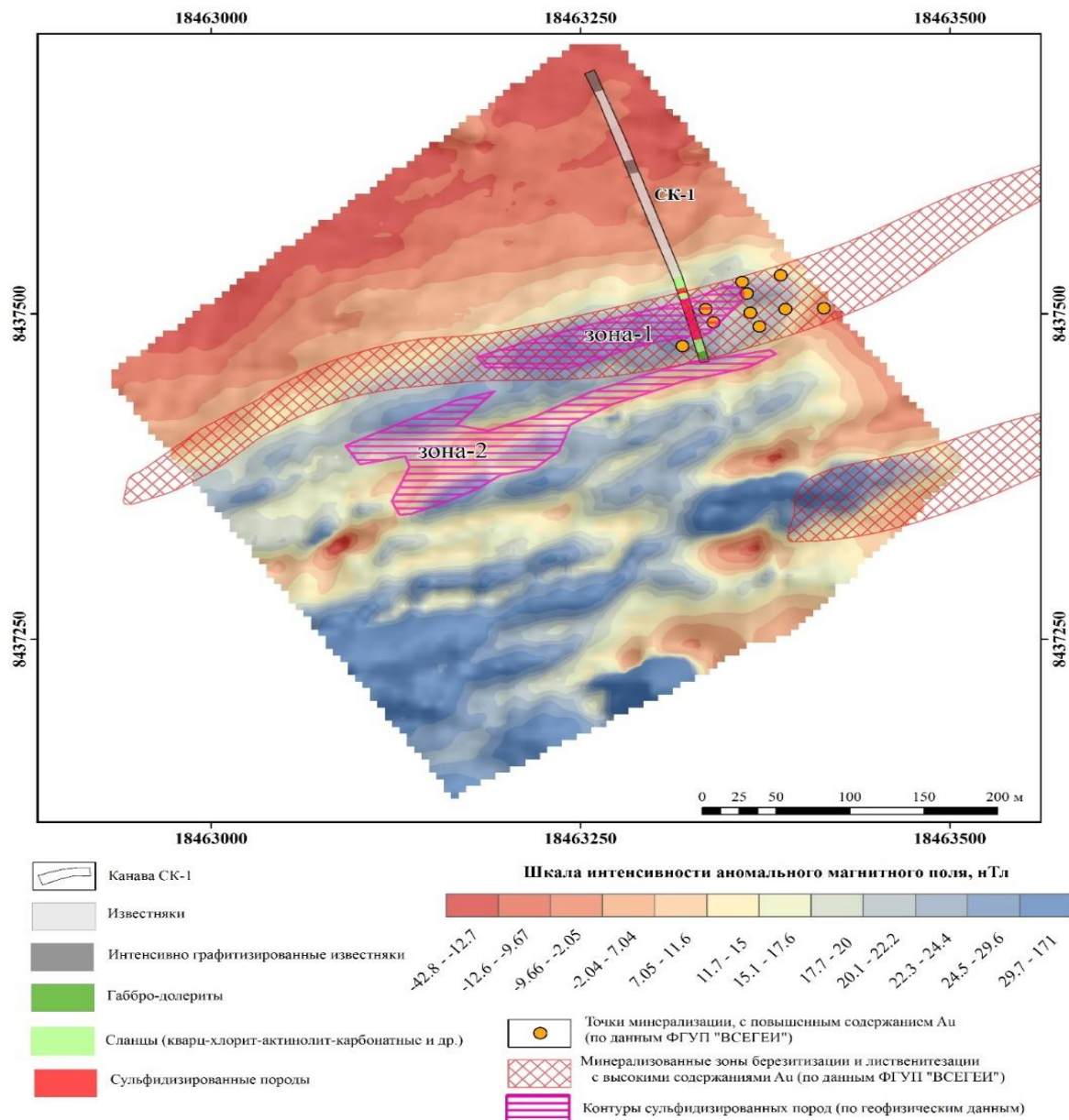


Рисунок 7. Карта аномального магнитного поля участка детализации [19]

Результаты измерений методом ЕП представлены в виде карты графиков потенциала ЕП на рисунке 8. Площадной отрицательной аномалией выделяются графитизированные известняки вольнинской свиты. Интенсивность аномалии $U_{ЕП}$ составляет -250 мВ, в зонах интенсивной графитизации – до -400 мВ. В центральной части участка зона дробления северо-восточной ориентировки выделяется локальной линейно-вытянутой аномалией интенсивностью $U_{ЕП}$ – до -50 мВ [19].

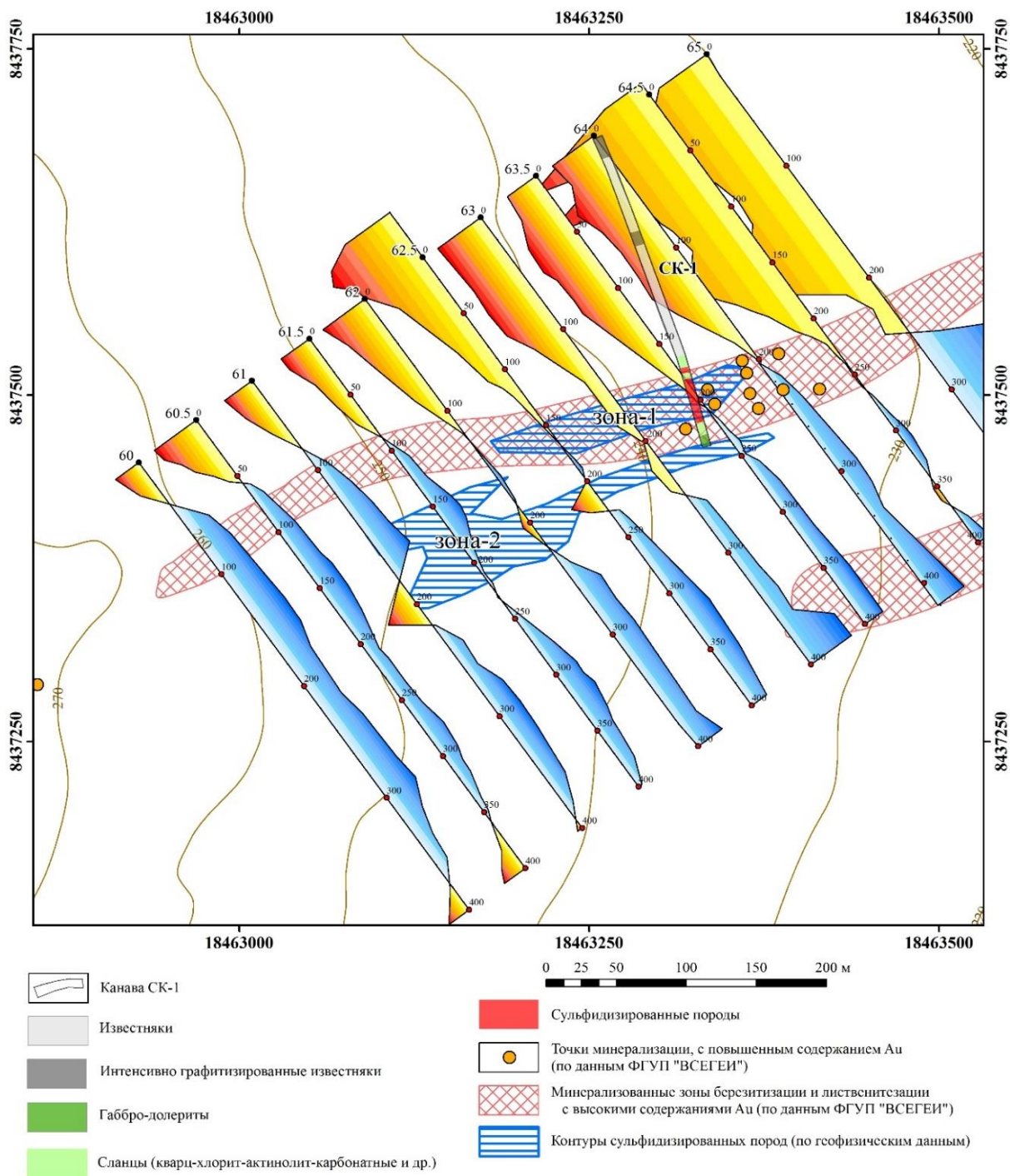


Рисунок 8. Карта графиков потенциала естественного электрического поля [19]

Результаты измерений методом ВП представлены в виде карты графиков логарифма кажущегося удельного электрического сопротивления на рисунке 9. Площадной аномалией повышенных значений ρ_k в южной части участка выделяются габбро-долериты ясенского комплекса. В северной части пониженным ρ_k (1000 – 600 Ом·м) выделяются графитизированные известняки вольнинской свиты. Среди них локальной аномалией ρ_k до 100 Ом·м выделяется интервал интенсивно графитизированных пород. Графитизированные известняки также выделяются площадной интенсивной аномалией η_k , достигающей 15 %. Минерализованные зоны, содержащие сульфиды, по данным ВП выделяются локальными аномалиями η_k интенсивностью до 5–7 %. Минерализованная зона №1 протягивается в северо-западном направлении на 180 м. Южнее выделена еще одна минерализованная зона (зона №2), расположенная субпараллельно зоне №1 и имеющая северо-восточное простирание. Она протягивается в западном направлении на расстояние более 300 м. Зона №2 выделяется локальной аномалией пониженных значений ρ_k (до 500 Ом·м) и повышенной η_k (до 5-7 %).

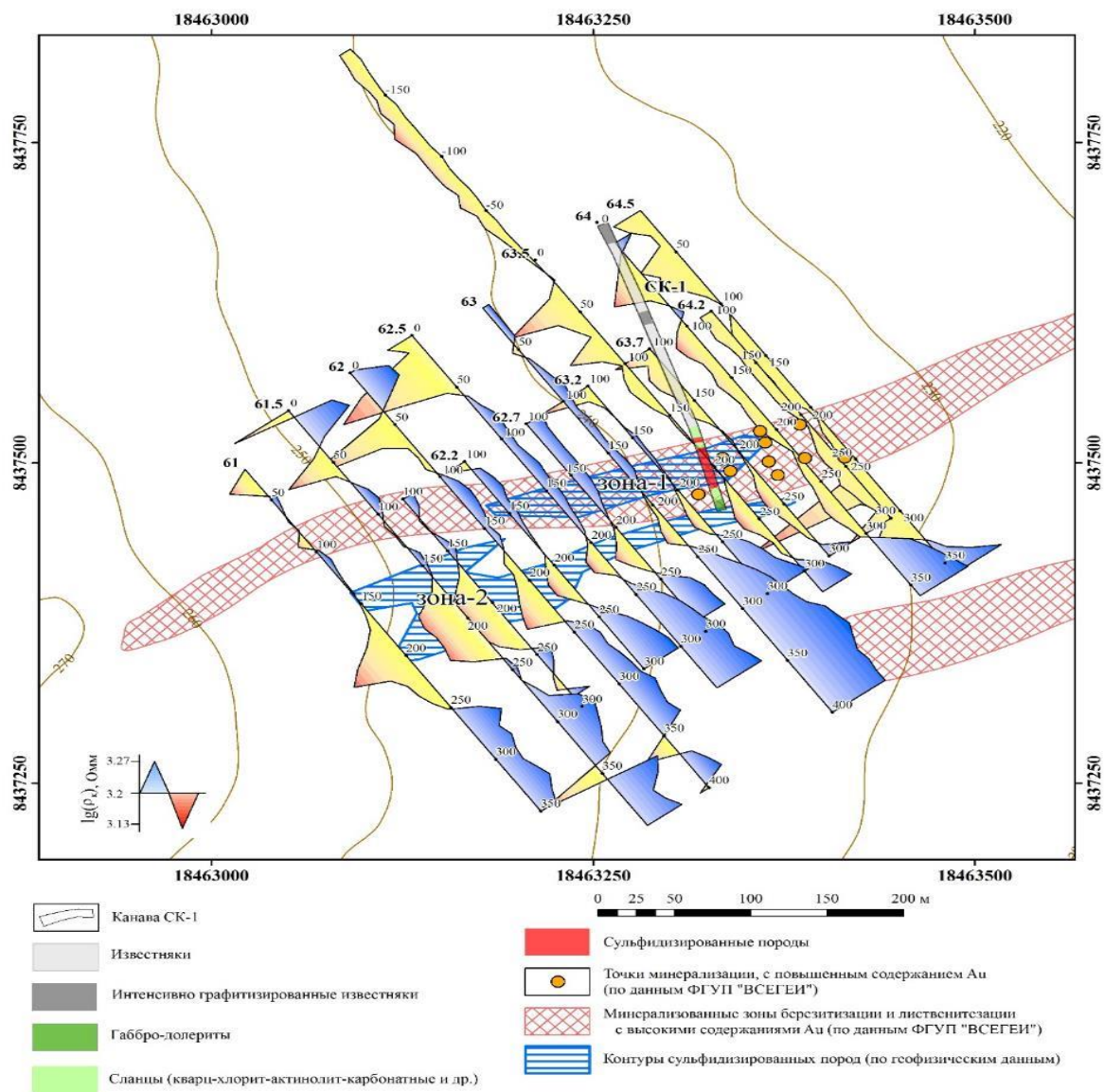


Рисунок 9. Карта графиков логарифма кажущегося удельного электрического сопротивления [19]

По результатам выполненных работ показано, что березитизированные породы, содержащие сульфиды, хорошо отражаются в геофизических полях. Это позволяет выделять их и картировать в плане. Кроме того, детальные геофизические работы позволяют существенно уточнять структурно-тектоническое строение участков, закрытых четвертичными отложениями.

3 ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

3.1 Вызванная поляризация во временной и частотной области

Метод ВП основан на измерении вторичных электрических полей, возникающих в пористых средах при прохождении через них электрического тока. Интенсивность и скорость релаксации ВП в породах определяется строением их порового пространства, минеральным составом, текстурно-структурными особенностями и др. По этой причине метод ВП находит широкое применение в гидрогеологических [33, 36] и археологических [146] исследованиях, а также рудной и инженерной геологии [13, 37, 41].

Под спектральной ВП понимают измерения в широком временном (10^{-6} - 10^2 с) или частотном (10^{-3} - 10^4 Гц) диапазонах, позволяющие анализировать динамику релаксации ВП пород.

При измерении ВП во временной области через породу пропускается серия разнополярных импульсов постоянного тока с паузой, равной длительности импульса, а измеряют напряжение вторичного поля вызванной поляризации в паузе между импульсами тока. При этом пропускание тока через породы вызывает медленное возрастание потенциала вторичного электрического поля, а при отключении тока — медленное убывание.

Стандартным параметром ВП является кажущаяся поляризуемость, равная отношению потенциала в паузе ($\Delta U_{\text{ВП}}$) к потенциалу, измеренному в момент пропускания тока ($\Delta U_{\text{ПР}}$) [7]:

$$\eta = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{ПР}}} \cdot 100\%. \quad (1)$$

На практике часто используется более устойчивый интегральный параметр – заряжаемость:

$$m = \frac{1}{U_{\text{ПР}} \cdot (t_1 - t_0)} \int_{t_0}^{t_1} U_{\text{ВП}} dt, \quad (2)$$

где t_1, t_0 – начало и конец интервала времени измерения.

Фундаментальным параметром, характеризующим интенсивность ВП пород, является стационарная поляризуемость:

$$M = \frac{U_0 - U_\infty}{U_0}, \quad (3)$$

где $U_0 = \lim_{t \rightarrow 0} U(t)$ – напряжение, соответствующее бесконечно длинному импульсу тока, $U_\infty = \lim_{t \rightarrow \infty} U(t)$ – напряжение после выключения тока за исключением омической составляющей.

В частотной области через породу пропускается переменный ток синусоидальной формы разных частот, и наблюдается сдвиг фазы напряжения в приемной линии относительно сигнала тока в питающей линии. Измеряют амплитуду и фазовый сдвиг или реальную и мнимую часть импеданса.

Параметром ВП в частотной области является частотный эффект [7]:

$$FFE = \frac{\rho_n - \rho_B}{\rho_n}, \quad (4)$$

где ρ_n – удельное сопротивление на низкой частоте, ρ_B – удельное сопротивление на высокой частоте.

Метал-фактор показывает эффект ВП, не зависящий от ρ , что позволяет выделить руды на фоне высокоомных пород:

$$FE = \frac{\rho_n - \rho_B}{\rho_n * \rho_B}, \quad (5)$$

Стационарная поляризуемость в частотной области определяется:

$$M = \frac{\rho_0 - \rho_\infty}{\rho_0} = \frac{\sigma_\infty - \sigma_0}{\sigma_\infty}. \quad (6)$$

Нормированная заряжаемость [7]:

$$m_n = \sigma_\infty - \sigma_0. \quad (7)$$

3.2 Методы анализа временных и частотных характеристик ВП

3.2.1 Дифференциальная поляризуемость

Дифференциальная поляризуемость – производная кривой спада поляризуемости по логарифму времени [12, 22]

$$\eta_d(t) = -\frac{d\eta(t)}{d\ln(t)}. \quad (8)$$

Кривые дифференциальной поляризуемости часто имеют максимумы, время, отвечающее значению максимума, соответствует времени релаксации [7].

3.2.2 Дебаевская декомпозиция

Дебаевская декомпозиция (ДД) представляет собой способ восстановления распределения времен релаксации по наблюдаемым кривым спада поляризуемости [9, 10, 11]. В ДД для описания процессов, характеризующих релаксацию ВП в единичном объеме среды, используется экспоненциальная функция — переходная характеристика ВП:

$$\eta(t) = \sum_i Z(\tau_i) \cdot F(t, \tau_i) = M \cdot F(t), \quad (9)$$

где $F(t)$, $F(t, \tau)$ – переходная характеристика породы и i -го элементарного процесса релаксации, $Z(\tau)$ – весовые коэффициенты, характеризующие интенсивность процессов релаксации (РВР), M – стационарная поляризуемость породы, τ – время релаксации, t – время после отключения тока [7].

3.2.3 Модель Коул-Коул

В обработке и анализе данных ВП во временной и частотной области часто используется эмпирическая модель Коул-Коул [1, 7, 13]. Так, переходная характеристика модели Коул-Коул для временной области выглядит следующим образом [24]:

$$F(t, \tau) = M \left(\sum_{y=1}^{\infty} (-1)^y \frac{(t/\tau)^{yc}}{\Gamma(1+yc)} \right), \quad (10)$$

где M – стационарная поляризуемость, ω – круговая частота, τ – постоянная времени релаксации, $\Gamma(1+yc)$ – гамма-функция с аргументом $1+yc$, c – показатель степени скорости затухания переходной функции, от 0 до 1.

Модель Коул-Коул в частотной области описывает зависимость комплексного импеданса среды в виде функции трех независимых параметров [7]:

$$\rho^* = \rho_0 \left[1 - M \left(1 - \frac{1}{1+(i\omega\tau)^c} \right) \right], \quad (11)$$

где ρ_0 – сопротивление при постоянном токе.

3.3 Механизмы возникновения вызванной поляризации

ВП проявляется в пористых средах в виде вторичных электрических полей, возникающих при прохождении в них тока. При этом в ходе электрохимических и электрокинетических процессов происходит перераспределение зарядов в горных породах. ВП возникает в пограничном слое между твердым веществом и жидкостью, проявляясь в двухфазной среде. Процессы ВП различаются в случаях, когда твердое вещество - изолятор или электронным проводник [13].

3.3.1 Поляризуемость ионопроводящих пород

Экспериментально установлено, что поляризуемость ионопроводящих пород зависит от следующих факторов: влажности и пористости, состава и концентрации раствора в порах породы, структуры и размера пор, содержания глинистых минералов. Максимальная поляризуемость наблюдается при слабой концентрации раствора, небольшой влажности (2-5%) и оптимальном размере пор (8-10 мкм), когда толщина пленки влаги соизмерима с толщиной двойного электрического слоя на контакте твердой и жидкой фаз [13].

Мембранная поляризация

Основную роль в мембранной (концентрационной) поляризации играет диффузия [14, 15, 20]. Ионопроводящие породы представляют собой систему, состоящую из совокупности широких и узких пор. Под действием электрического тока по этой системе переносятся катионы и ионы одного типа с одинаковой валентностью. Эффект ВП объясняется изменением в числах переноса ионов в широких и узких порах. Это обуславливает возникновение градиента концентраций катионов и анионов в диффузном двойном электрическом слое (ДЭС), возникающий под действием внешнего поля.

Поверхность твердой фазы почв обычно заряжена отрицательно, и концентрация катионов в поровом растворе выше, чем анионов. Чем уже поры, тем большая часть порового пространства занята ДЭС и больше разница в концентрациях ионов. Протекание тока через последовательность широких и узких капилляров приводит к формированию избытков катионов и анионов у противоположных стенок пор. Эти избыточные заряды являются источником мембранной поляризации [40].

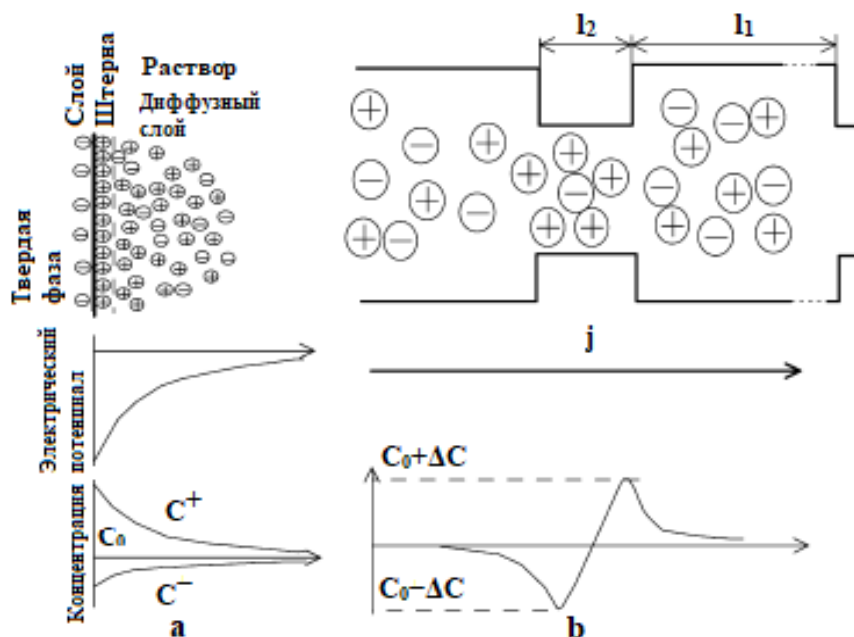


Рисунок 10. Модель мембранной поляризации: а) – схема строения ДЭС, профиль изменения потенциала и концентрации ионов в ДЭС, б) – схема строения системы пор, распределение концентрации ионов при пропускании тока. l_1 , l_2 , S_1 , S_2 – длины и сечения широкой и узкой пор. C^+ , C^- , ΔC – концентрации катионов и анионов, избыточная концентрация, сформированная под действием тока [40]

Поляризация слоя Гельмгольца на поверхности непроводящего зерна

Механизм возникновения поляризации слоя Гельмгольца рассматривается на примере одиночного сферического зерна кварца, помещенного в раствор электролита. Вокруг зерна при его контакте с жидкостью образуется ДЭС. Минеральная поверхность имеет отрицательный заряд. Он уравнивается зарядом противоионов, слабосорбированных в слое Гельмгольца и имеющих противоположный знак по отношению к поверхностному заряду. Заряды, сконцентрированные на минеральной поверхности и в слое Гельмгольца уравниваются зарядами противоионов и коионов, находящихся под действием кулоновских сил в диффузном слое [13].

При включении внешнего электрического поля приходят в движение ионы диффузного слоя ДЭС, но это не приводит к аккумуляции заряда, поскольку они обладают и тангенциальной, и нормальной проводимостью. Процессы адсорбции медленно протекают в слое Гельмгольца, удерживая ионы слоя у поверхности зерна. По этой причине ионы обладают только тангенциальной подвижностью, что позволяет им совершать перемещения вдоль поверхности минерального зерна. Под действием внешнего электрического поля начинается перемещение ионов слоя Гельмгольца, в ходе которого на противоположных сторонах зерна изменяется концентрация ионов и накапливаются разные по величине избыточные заряды. При отключении внешнего поля заряды начинают диффундировать вдоль поверхности зерна. В этот момент возникает вторичное поле ВП, которое продолжает существовать, пока не установится равновесная концентрация ионов вдоль минеральной поверхности [34].

Комплексная поверхностная электропроводность, описываемая моделью поляризации в слое Гельмгольца, выражается в виде:

$$\sigma_S^* = \sigma_S^\infty + \frac{\sigma_S^0 - \sigma_S^\infty}{1 + i\omega\tau}, \quad (12)$$

где $\sigma_S^0, \sigma_S^\infty$ – асимптотическая электропроводность на низкой и высокой частоте, ω, τ – круговая частота и время релаксации.

Время релаксации избыточного заряда одиночного зерна рассчитывается по формуле [34]:

$$\tau = \frac{r^2}{2D}, \quad (13)$$

где r , D – радиус зерна и коэффициент диффузии ионов в свободном растворе.

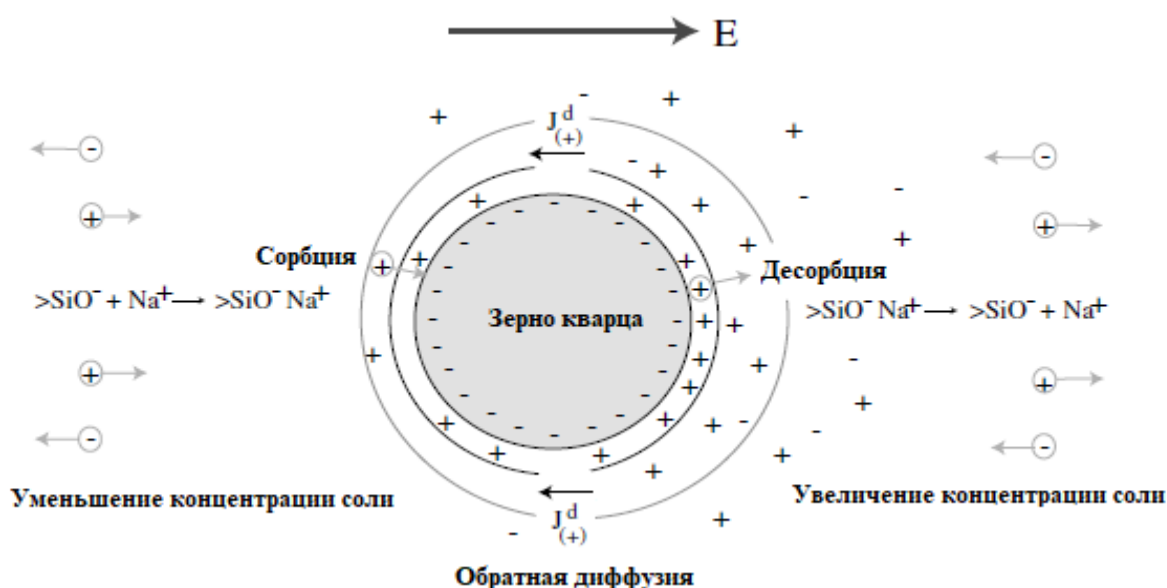


Рисунок 11. Модель поляризации слоя Гельмгольца [34]

3.3.2 Поляризация Максвелла-Вагнера

Поляризация Максвелла-Вагнера возникает на границе раздела фаз с резким изменением электропроводности и диэлектрической проницаемости. Этот тип поляризации обладает высокой скоростью образования и релаксации избыточного заряда ($\tau < 0.1-0.01$ мс). Данный тип ВП характерен для вечномерзлотных пород [7].

3.3.3 Поляризация электропроводящих пород

Для пород, содержащих вкрапленность электропроводящих минералов, характерна смешанная проводимость: ионная и электронная. Поляризуемость возрастает по мере увеличения удельной поверхности контакта электропроводящих включений с раствором. Наибольшая поляризуемость наблюдается при слабой минерализации внутрипоровой влаги, относительный объем которой достаточен для смачивания всех электропроводящих включений [13].

Возникновение ВП для случая электропроводящих минералов связано с законами электролиза Фарадея. Постоянный ток протекает через границу электронного и ионного проводников, если на ней происходит электрохимическая реакция. Поэтому

количество вещества, участвующего в химических превращениях, пропорционально количеству зарядов, пересекающих границу раздела.

ЭДС ВП – это перенапряжение при электролизе раствора у поверхности электропроводящего минерала, которое обуславливает протекание электрохимической реакции с конечной скоростью по ряду причин [6].

В качестве модели вкрапленной руды рассматривается пора, блокированная электропроводящим зерном. При включенном внешнем поле на границе зерна и поры накапливается заряд, и зерно поляризуется. Когда внешнее поле отключается, ионы диффундируют обратно в пространство электролита. Поскольку поляризация зерна – поверхностное явление, рассеянные руды обладают большей поляризуемостью по причине большей площади поверхности [35].

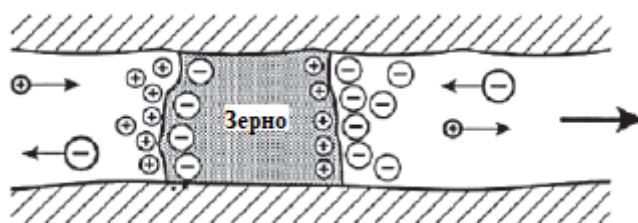


Рисунок 12. Модель поры, блокированной электропроводящим зерном [35]

3.4 Вызванная поляризация пород с включениями электропроводящих минералов

3.4.1 Стационарная поляризуемость

Для смеси непроводящих частиц со сферическими включениями электропроводящих минералов записывается уравнение смеси Максвелла-Гарнетта [28]:

$$\frac{\sigma^* - \sigma_m^*}{\sigma^* + k_i \cdot \sigma_m^*} = \frac{\sigma_p^* - \sigma_m^*}{\sigma_p^* + \sigma_m^*} \xi, \quad (14)$$

где σ^* , σ_m^* , σ_p^* – комплексная электропроводность смеси, матрицы и включений соответственно, ξ – объемное содержание включений электропроводящих минералов, k_i – безразмерный коэффициент, зависящий от формы включений и их ориентации по отношению к поляризующему полю [28]:

$$k_i = \frac{1-L_i}{L_i}, \quad (15)$$

где L_i – фактор деполяризации включений, i – индекс, указывающий ориентацию поляризующего поля по отношению к осям включений-эллипсоидов [28]:

$$L_i = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{ds}{(s+i^2)\sqrt{(s+a^2)(s+b^2)(s+c^2)}}, \quad (16)$$

где a, b, c , – размеры осей электропроводящих эллипсоидов.

Из выражения (14) следует формула Максвелла-Гарнетта для расчета стационарной поляризуемости породы [28]:

$$M^{MG} = 1 - (1 - M_{\text{matrix}}) \frac{k_i(1-\xi)^2}{(k_i+\xi)(1+k_i\xi)}, \quad (17)$$

где M^{MG} , M_{matrix} – стационарная поляризуемость породы и матрицы.

Согласно выражению (17) M^{MG} определяется: стационарной поляризуемостью матрицы, объемным содержанием электропроводящих включений, их формой, размерами и ориентировкой поляризующего поля по отношению к направлению осей электропроводящих эллипсоидов.

На рисунке 13 приведены зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанные для изометричных включений при разном значении M_{matrix} . При малых значениях ξ большее влияние на величину стационарной поляризуемости оказывает M_{matrix} . При больших значениях ξ стационарная поляризуемость определяется объемным содержанием электропроводящих включений и слабо зависит от M_{matrix} . На графике это проявляется следующим образом. В области значений $\xi < 1$ % зависимости $M^{MG}(\xi)$ при росте M_{matrix} смещаются вверх параллельно друг другу. В области значений $\xi > 1$ % наблюдается линейное возрастание M^{MG} с ростом объемного содержания электропроводящих включений.

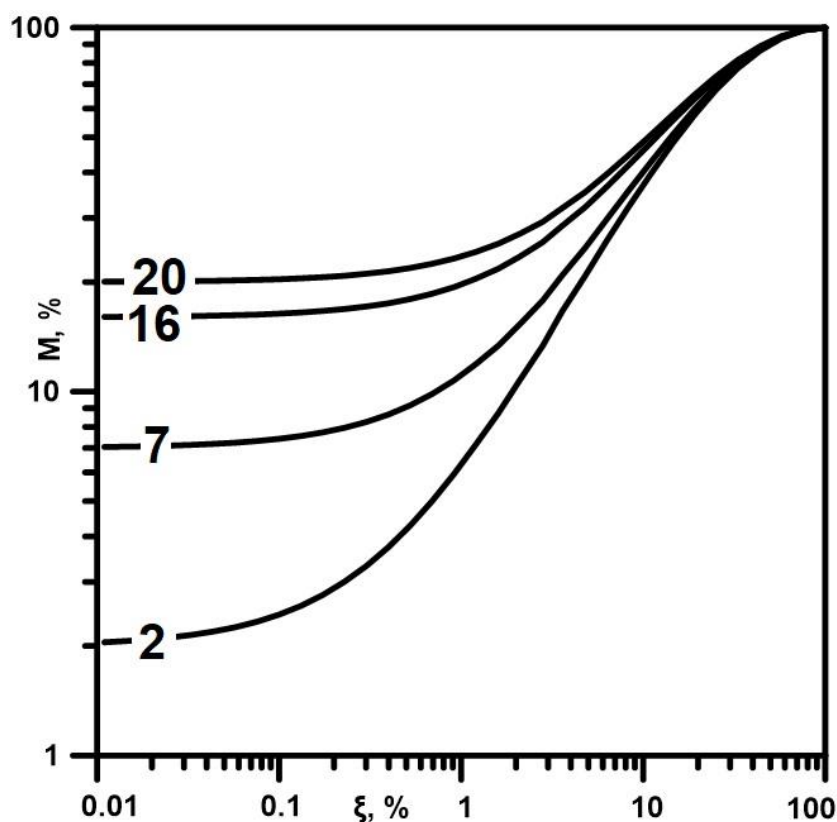


Рисунок 13. Зависимости $M(\xi)$, рассчитанные по формуле (17) для случая изометричных включений при разных значениях M_{matrix} (показаны числами на графиках)

Согласно выражению (17) на величину стационарной поляризуемости породы сильное влияние может оказывать форма электропроводящих включений-эллипсоидов (в дальнейшем для простоты расчетов и анализа данных будут использованы сфероиды, у которых длины полуосей $a = b$). Для сфероидов используется соотношение длины большой оси к малой: a/c . На рисунке 14а проиллюстрированы зависимости $M^{\text{MG}}(\xi)$, рассчитанные для удлинённых электропроводящих сфероидов (при разном соотношении осей a/c), поляризованных вдоль длинной оси ($M_{\text{matrix}} = 10\%$). Стационарная поляризуемость изометричных включений меньше стационарной поляризуемости удлинённых сфероидов. При равном значении ξ стационарная поляризуемость удлинённых сфероидов возрастает по мере уменьшения соотношения a/c .

Также стационарная поляризуемость зависит от ориентировки поляризующего поля по отношению к осям электропроводящих включений-сфероидов. На рисунке 14б показаны зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанные для удлинённых электропроводящих сфероидов (при разном соотношении осей a/c), поляризованных вдоль короткой оси ($M_{matrix} = 10\%$). Зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанные для удлинённых сфероидов практически совпадают с зависимостью $M^{MG}(\xi)$, соответствующей изометричным включениям.

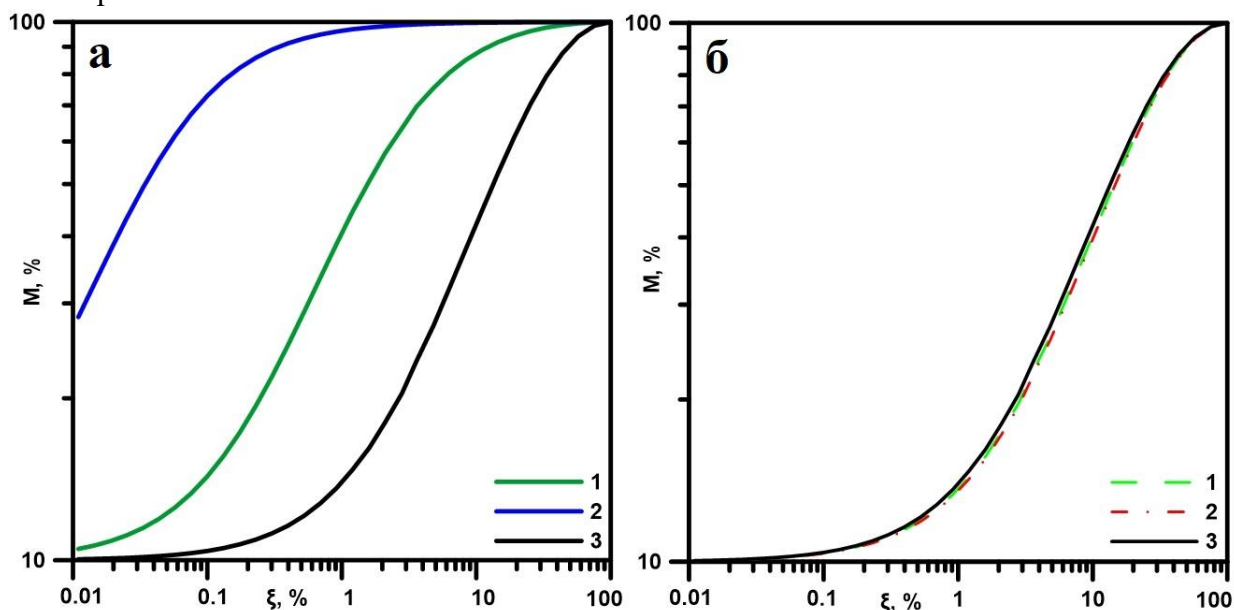


Рисунок 14. Зависимости $M(\xi)$, рассчитанные по формуле (17) для случая удлинённых электропроводящих сфероидов, поляризованных а) вдоль длинной оси при разном соотношении большой оси к малой: 1) $a/c = 0.1$, 2) $a/c = 0.01$ и 3) зависимость $M(\xi)$, рассчитанная по формуле (17) для случая изометричных включений; б) вдоль короткой оси при разном соотношении большой оси к малой: 1) $a/c = 0.5$, 2) $a/c = 0.1$ и 3) зависимость $M(\xi)$, рассчитанная по формуле (17) для случая изометричных включений.

$$M_{matrix} = 10\% \text{ для всех зависимостей}$$

Зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанные для сплюснутых электропроводящих сфероидов (при разном соотношении a/c), поляризованных вдоль длинной оси представлены на рисунке 15а ($M_{matrix} = 10\%$). Зависимость $M^{MG}(\xi)$ для изометричных включений располагается правее зависимостей для сплюснутых включений. При равном значении ξ стационарная поляризуемость сплюснутых включений возрастает по мере увеличения соотношения a/c .

На рисунке 15б показаны зависимости $M^{MG}(\xi)$ для сплюснутых электропроводящих сфероидов (при разном соотношении a/c), поляризованных вдоль

короткой оси ($M_{\text{matrix}} = 10\%$). При равном значении ξ стационарная поляризуемость сплюснутых сфероидов возрастает при росте соотношения a/c .

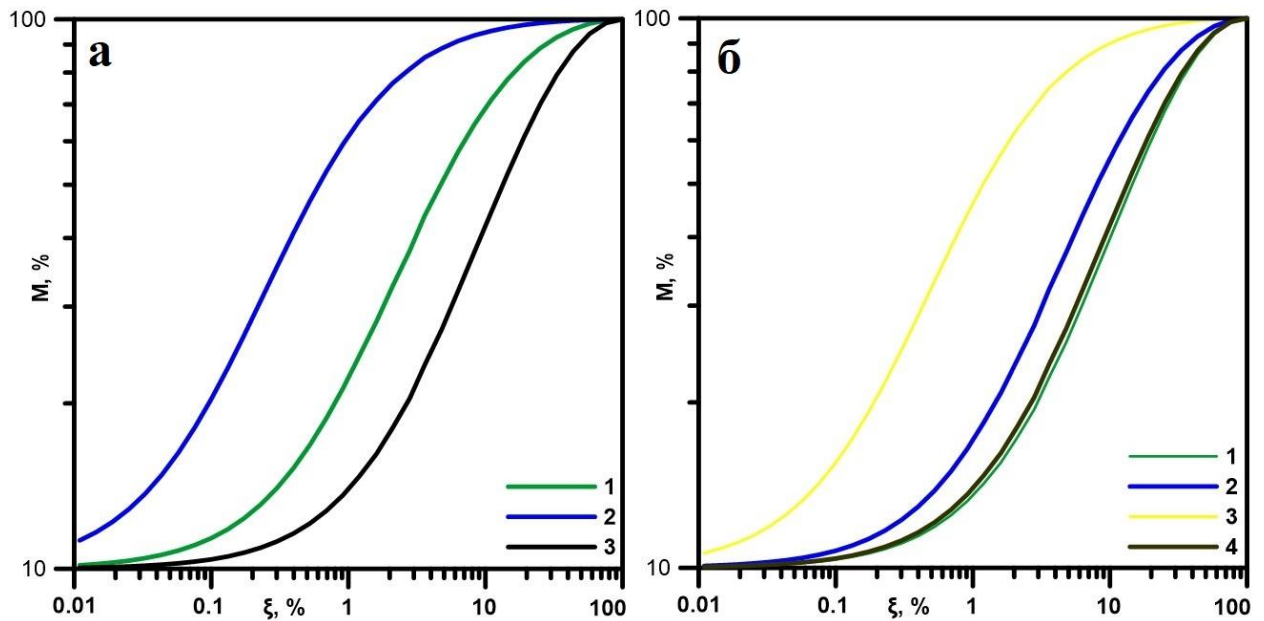


Рисунок 15. Зависимости $M(\xi)$, рассчитанные по формуле (17) для случая сплюснутых электропроводящих сфероидов, поляризованных а) вдоль длинной оси при разном соотношении большой оси к малой: 1) $a/c = 10$, 2) $a/c = 100$ и 3) зависимость $M(\xi)$, рассчитанная по формуле (17) для случая изометричных включений; б) вдоль короткой оси при разном соотношении большой оси к малой: 1) $a/c = 2$, 2) $a/c = 10$, 3) $a/c = 100$ и 4) зависимость $M(\xi)$, рассчитанная по формуле (17) для случая изометричных включений. $M_{\text{matrix}} = 10\%$ для всех зависимостей

3.4.2 Время релаксации

Время релаксации от параметров породы с включениями электропроводящих минералов вкрапленной руды выражается эмпирическим уравнением, основанным на экспериментальных данных [26]:

$$\tau = a \frac{r^2}{\sigma_w}, \quad (18)$$

где a – эмпирический коэффициент, характеризующий состав минерала, r^2 – радиус зерен пирита, σ_w – электропроводность поровой влаги.

4 МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

4.1 Эталонная коллекция образцов

Коллекция образцов включает 37 образцов, отобранных из полотна канавы КС-1 рудопроявления Ясное и поисковых скважин. На рисунке 16 представлены 10 наиболее представительных образцов, для которых выполнена компьютерная томография. Образцы коллекции представлены карбонатными породами и габбро-долеритами, которые в разной степени изменены метаморфическими и гидротермально-метасоматическими процессами. Они содержат прожилковые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные сульфиды и графит.



Рисунок 16. Образцы коллекции, для которых выполнена КТ(числами показаны номера образцов)

4.2 Минералого-петрографическая характеристика образцов

4.2.1 Группа габбро-долеритов

Шлиф образца №1. Образец представлен хлоритизированным габбро-долеритом с панидиоморфнозернистой структурой (рис. 17). Основная масса породы состоит из лейст плагиоклаза, которые в значительной степени подверглись метасоматической переработке с образованием чешуйчатого хлорита и мелкозернистого эпидота. Помимо псевдоморфоз по плагиоклазу, присутствует роговая обманка и биотит, причем амфибола намного больше слюды. Темноцветные минералы тоже частично подверглись метасоматозу и замещены тонкозернистым агрегатом пропилита. Присутствуют таблитчатые агрегаты бурого карбоната с включениями рудного минерала. Примерно 3% породы сложено кварцем, который образует графические сростки с полевым шпатом.

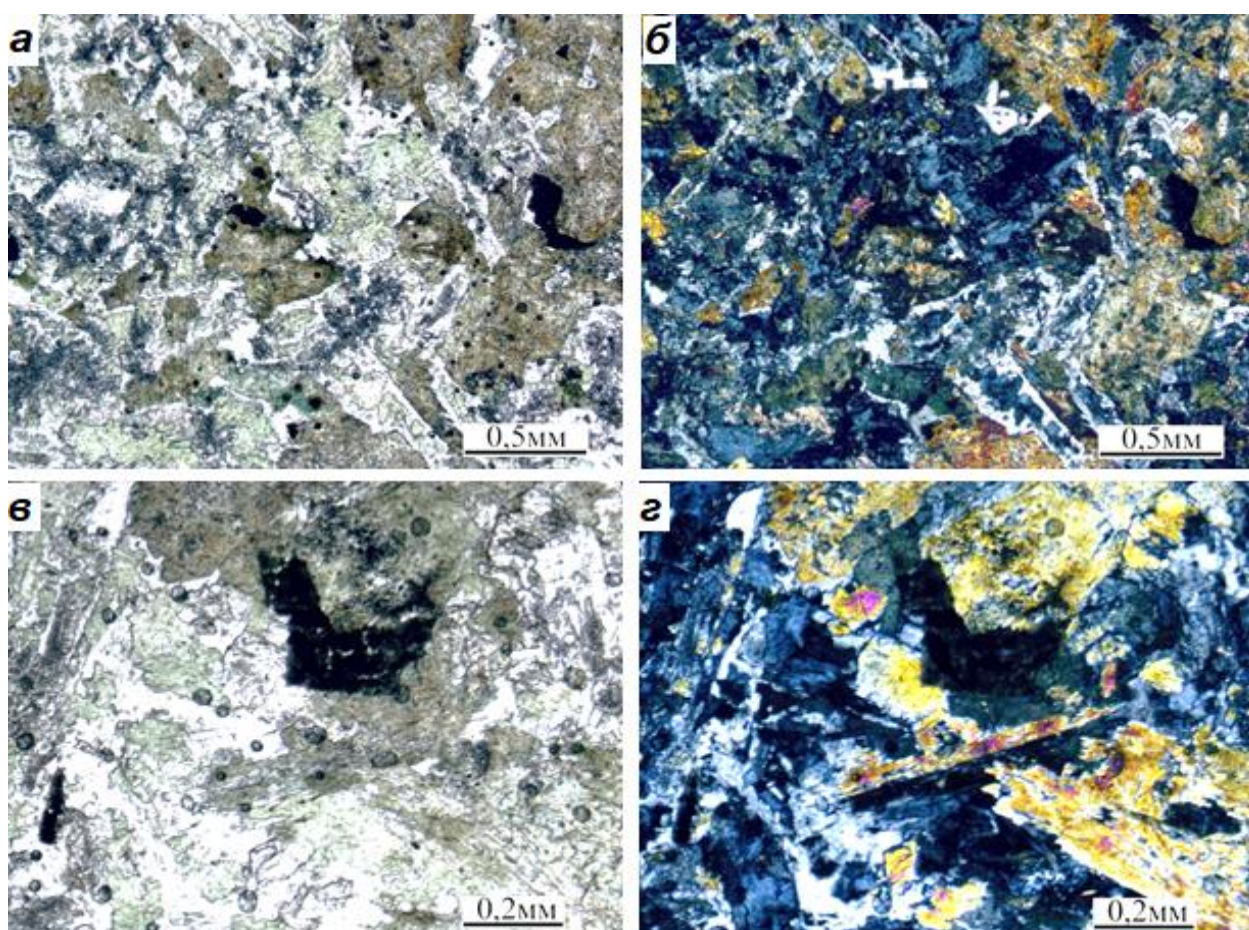


Рисунок 17. Шлиф образца №1: а, в – в проходящем свете, б, г – при Х николях

Шлиф образца №2. Образец представлен хлоритизированным габбро-долеритом с гипидиоморфнозернистой структурой (рис. 18). Сильно метасоматически преобразован. Плаггиоклаз практически полностью замещен хлорит-пропилит-эпидотовым агрегатом. Из реликтовых темноцветных минералов в единичных агрегатах присутствуют амфибол, клинопироксен и биотит. Первичный клинопироксен образует крупные таблитчатые агрегаты с пойкилоофитовыми включениями лейст плаггиоклаза. Биотит образует чешуйчато-таблитчатые кристаллы с ярким плеохроизмом. Амфибол можно диагностировать по характерной спайности под углом 120° . До 3% кварца. Присутствуют псевдоморфозы таблитчатого облика, сложенные карбонатом с вкрапленниками рудного минерала.

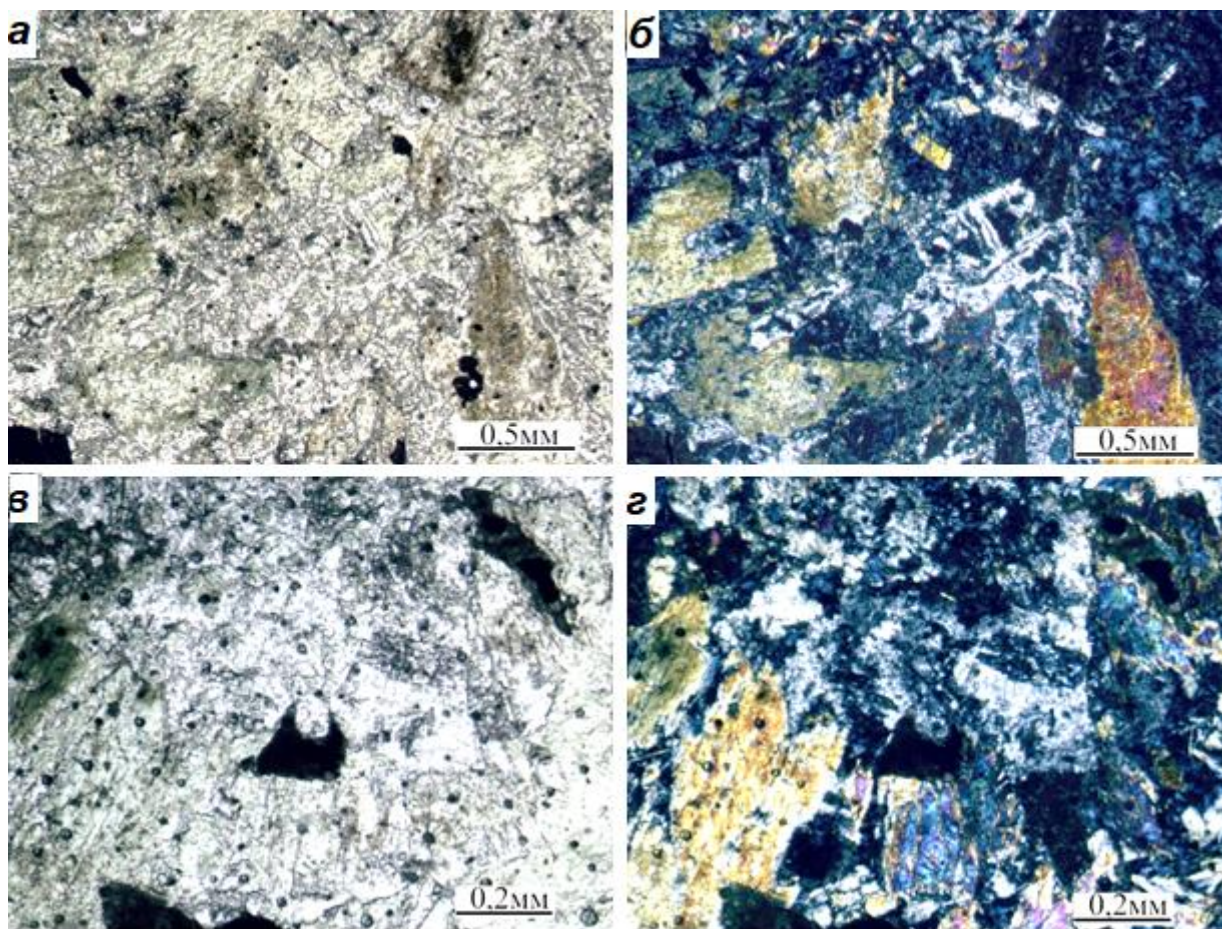


Рисунок 18. Шлиф образца №2: а, в – в проходящем свете, б, г – при X николях

Шлиф образца №3. Образец представлен карбонат-хлоритовым метасоматитом с фиброгранобластовой структурой (рис. 19). Около 30% породы сложено лейстовидными кристаллами плаггиоклаза, которые частично замещены тонким агрегатом пропилита. Из темноцветных минералов остались редкие реликты биотита и единичные зерна амфибола, они частично замещены хлоритом и карбонатом. Интерстиции между темноцветными минералами выполнены чешуйчатым хлоритом, в

котором встречаются единичные зерна зубчатого вторичного кварца. Равномерно по породе образуются крупные таблитчатые агрегаты с включениями рудного минерала.

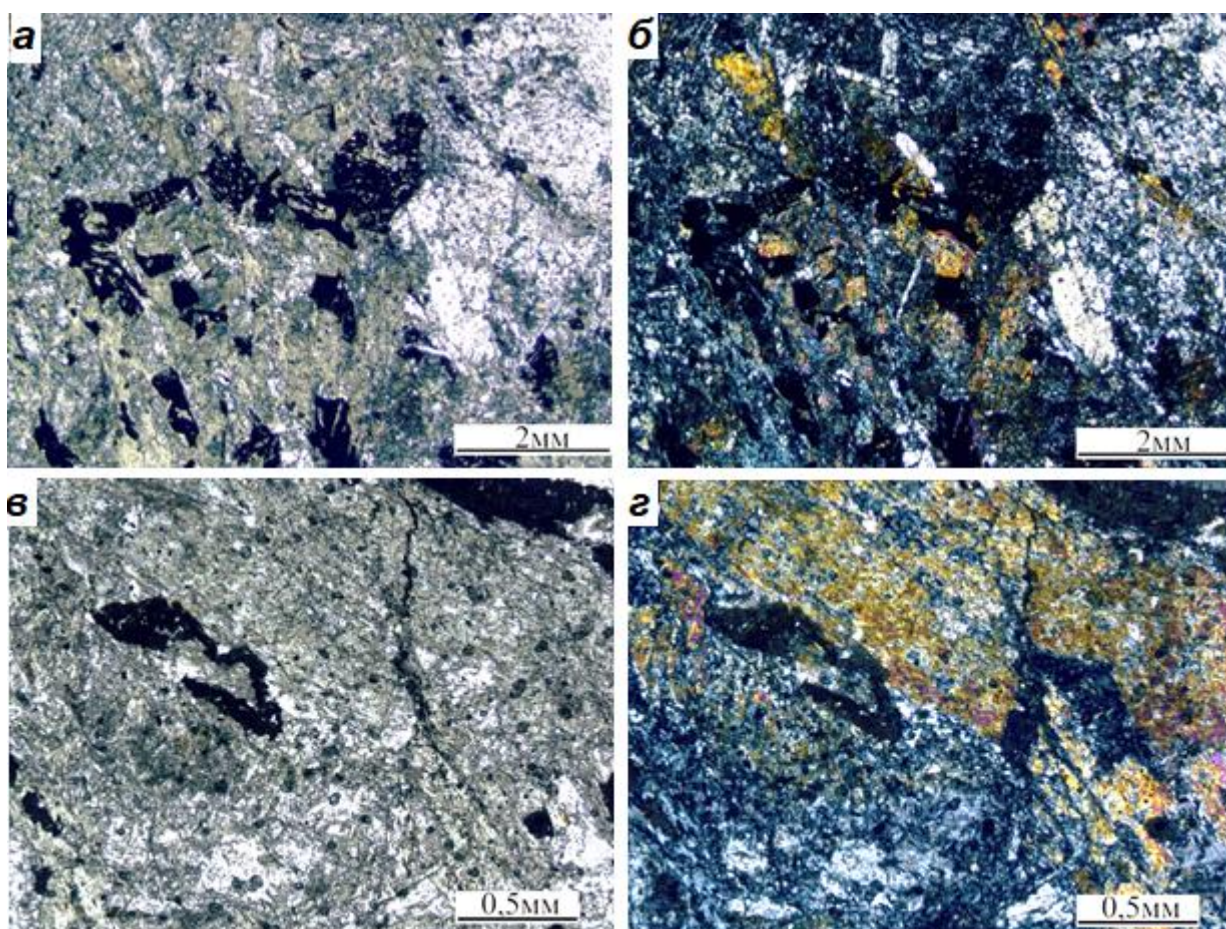


Рисунок 19. Шлиф образца №3: а, в – в проходящем свете, б, г – при Х николях

Шлиф образца №4. Образец представлен хлорит-карбонатным метасоматитом с лепидобластовой структурой (рис. 20). Порода состоит из крупных индивидов плагиоклаза (до 1 мм), который в средней степени пропилитизирован. В интерстициях между зернами плагиоклаза образуется мелкочешуйчатый агрегат хлорита. Примерно 25% всей породы сложено крупными таблитчатыми агрегатами карбоната с вкрапленниками рудного минерала. Помимо этого, присутствуют кальцитовые агрегаты неправильной формы. В некоторых зернах встречаются графические сростки кварц-полевошпатового состава. Порода разбита трещиной, которую залечивает кварц-карбонатный агрегат. Кварц имеет зубчатую форму и волнистое погасание.

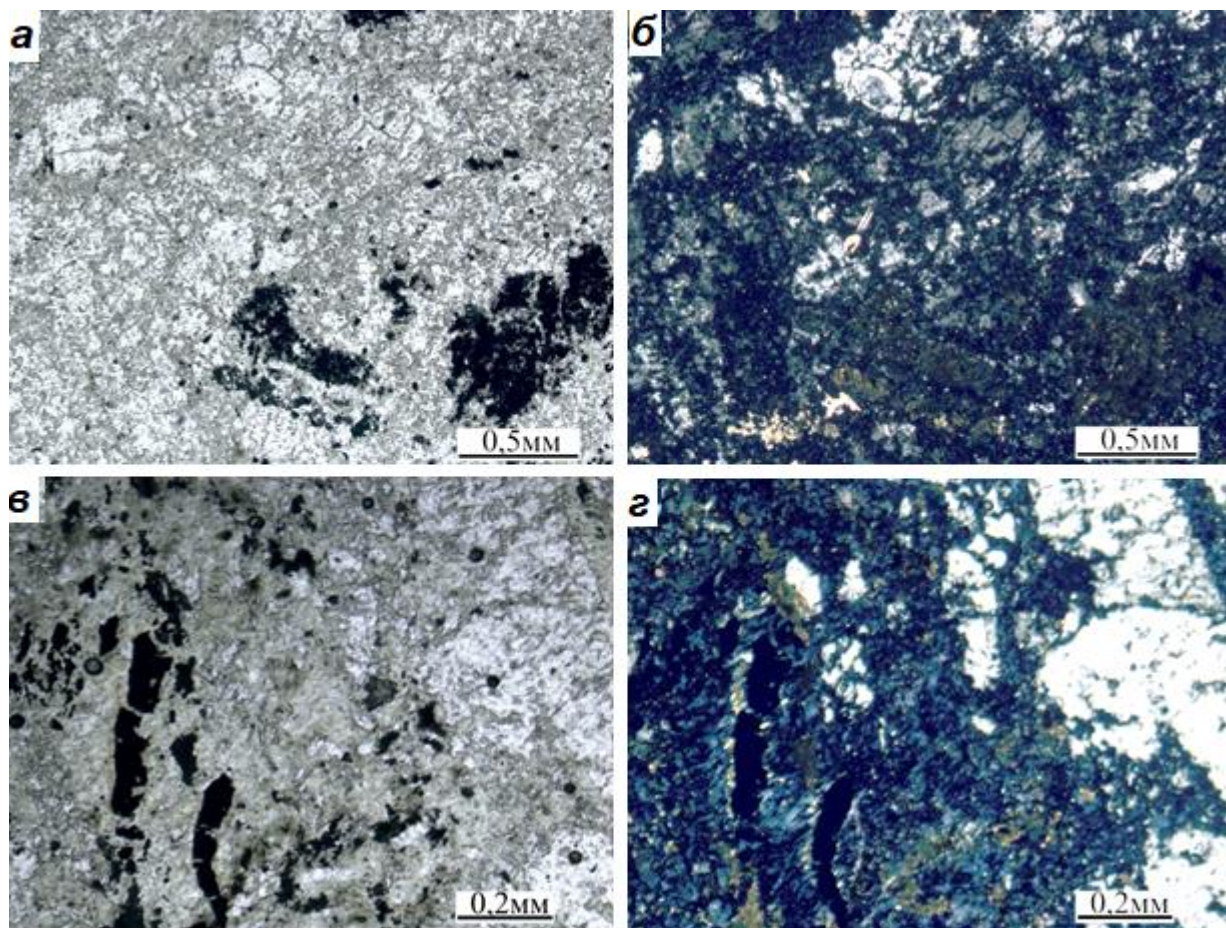


Рисунок 20. Шлиф образца №4: а, в – в проходящем свете, б, г – при X николях

Шлиф образца №5. Образец представлен карбонат-хлоритовым метасоматитом (рис. 21). В основной чешуйчатой массе хлорита образуются линзовидные агрегаты, сложенные мелко-среднезернистым кварцем, вытянутыми агрегатами кальцита и насыщенно оранжево-бурым селадонитом. Равномерно встречаются таблитчатые, очень крупные агрегаты бурого карбоната («клетчатой» структуры) с мелкой вкрапленностью рудного минерала.

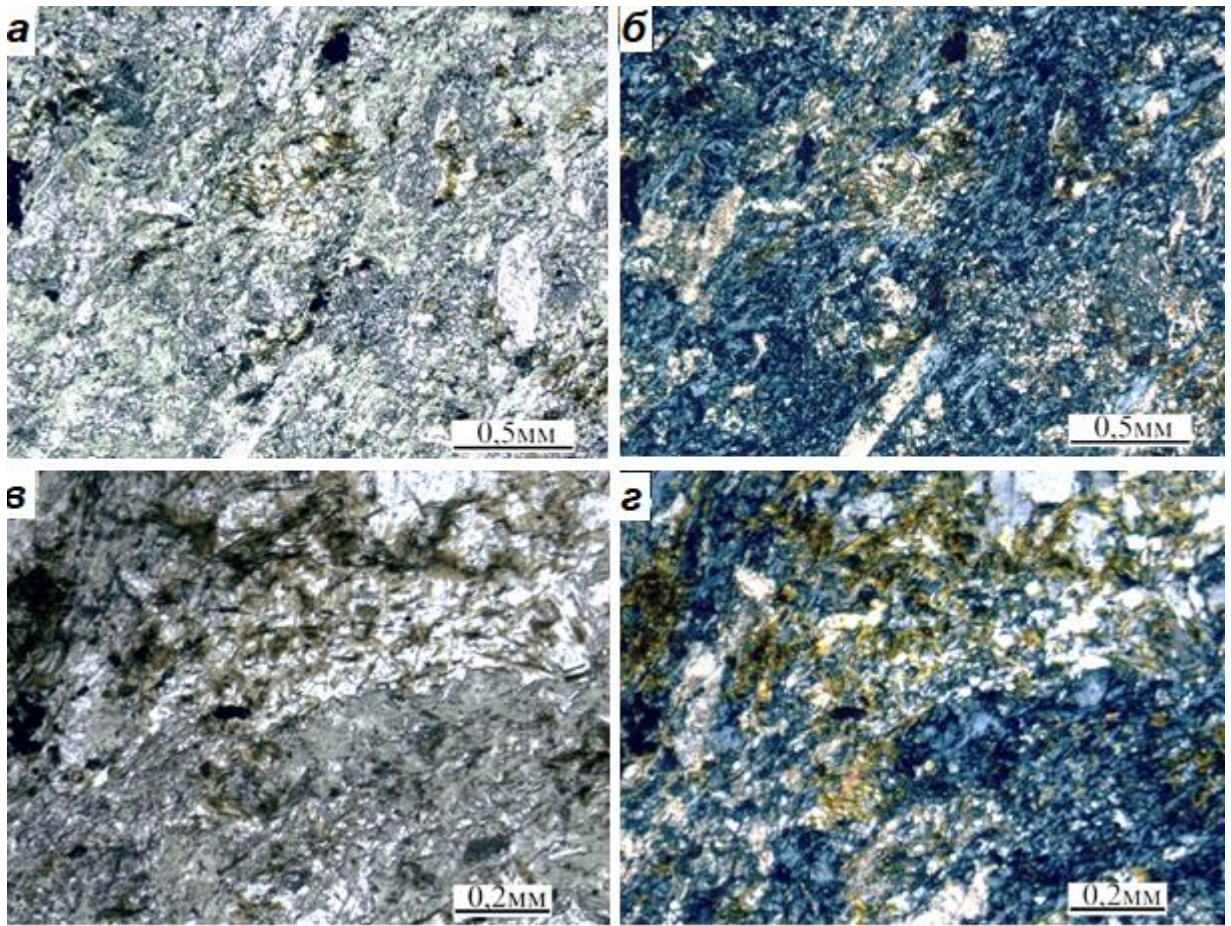


Рисунок 21. Шлиф образца №5: а, в – в проходящем свете, б, г – при X николях

4.2.2 Группа карбонатных пород

Шлиф образца №6. Образец представлен известняком (рис. 22). Порода сложена среднезернистым карбонатом – кальцитом, который образует достаточно изометричные зерна с полисинтетическими двойниками. Породу пересекают несколько трещин. Крупные трещины заполнены крупнозернистым кварцем и кальцитом, а тонкие только кварцем. В целом, порода однородная, но присутствует несколько небольших зон, полностью сложенных мелкозернистым кварцем.

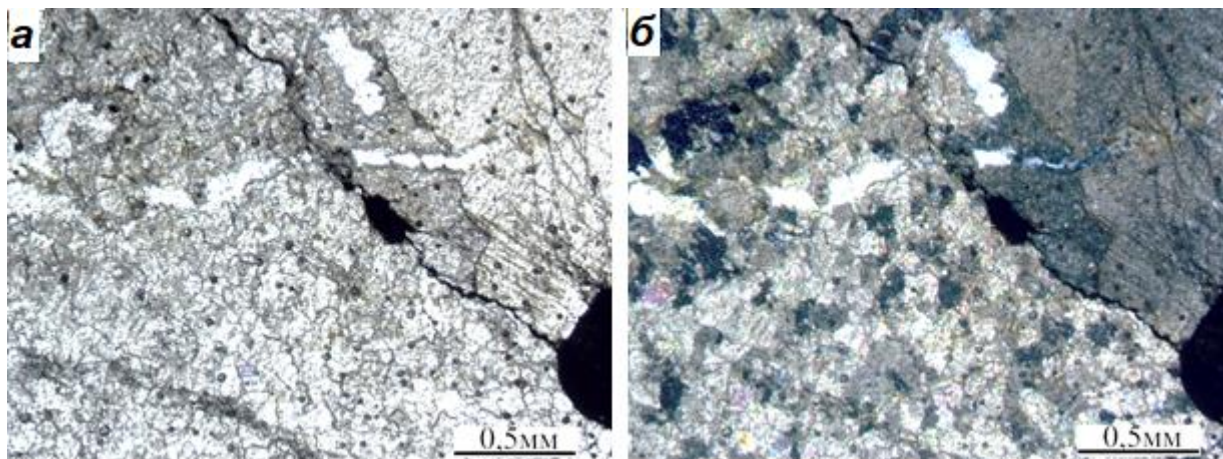


Рисунок 22. Шлиф образца №6: а – в проходящем свете, б – при X николях

Шлиф образца №8. Образец представлен мелкозернистым известняком с тонкими прожилками кварца (рис. 23). Неравномерно-зернистая порода, в которой чередуются зоны мелкозернистого и среднезернистого кальцита. В слойках с более крупным кальцитом имеет более изометричную форму, чем в мелкозернистых слойках. Кварцевые жилки очень тонкие, зерна в основном мозаичной формы, но встречаются и зубчатые кристаллы. Вдоль плоскости «слоистости» образуется тонкая вкрапленность рудного минерала (пирита).

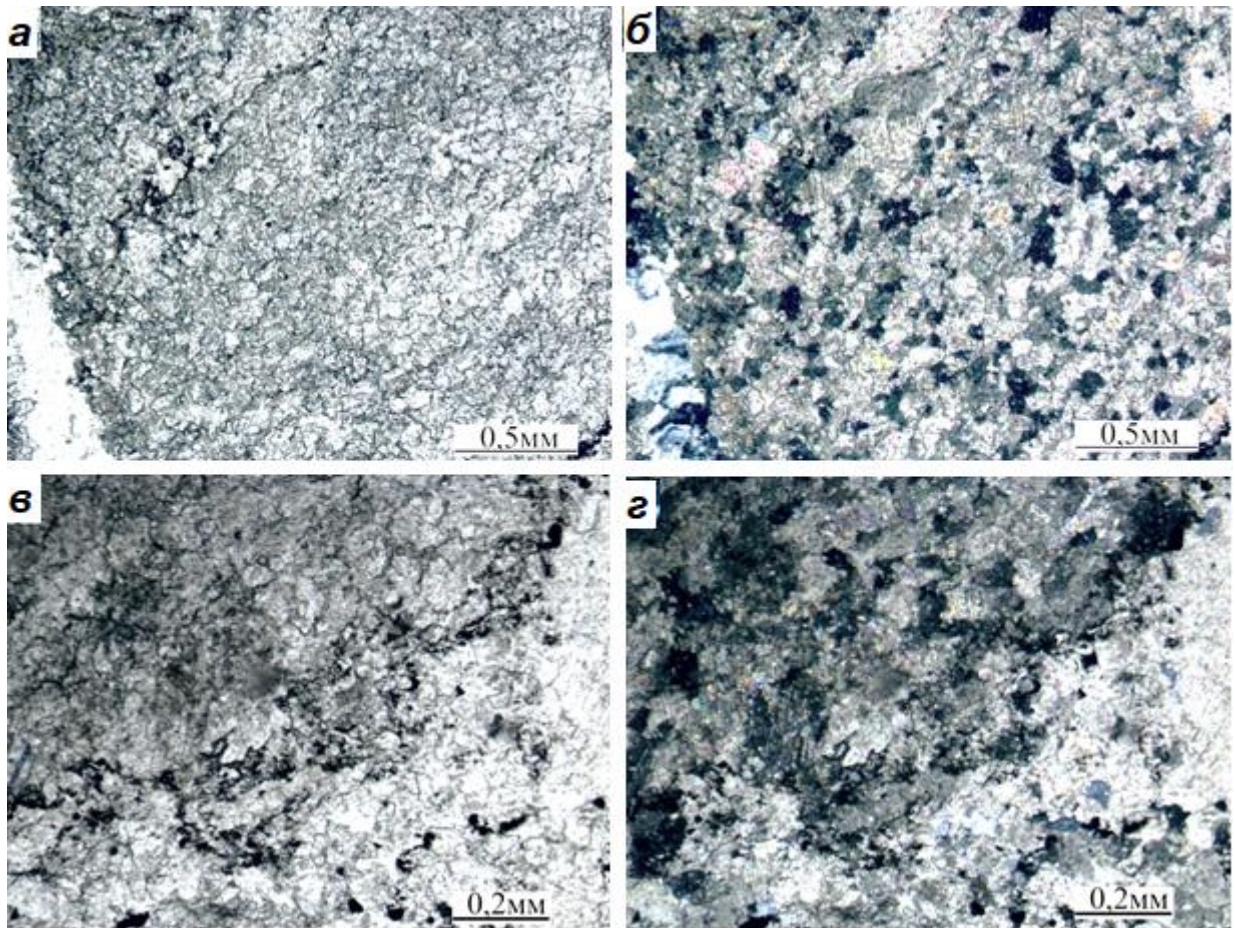


Рисунок 23. Шлиф образца №8: а, в – в проходящем свете, б, г – при X николях

Шлиф образца №9. Образец представлен графитизированным известняком с прожилками кварца (рис. 24). Основная масса породы сложена довольно крупными зернами карбоната – кальцита. Породу пересекают жилы, которые заполнены зубчатым кварцем. Зерна кварца образуются перпендикулярно направлению жилы.

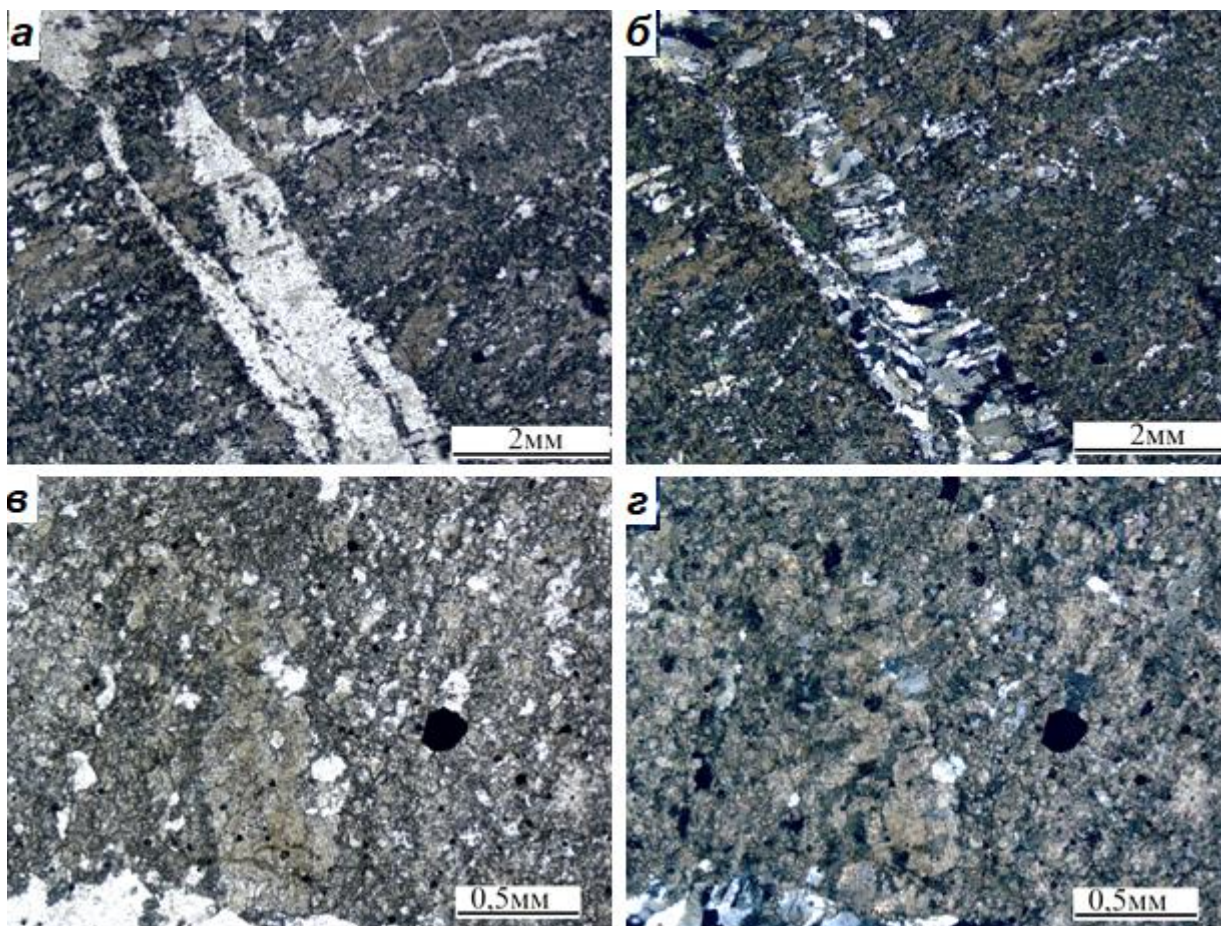


Рисунок 24. Шлиф образца №9: а, в – в проходящем свете, б, г – при X николях

Шлиф образца №10. Образец представлен кварц-карбонатным метасоматитом (рис. 25). В породе чередуются известковые слои и кварцевые. На некоторых участках преобладает кварц (образует мозаичные, иногда зубчатые агрегаты с тонкой вкрапленностью серицита, вытянутые параллельно сланцеватости). Присутствуют прожилки с довольно крупным, изометричным кварцем.

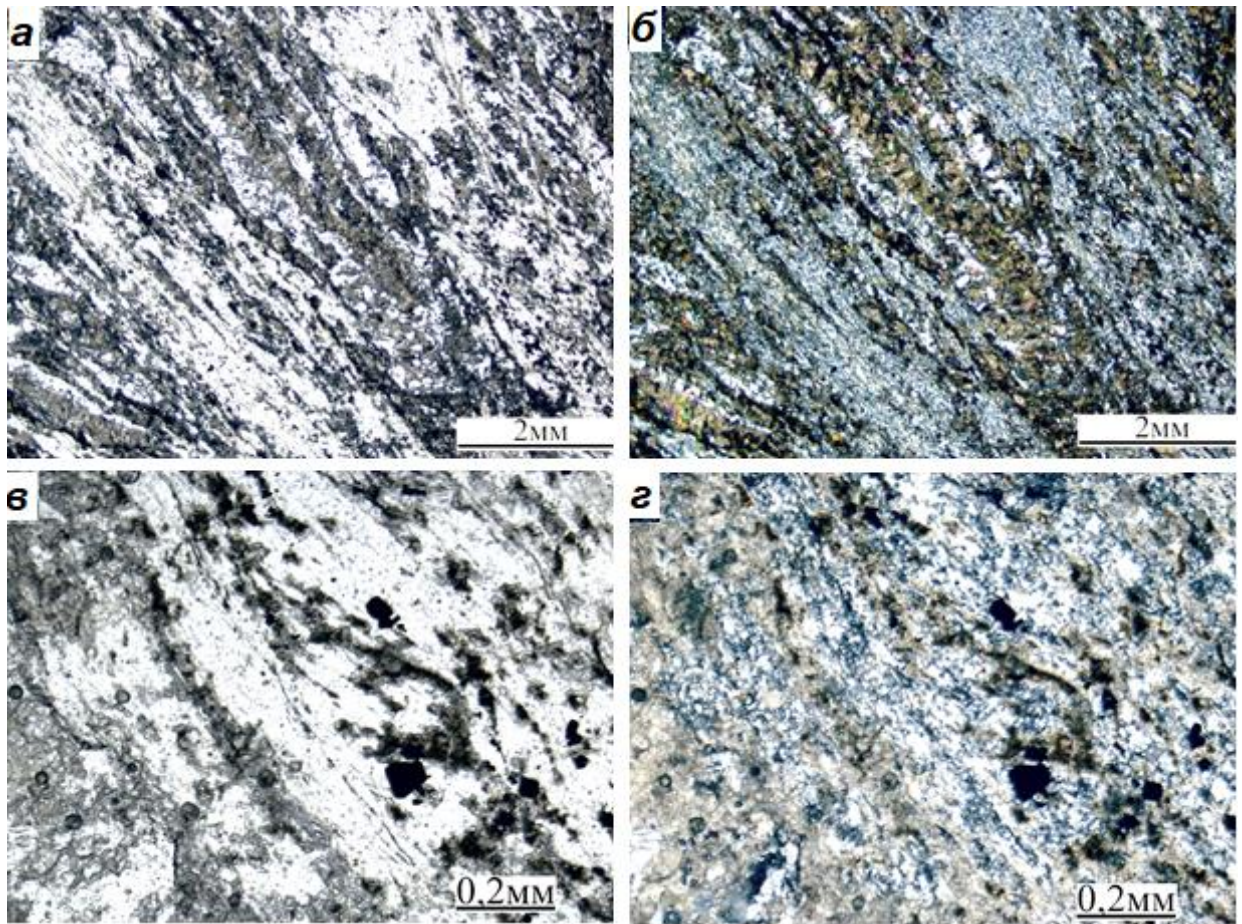


Рисунок 25. Шлиф образца №10: а, в – в проходящем свете, б, г – при Х николях

4.3 Оценка петрофизических свойств

4.3.1 Плотностные свойства

Определение пористости и плотности образцов проведено методом гидростатического взвешивания. Расчет значений пористости (n), плотности (σ) и минеральной плотности ($\sigma_{\text{мин}}$) проведен по формулам [11]:

$$n = \frac{m_{\text{сух}} - m_{\text{нас}}}{m_{\text{нас}} - m_{\text{нас вод}}}, \quad (19)$$

$$\sigma = \frac{m_{\text{нас}}}{m_{\text{нас}} - m_{\text{нас вод}}}, \quad (20)$$

$$\sigma_{\text{мин}} = \frac{m_{\text{нас}}}{(1-n)}, \quad (21)$$

где $m_{\text{сух}}$, $m_{\text{нас}}$, $m_{\text{нас вод}}$ — массы образцов в сухом, насыщенном и насыщенном, помещенном в воду состоянии.

Перед определением массы в воздушно-сухом состоянии образцы выдерживались в печи при температуре 105°C для удаления поровой влаги в течении 30 часов. После этого произведено взвешивание образцов в сухом состоянии для определения $m_{\text{сух}}$. Затем образцы были помещены под вакуум для полного насыщения водой электропроводностью 400 мкСм/см на 24 часа. После насыщения проведено взвешивание образцов в воздухе ($m_{\text{нас}}$) и в воде ($m_{\text{нас. вод.}}$) [11].

Результаты измерений плотности образцов коллекции приведены в таблице 1. Породы по плотности слабо дифференцированы. Небольшим повышением плотности из-за включения сульфидов отличаются березиты. Средние измеренные значения плотности составляют 3 г/см³.

4.3.2 Магнитные свойства

Измерение магнитной восприимчивости (κ) выполнено с помощью высокочувствительного лабораторного капнометра Kappabridge KLY-2. Результаты измерений магнитной восприимчивости образцов коллекции представлены в таблице 1. Графитизированные породы и карбонаты имеют наименьшую магнитную восприимчивость. Значение κ для них составляет $117 \cdot 10^{-5}$ и $154 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ соответственно. Наибольшей магнитной восприимчивостью характеризуются

метадолериты и сланцы. Её значение достигает $1721 \cdot 10^{-5}$ и $1640 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ соответственно. Березиты имеют среднее значение магнитной восприимчивости – $730 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

4.3.3 Электрические свойства

Измерение удельного электрического сопротивления (ρ_k) и поляризуемости (η_k) водонасыщенных горных пород проводилось с использованием лабораторной четырехэлектродной установки. Установка была представлена двумя баками из оргстекла со встроенными в боковые стороны питающими электродами. Емкости заполнялись раствором NaCl, имеющим электропроводностью 400 мкСм/см. Образец был зажат между резервуарами резиновыми шайбами, и к нему присоединялась пара неполяризующихся измерительных хлор-серебряных электродов.

Измерение вызванной поляризации выполнено во временной области комплектом электроразведочной аппаратуры АИЭ-2, состоящим из измерителя и лабораторного генератора. Использован режим разнополярных импульсов тока с паузами (длительность импульсов и пауз равная). Длительность импульсов тока (Т) составила 1, 8 и 16 с. С целью оценить погрешность определения кажущейся поляризуемости для каждого образца коллекции выполнена серия измерений с трехкратным повтором для каждой длительности импульса тока.

Удельное электрическое сопротивление вычислялось по следующей формуле [21]:

$$\rho_k = k \frac{U}{I}, \quad (22)$$

где k – геометрический коэффициент, U – измеренная разность потенциалов, I – сила тока.

Обработка результатов измерений произведена в специализированном программном комплексе (ООО НПК «ЭЛГЕО», www.elgeo.ru). В программе «IPVIN» выполнена первичная оценка качества данных и усреднены результаты повторных измерений на каждой временной задержке. Затем с помощью программы «IPAnalysis» кривые спада поляризуемости сглаживались по времени, и по трем кривым $\eta_k(t)$ для разных временных задержек восстановлено РВР в программе «IPSpectra».

По результатам измерений пониженным кажущимся удельным сопротивлением характеризуются графитизированные известняки и березиты. Значение ρ_k – 474.87 и 2158 Ом·м соответственно. Метадолериты имеют повышенное значение ρ_k , достигающее 6156 Ом·м. Повышенные значения кажущейся поляризуемости характерны для содержащих сульфиды березитов и березитизированных пород ($\eta_k = 6-14\%$), и для графитизированных известняков ($\eta_k = 20\%$) (табл. 1).

Таблица 1

Петрофизические свойства образцов

Литология	σ , г/см ³	$\sigma_{\text{мин}}$, г/см ³	n, %	$\kappa \cdot 10^{-5}$, ед. СИ	ρ_k , Ом·м	η_k , %
Березиты	3.01	3.02	0.5	730	2158	13.58
Березитизированные сланцы	3.01	3.04	0.47	911	3139	5.93
Мраморизованные графитизированные известняки	2.9	2.92	0.44	117	474.87	19.5
Карбонатные породы (мраморы)	2.85	2.86	0.4	154	3796.2	3.51
Метадолериты	3.01	3.02	0.35	1712	6156	0.95
Сланцы по долеритам	2.94	2.94	0.51	1640	3540	9.37

4.4 Рентгеновская компьютерная томография

Рентгеновская компьютерная томография (КТ) – это неразрушающий метод послойного анализа внутренней структуры объекта (образца горных пород, керамики, зерна минерала и т.п.). В основе метода лежит различие по плотности вещества, слагающего объект. Для случая горных пород по плотности разделяются: минералы, пустоты, трещины и заполняющие их жидкости [10].

Микрофокусная рентгеновская пушка просвечивает объект, регистрация его теневых проекций выполняется матричным детектором. При прохождении рентгеновских лучей через породу мощность излучения теряется пропорционально плотности образца и регистрируется ячейками матрицы приемника, формируя пиксельное изображение [2, 23].

При просвечивании образец вращается вокруг своей оси, что позволяет получить совокупность из более 100 виртуальных полутоновых сечений. Яркость получаемых изображений характеризует меру поглощения рентгеновских лучей. На основе данных снимков воссоздается объемная 3D-модель образца. Данная модель дает возможность

получить информацию о структуре и текстуре пород, поровом пространстве, распределении пор и включений по размерам [9, 16].

КТ выполнена для 10 представительных образцов коллекции с целью определения формы, состава, ориентировки включений рудных минералов и графита в образцах, оценке их объемного содержания. Данные определения объемного содержания рудных минералов и графита представлены в таблице 2.

Таблица 2

Объемное содержание сульфидов и графита по данным КТ

№ образца	Состав	$\xi_{\text{сульфидов, \%}}$	$\xi_{\text{графита, \%}}$
1	Метадолерит	2.00	-
2	Сланец по долеритам	1.00	-
3	Березитовой сланец	11.60	-
4	Березитовый сланец	2.76	-
5	Березитовый сланец	1.62	-
6	Карбонатная порода	-	2.87
7	Карбонатная порода	5.10	-
8	Мраморизованный графитизированный известняк	4.77	-
9	Карбонатная порода	-	4.50
10	Мраморизованный графитизированный известняк	1.16	-

В коллекции образцов выделены две основные группы, в различной степени измененные метаморфическими и гидротермально-метасоматическими процессами: карбонатные породы и габбро-долериты. Слабо измененные габбро-долериты представлены образцами №1 и 2. По данным КТ образцы содержат 2 и 1% сульфидов, соответственно. На рисунке 26 показан фрагмент 3D-модели распределения включений электропроводящих минералов в образце №1, на рисунке 27 – 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов в образце №2. Форма зерен сульфидов в данных образцах изометричная и сплюснутая, соответственно.

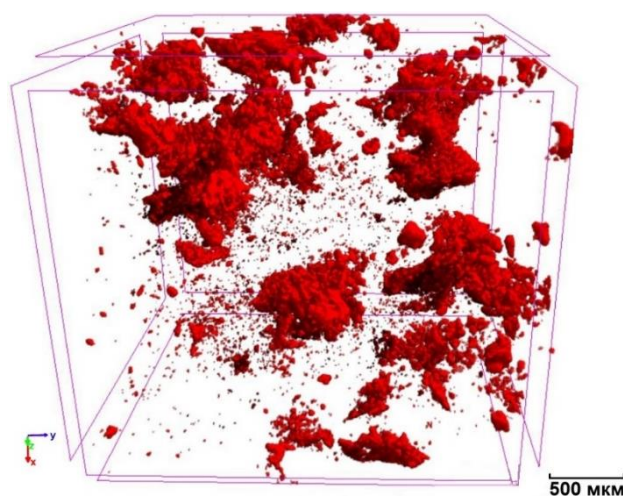


Рисунок 26. Фрагмент 3D-модели распределения включений электропроводящих минералов для образца №1

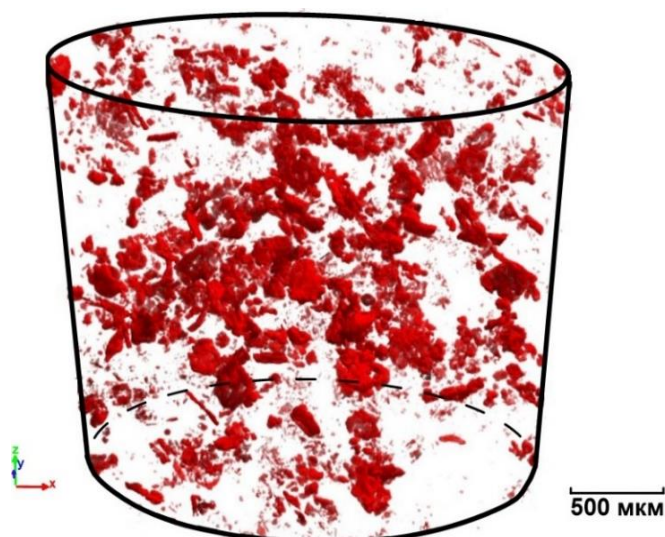


Рисунок 27. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов для образца №2

Карбонатные породы представлены образцами №6 и 9. По данным КТ наличие сульфидов в образцах не выявлено. Образцы слабо графитизированы. Содержание графита образцах по данным КТ составляет 2.87 и 4.5%, соответственно. На рисунках 28 и 29 представлены 2D-плотностные срезы индекса яркости для образцов №6 и 9. Форма зерен графита в образцах изометричная и прожилковая.

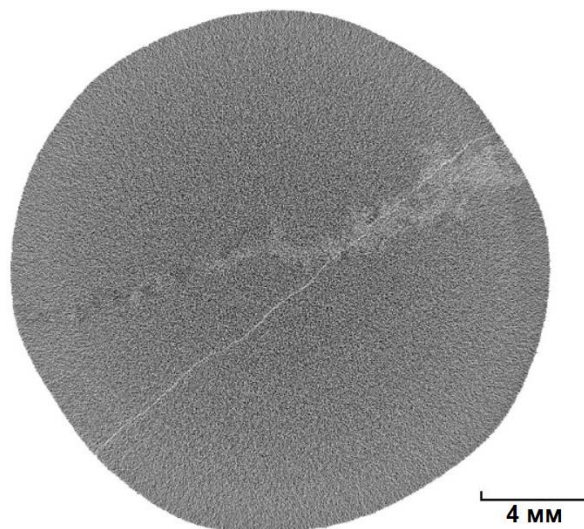


Рисунок 28. 2D-плотностной срез индекса яркости для образца №6 (светлые пятна – графит)

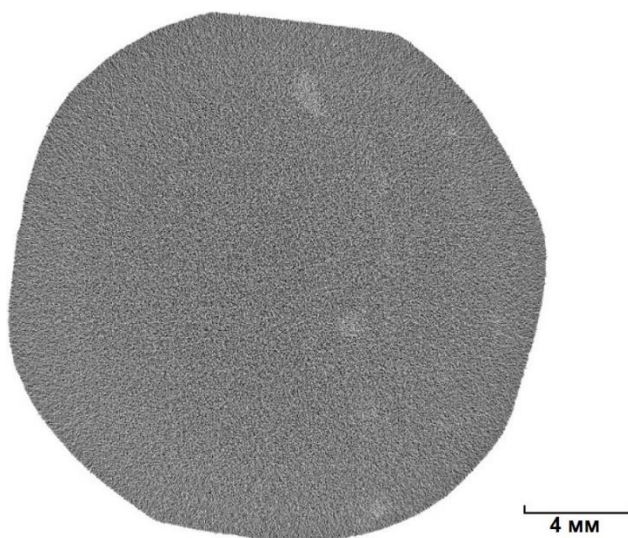


Рисунок 29. 2D-плотностной срез индекса яркости для образца №9 (светлые пятна – графит)

Породы в пределах рудопроявления в различной степени изменены метасоматическими или метаморфическими процессами. Березитизация проявляется в повышении содержания сульфидов, хлорита, кварца и серицита (светлых слюд). Слабо и умеренно березитизированные породы представлены образцами № 4 и 5. К сильно

березитизированным породам относится образец № 3. Содержание сульфидов в этих образцах по данным КТ – 2.76, 1.62, 11.60%, соответственно. На рисунках 30, 31 (а), 32 (а) показаны 3D-модели распределения включений электропроводящих минералов для данных образцов. На рисунках 31 (б) и 32 (б) представлены 2D-плотностные срезы индекса яркости для образцов №5 и 3. Сульфиды имеют изометричную форму зерен в образцах №3 и 4, сплюснутую – в образце №5.

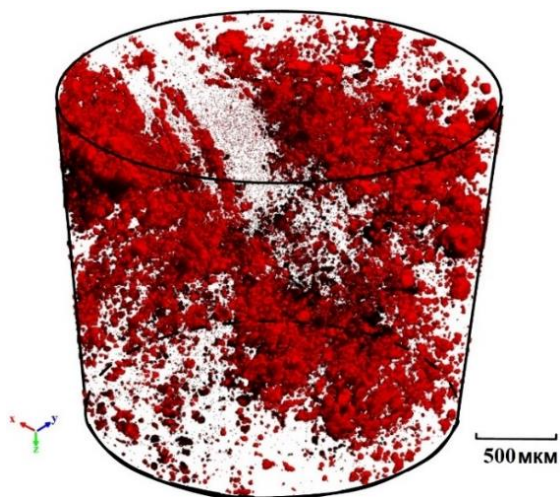


Рисунок 30. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов для образца №4

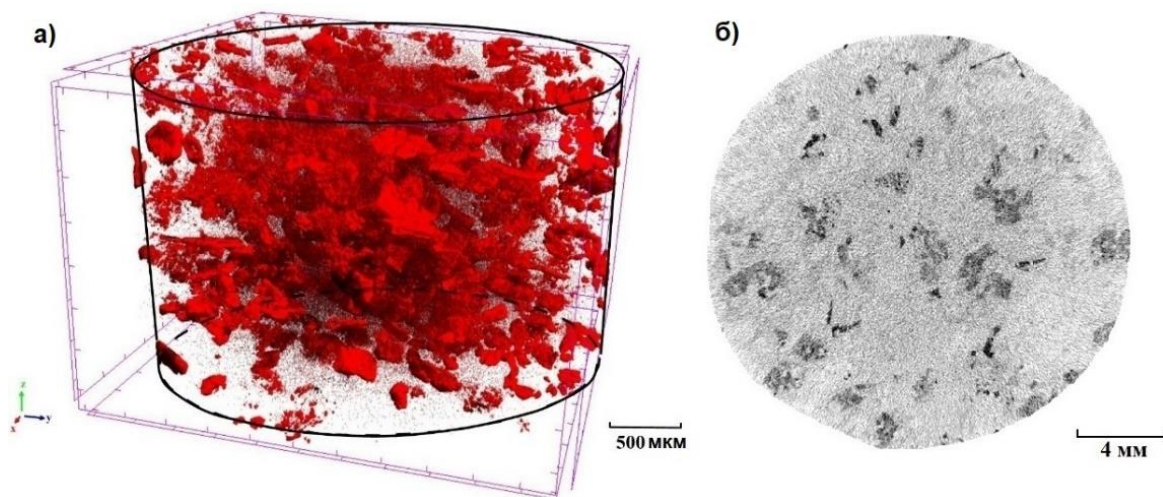


Рисунок 31. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов (а) и 2D-плотностной срез индекса яркости (б) для образца №5

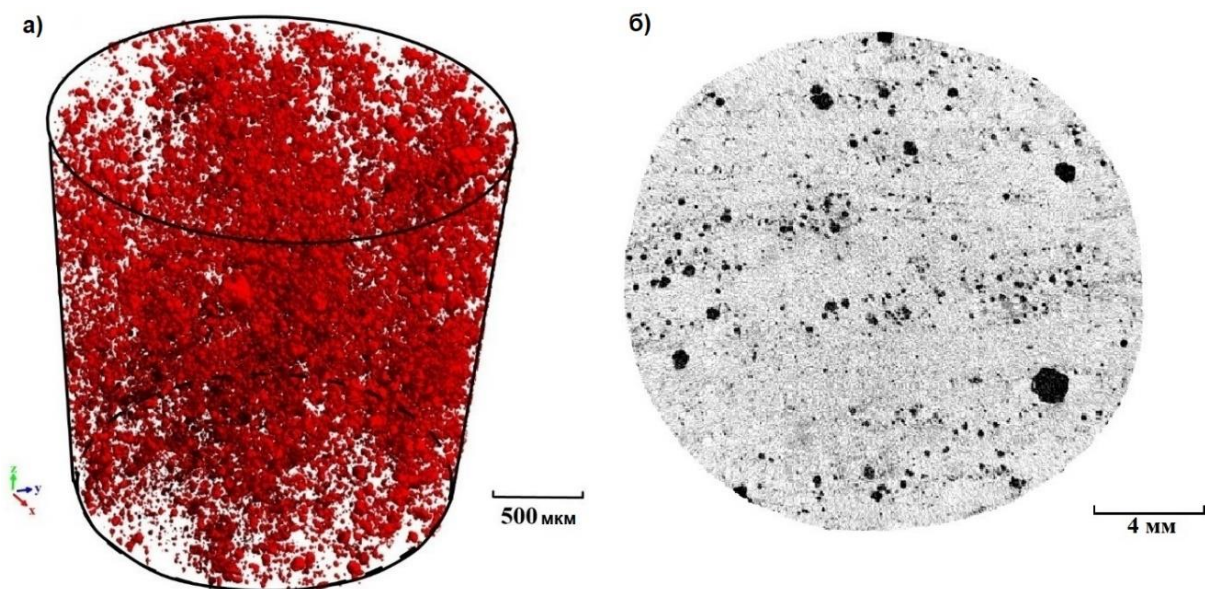


Рисунок 32. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов (а) и 2D-плотностной среза индекса яркости (б) для образца №3

Карбонатные породы имеют разную степень графитизации. К графитизированным породам относятся образцы №7, 8, 10. Содержание сульфидов в этих образцах по данным КТ – 5.1, 4.77, 1.16%, соответственно. На рисунках 33, 34, 35 показаны 3D-модели распределения включений электропроводящих минералов для данных образцов. Все образцы характеризуются изометричной формой зерен сульфидов.

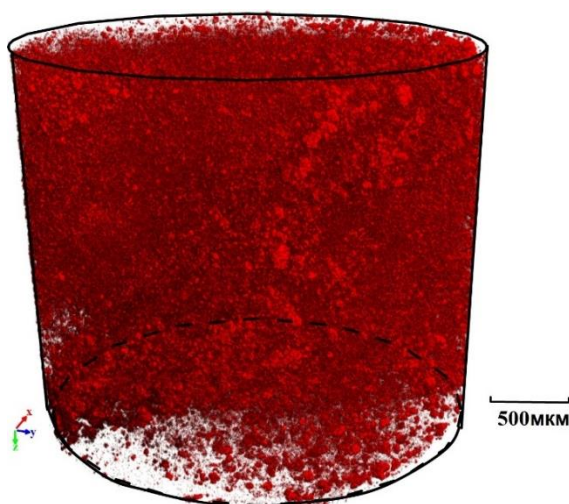


Рисунок 33. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов для образца №7

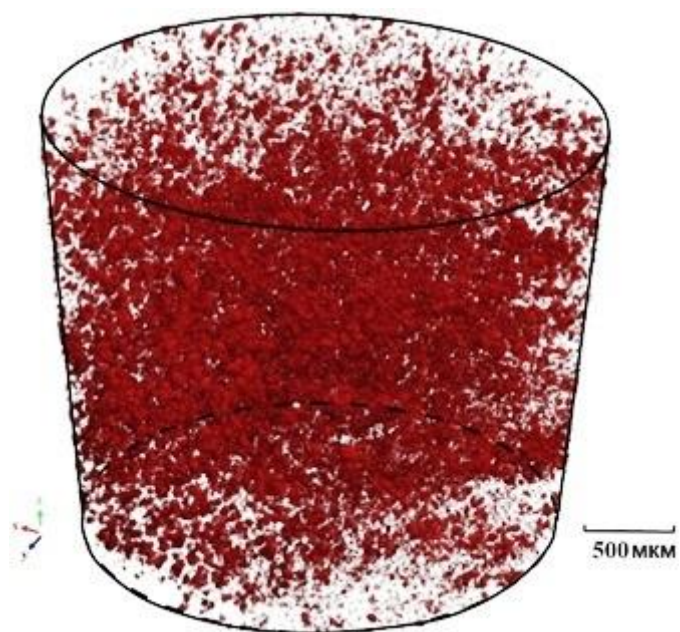


Рисунок 34. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов для образца №8

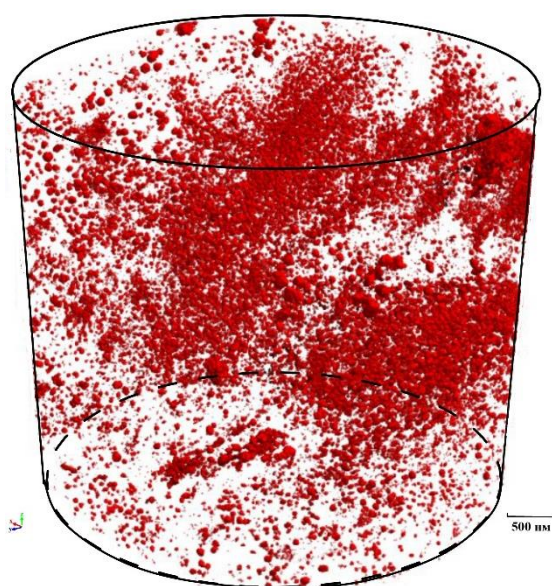


Рисунок 35. 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов для образца №10

5 РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ И ОБСУЖДЕНИЕ

5.1 Параметрические измерения и изучение ВХ-ВП пород в пределах основной золотоносной зоны рудопроявления Ясное

На рудопроявлении Ясном были выполнены параметрические измерения вдоль канавы КС-1 (магнитная съемка (шаг 2.5 м), ЕП, ВП (шаг 5 м)). Результаты параметрических измерений приведены на рисунке 36 (а). По данным ЭП-ВП габбро-долериты и слабо графитизированные известняки выделяются повышенными значениями ρ_k (около 1500-2000 Ом·м), при этом первые характеризуются повышенным магнитным полем, а вторые – интенсивным отрицательным полем U_{EP} . Графитизированные породы выделяются локальными аномалиями пониженных значений ρ_k и U_{EP} и интенсивными аномалиями η_k (3.5-5 %). Линейная зона березитизации – основной золотоносной структурой рудопроявления Ясное – выделяется двумя локальными аномалиями повышенных значений η_k интенсивностью до 5-7 %. Кроме того, подобной аномалией η_k на пикетах 245-290 выделяется еще одна минерализованная зона. Она может являться потенциально перспективной на выявление золотого оруденения, если ей отвечает березитизированная, а не графитизированная зона дробления [29].

Для выяснения природы аномалий η_k в пределах основной золотоносной зоны рудопроявления Ясное вдоль канавы КС-1 проведено изучение временных характеристик вызванной поляризации (ВХ-ВП) [29]. На рисунке 36 (б) показаны типичные РВР, восстановленные по данным измерений ВП в пределах известной и предполагаемой рудных зон, а также вмещающих пород. Неизмененные габбро-долериты имеют «пологий» тип РВР и низкую интенсивность поляризации. Слабо графитизированные известняки характеризуются РВР «J-образной» формы, содержащим пик, на времени релаксации около 1 с. Подобное РВР можно объяснить сульфидизацией пород или наличием двух характерных размеров агрегатов графита (пленок и вкрапленников). Графитизированные сланцы также имеют РВР «J-образной» формы, но интенсивность поляризации в 2-3 раза выше. Березиты и березитизированные породы, содержащие пирит, имеют ярко выраженный пик, время релаксации – 0.8-3 с. При этом для полнопроявленных березитов кварц-серицит-хлорит-пиритового состава пик в РВР проявлен лучше (его интенсивность в 2-3 раза больше) [29].

РВР, восстановленные для установленной и предполагаемой рудных зон, оказались схожими. Основным отличием между ними является интенсивность пика и процессов релаксации с большими $\tau > 10$ с. Это объясняется наличием вкрапленности и прожилков пирита в березитизированных породах. Таким образом, установлено, что выделенная предполагаемая рудная зона, вероятнее всего, представлена линейной зоной березитизации, приуроченной к разрывному нарушению. Это означает ее потенциальную золотоносность [29].

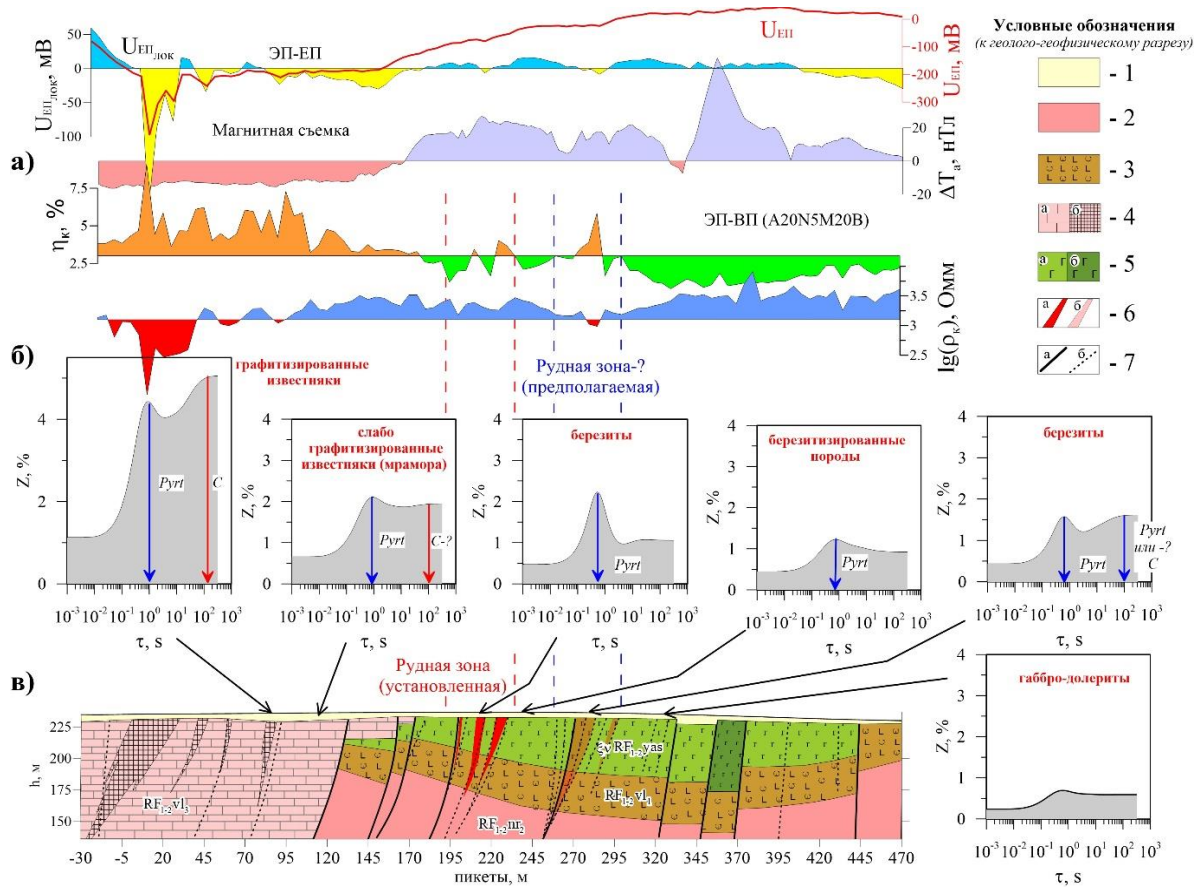


Рисунок 36. Результаты параметрических измерений и изучения ВХ-ВР вдоль канавы КС-1: (а) графики U_{EP} , $U_{EPлок}$, ρ_K , η_K построенные по данным электропрофилеирования ВР, EP и магнитной съемки; (б) РВР, восстановленные в различных точках профиля; (в) – схематический геолого-геофизический разрез. Условные обозначения: 1) четвертичные отложения, 2) алевролиты, 3) вулканогенно-осадочные образования основного состава, 4) слабо- (а) и интенсивно (б) графитизированные известняки; 5) рассланцованные (а) и нерассланцованные (б) метагаббро-долериты; 6) интервалы сульфидизации, установленные (а) и предполагаемые (б), 7) разрывные нарушения, установленные (а) и предполагаемые (б) [29]

5.2 Сопоставление РВР, восстановленных по результатам полевых и лабораторных измерений ВП

При сопоставлении РВР, восстановленных по результатам полевых и лабораторных измерений ВП, наблюдается совпадение положения пиков (рис. 37). При этом интенсивность пиков и фоновый уровень поляризуемости в РВР сильно различаются.

Расхождения РВР можно объяснить различием масштаба исследований при проведении измерений ВП в поле и лаборатории. Так, в полевом масштабе геологический разрез характеризуется сложным и неоднородным строением. В такой среде ток распределяется неравномерно. В результате в полевых условиях мы измеряем кажущиеся параметры поляризуемости и сопротивления. На кажущиеся параметры влияет контрастность и неоднородность пород разреза по геоэлектрическим свойствам, а также размеры и тип измерительной установки. Пересчет кажущихся параметров в истинные возможен на основе инверсии. Однако, для этого недостаточно априорных данных.

Также на различие полевых и лабораторных РВР влияет представительность образцов. Геологический разрез неоднороден по составу, в нем присутствуют зоны измененных пород, которые сульфидизированы и графитизированы в разной степени. Содержания рудных включений в образцах могут значительно отличаться от среднего значения в естественном залегании. При этом петрофизические свойства образцов не могут в полной мере характеризовать свойства пород в полевом масштабе.

РВР пород, восстановленных по результатам полевых и лабораторных измерений имели схожую форму и сопоставимые времена релаксации, отвечающих пикам. Однако интенсивность поляризации и амплитуды пиков различаются, что обусловлено влиянием масштаба исследований, особенностью строения геоэлектрического разреза и представительностью образцов. Несмотря на установленные различия между РВР, восстановленных по результатам полевых и лабораторных измерений, выполненная дифференциация пород типу распределения сульфидов, по составу и степени пород находится в хорошем соответствии с геологическим описанием канав, керна поисковых скважин и лабораторными измерениями. Таким образом, анализ ВХ-ВП кажущихся кривых спада поляризуемости, по сравнению со стандартной методикой анализа данных ВП, позволяет получать важную дополнительную информацию о особенностях строения исследуемых участков и разрезов.

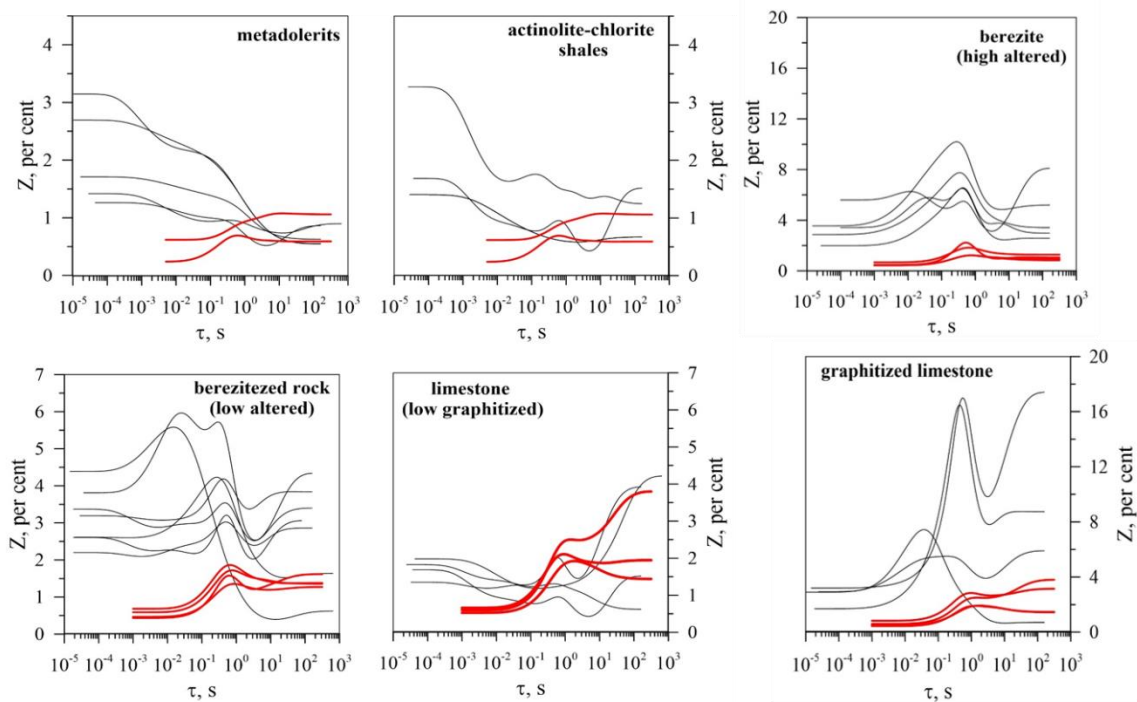


Рисунок 37. Сопоставление РВР, восстановленных по данным полевых (красные графики) и лабораторных (черные графики) измерений ВП для групп пород различного состава

5.3 Сопоставление теоретических и экспериментальных зависимостей стационарной поляризуемости от объемного содержания электропроводящих минералов

В ходе лабораторных исследований установлено, что среднее значение стационарной поляризуемости образцов эталонной коллекции составляет 16-20%. Это значение использовалось для расчета зависимостей $M(\xi)$ используя модель смеси Максвелла-Гарнетта ($M^{MG}(\xi)$). На рисунке 38 показано сопоставление значений стационарной поляризуемости образцов с зависимостями $M^{MG}(\xi)$ для изометричных включений при разном значении M_{matrix} . На графики также нанесены ранее опубликованные данные для смесей песка с зернами электропроводящих минералов [12, 13, 21] и данные, полученные в настоящей работе. Зависимости $M(\xi)$ для смесей песка с зернами электропроводящих минералов хорошо описываются формулой Максвелла-Гарнетта при значении $M_{matrix} = 1-2\%$.

Стационарная поляризуемость образцов №1, 3 соответствуют зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанной для $M_{matrix} = 16\%$. Остальные образцы располагаются значительно

выше рассчитанной зависимости $M^{MG}(\xi)$. Значения M_{matrix} согласно выполненным измерениям не может быть много больше 20 %. Следовательно, объяснить отклонение точек от рассчитанной зависимости $M^{MG}(\xi)$ влиянием M_{matrix} не получится.

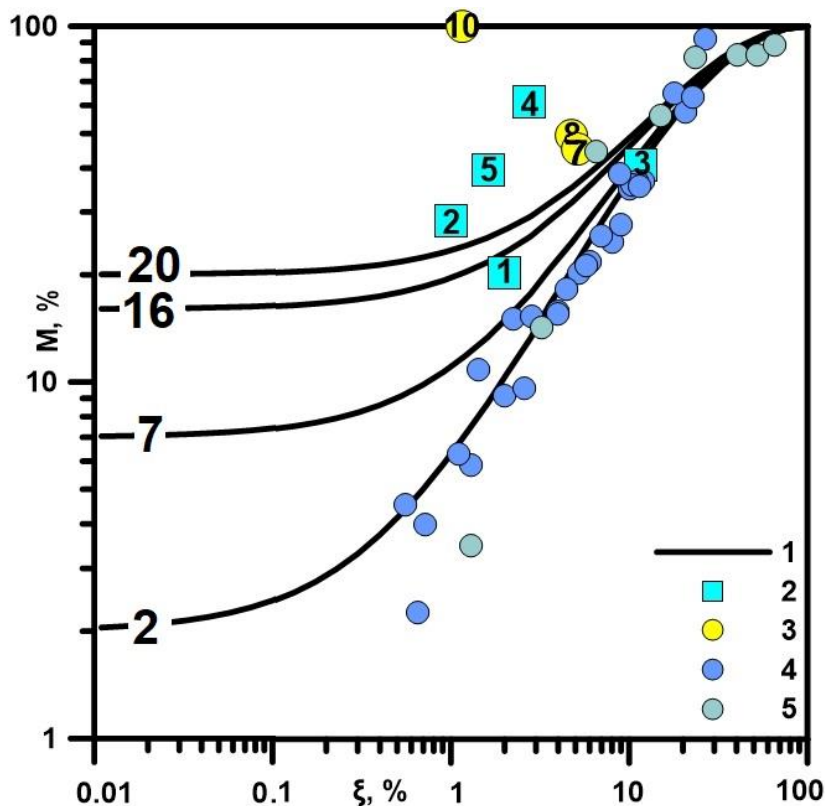


Рисунок 38. Зависимости стационарной поляризуемости от объемного содержания электропроводящих включений. Условные обозначения: 1) зависимости $M(\xi)$, рассчитанные по формуле (17) для случая изометричных включений при разной поляризуемости матрицы (значения M_{matrix} показаны числами на графиках); данные, полученные в настоящей работе: 2) метадолериты и беретизированные сланцы, 3) карбонатные породы и их графитизированные разности (номера образцов показаны числами внутри символов); данные, опубликованные ранее: 4) смеси зерен электропроводящих минералов [25, 26] и 5) железной крошки [38]

Завышение стационарной поляризуемости образцов по сравнению с зависимостью $M^{MG}(\xi)$ можно объяснить влиянием формы включений. На рисунке 29 представлено сопоставление значений стационарной поляризуемости образцов с зависимостями $M^{MG}(\xi)$, рассчитанными для сплюснутых электропроводящих сфероидов (при разном соотношении осей a/c), поляризованных вдоль длинной оси ($M_{matrix} = 16\%$). Как отмечалось ранее, стационарная поляризуемость образцов №1 и 3 хорошо совпадает с зависимостью $M^{MG}(\xi)$, рассчитанной для изометричных включений. Образцы №2, 5, 7 и 8 ложатся на теоретическую зависимость $M^{MG}(\xi)$, соответствующую

сплюснутым сфероидом при $a/c = 10$. Образец №4 близок к зависимости, рассчитанной для сфероида с соотношением осей $a/c = 50$. Образец №10 имеет $M = 100\%$ и не может быть описан на основе формулы Максвелла-Гарнетта.

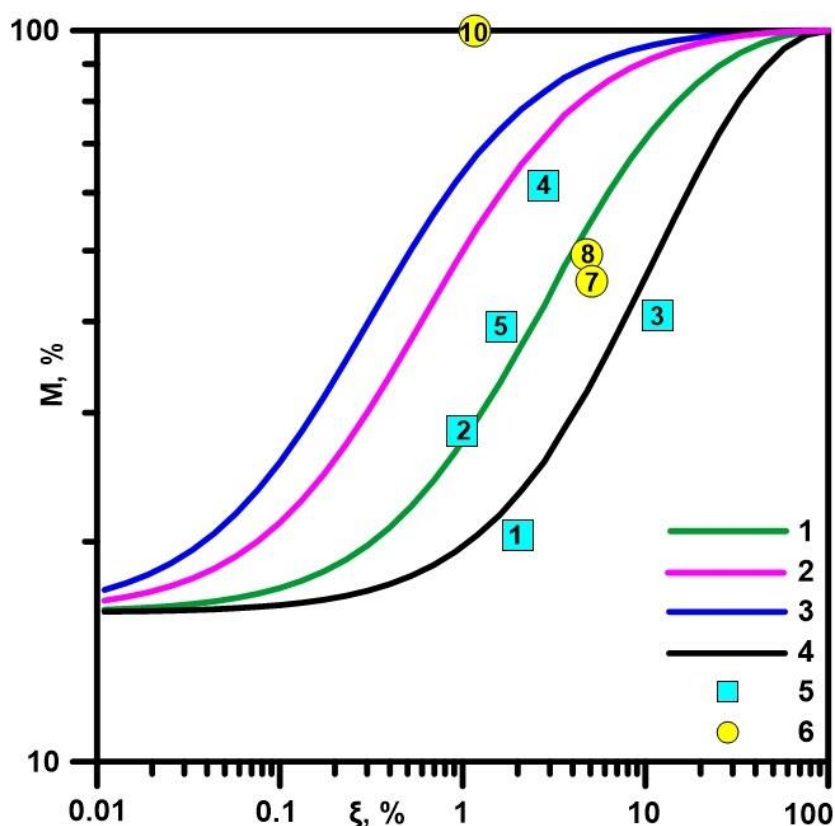


Рисунок 39. Зависимости стационарной поляризуемости от объемного содержания сплюснутых электропроводящих сфероидов, поляризованных вдоль длинной оси. Условные обозначения: зависимости $M(\xi)$, рассчитанные по формуле (17) для случая сплюснутых включений с ориентировкой поля вдоль длинной оси при разном соотношении большой оси к малой: 1) $a/c = 10$, 2) $a/c = 50$, 3) $a/c = 100$; 4) зависимость $M(\xi)$, рассчитанная по формуле (17) для случая изометричных включений; данные, полученные в настоящей работе: 5) метадолериты и беретизированные сланцы, 6) карбонатные породы и их графитизированные разности (номера образцов показаны числами внутри символов). $M_{\text{matrix}} = 16\%$ для всех зависимостей

Таким образом, стационарная поляризуемость образцов может быть описана формулой Максвелла-Гарнетта при фиксированном объемном содержании электропроводящих минералов (определенного по данным КТ), стационарной поляризуемости матрицы 16-20 %, но различной форме электропроводящих сфероидов. Исключением является образец с завышенным значением стационарной поляризуемости.

5.4 Сопоставление теоретических и экспериментальных распределений времен релаксации

РВР, восстановленные по данным лабораторных измерений ВП на образцах (Z_{IP}) были сопоставлены с теоретическими РВР, рассчитанными на основе данных КТ (Z_{CT}). Данные КТ не позволяют восстанавливать параметры порового пространства для изученных образцов. По этой причине нет возможности оценить и рассчитать РВР породы без включений электропроводящих минералов (матрицы).

Для оценки РВР матрицы выбраны девять образцов, имеющих наименьшее содержание сульфидов. Для каждого времени релаксации вычислено среднее значение ($Z_{avr}(\tau)$). Образцы эталонной коллекции характеризуются схожим РВР. При этом они различаются средней интенсивностью поляризации и интенсивностью пиков. РВР матрицы для каждого образца рассчитывался по формуле [28]:

$$Z_{matrix}(\tau) = P \cdot Z_{avr}(\tau) + Q, \quad (23)$$

где P и Q – эмпирические параметры, характеризующие интенсивность пиков и среднюю интенсивность поляризации, соответственно.

Используя данные КТ, получены значения радиуса Саутера (r), характеризующего размер зерен сульфидов в образцах. Время релаксации для каждого зерна сульфидов рассчитано по формуле (18), используя r .

Для каждого образца рассчитаны Z_{CT} согласно модели мульти-Коул-Коул [28]:

$$Z_{CT}(s) = \sum_j \frac{M_j}{2\pi} \frac{\sin(\pi(1-c_j))}{\cosh(c_j(s-s_{CTj})) - \cos(\pi(1-c_j))}, \quad (24)$$

где $M_j = 4.5 \xi$ – стационарная поляризуемость зерен сульфидов [13], j – номер модели Коул-Коул, $s_{0j} = \ln(\tau_{CTj})$, τ_{CTj} – время релаксации, отвечающее модели Коул-Коул, c_j – показатель степени модели Коул-Коул (для каждого образца использовалось фиксированное значение c в диапазоне 0.6-0.7).

Суммарное РВР образца рассчитывалось по следующей формуле [28]:

$$Z_{Cole} = Z_{CT} + Z_{matrix}. \quad (25)$$

При расчетах РВР эмпирически подобраны значения коэффициента a . При подстановке в формулу (18) значений σ_w коэффициент a изменялся в широких пределах. Замена параметра σ_w на σ_{sample} (σ_{sample} – электропроводность образца за исключением составляющей, обусловленной поляризуемостью) привела к меньшему разбросу значений a . Таким образом, показано, что время релаксации определяется электропроводностью породы, а не поровой влаги.

На рисунках 40 (а), 41 (а) и 42 (а) представлены сопоставления Z_{IP} и Z_{Cole} , восстановленных для образцов №2, 3, 7. Соответствующие им фрагменты 3D-моделей распределений включений электропроводящих минералов приведены на рисунках 40 (б), 41 (б) и 42 (б). Для данных образцов наблюдается практически полное совпадение интенсивности и положения пика Z_{IP} и Z_{Cole} . Следовательно, для образцов №2, 3, 7 теоретические зависимости подтверждаются экспериментальными данными.

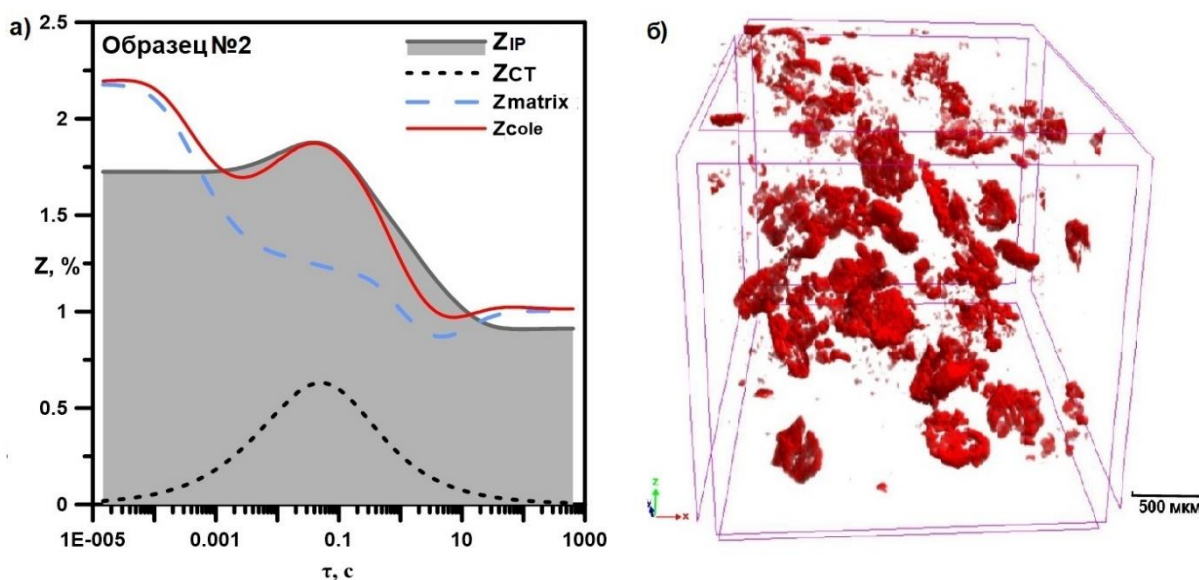


Рисунок 40. Сопоставление РВР, восстановленных для образца №2 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

- а) РВР, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});
- б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

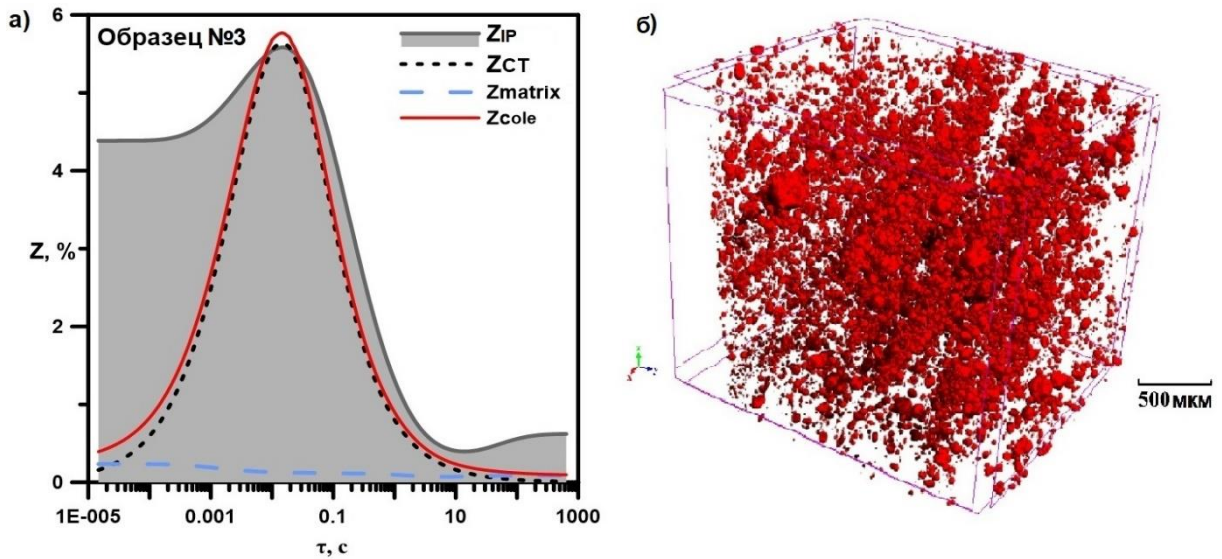


Рисунок 41. Сопоставление РВП восстановленных для образца №3 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

- а) РВП, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}), матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});
- б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

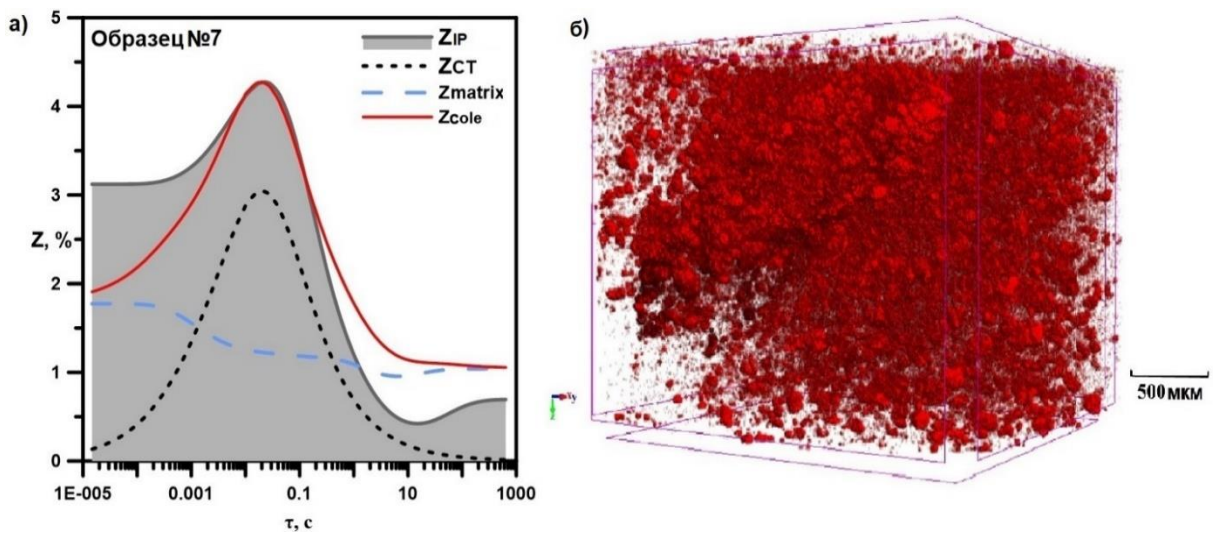


Рисунок 42. Сопоставление РВП восстановленных для образца №7 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

- а) РВП, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});
- б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

На рисунке 43 (а) представлено сопоставление Z_{IP} и Z_{Cole} , восстановленных для образца №1. Соответствующий ему фрагмент 3D-модели распределения включений

электропроводящих минералов приведен на рисунке 43 (б). Для данного образца наблюдается занижение интенсивности пика Z_{IP} по сравнению с Z_{Cole} . Возможным объяснением низкой интенсивности пика Z_{IP} может быть пассивация зерен электропроводящих минералов. Как показано в работе [28], пассивация (изоляция) поверхности электропроводящих зерен от поровой влаги приводит к уменьшению их поляризуемости. При этом полностью изолированные зерна не поляризуются. Для рассматриваемого образца согласно петрографическому описанию шлифов зерна пирита окружены карбонатными рубашками (карбонат – изолятор). Последнее подтверждает сделанное предположение о пассивации зерен пирита.

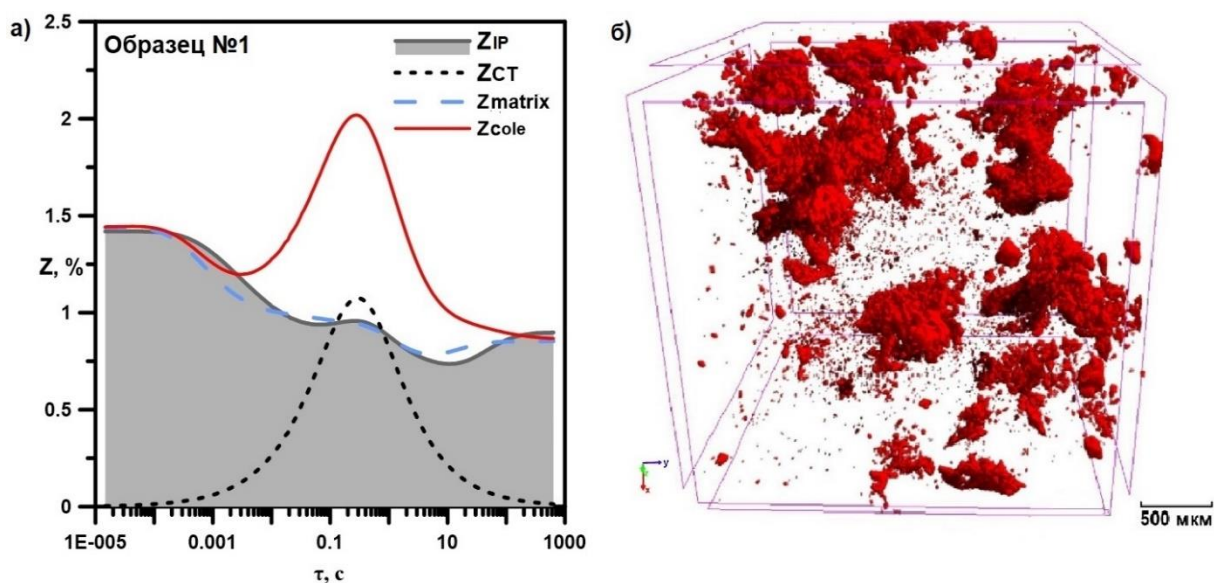


Рисунок 43. Сопоставление РВП восстановленных для образца №1 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

- а) РВП, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});
 б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

На рисунке 44 (а) представлено сопоставление Z_{IP} и Z_{Cole} , восстановленных для образца №10. Соответствующая ему 3D-модель распределения включений электропроводящих минералов приведена на рисунке 44 (б). Для данного образца наблюдается полное несоответствие положения пика теоретического и экспериментального РВП. Интенсивность пика Z_{IP} достигает максимального значения, и его невозможно аппроксимировать теоретическим РВП. Кроме того, №10 имеет нелинейный тип поляризации (проявляется в зависимости времени релаксации от длительности импульсов тока).

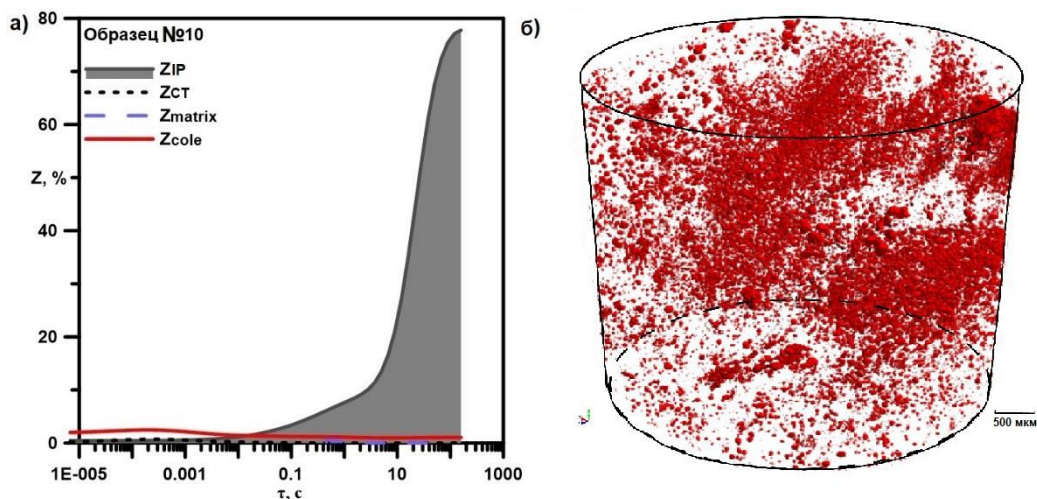


Рисунок 44. Сопоставление PBP восстановленных для образца №10 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

- а) PBP, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});
 б) 3D-модель распределения включений сульфидов в образце

На рисунках 45 (а), 46 (а) и 47 (а) представлены сопоставления Z_{IP} и Z_{Cole} , восстановленных для образцов №5, 4, 8. Соответствующие им фрагменты 3D-моделей распределений включений электропроводящих минералов приведены на рисунках 45 (б), 36 (б) и 37 (б). Теоретические и экспериментальные PBP образцов №5, 4, 8 совпадают по положению пика. При этом интенсивность пика в Z_{IP} сильно превышает интенсивность пика в Z_{Cole} . Для образца №5 данное различие можно объяснить сплюснутой формой зерен, установленной по данным КТ (рис. 45 (б)). Образцы №4 и 8 характеризуются изометричной формой зерен. Следовательно, в данном случае расхождение PBP не может быть обусловлено влиянием формы зерен. Автор предполагает, что занижение интенсивности пиков Z_{IP} для образцов №4 и 8 обусловлено тем, что использование связей параметров ВП, установленных для гранулярных моделей плохо применимы для низкопористых образцов. Для их описания лучше подходят капиллярные модели. Согласно работе [30] время релаксации капиллярной модели породы с включениями электропроводящих минералов определяется электропроводностью модели, электропроводностью включений и их площадью поверхности, контактирующей с поровой влагой, а не радиусом и электропроводностью поровой влаги, как для гранулярной модели. При этом стационарная поляризуемость капиллярной модели определяется эмпирическим параметром:

$$\xi_S = \left(\frac{|Z_m|}{|Z_m| + |Z_i|} \right) \frac{S_a^\Sigma}{S_{pore}^\Sigma}, \quad (26)$$

где Z_i , Z_m – импеданс включения и модели (матрицы), S_a^Σ – суммарная площадь всех активных поверхностей включений электропроводящих минералов, S_{pore}^Σ – суммарная площадь поперечных сечений свободных пор.

Таким образом, несоответствие интенсивности пиков в Z_{Cole} и Z_{IP} можно объяснить соотношением $\frac{S_a^\Sigma}{S_{pore}^\Sigma}$ в образцах. Однако, способов оценки этих параметров пород еще не предложено.

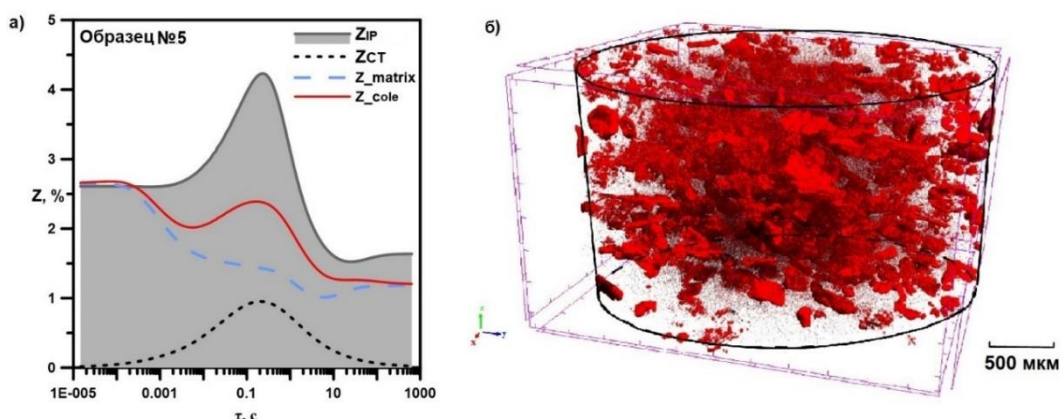


Рисунок 45. Сопоставление РВР восстановленных для образца №5 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

а) РВР, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});

б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

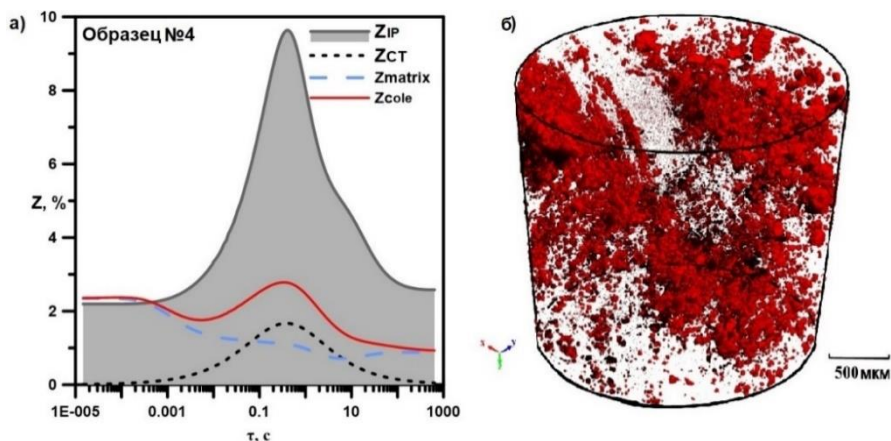


Рисунок 46. Сопоставление РВР восстановленных для образца №4 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

а) РВР, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});

б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

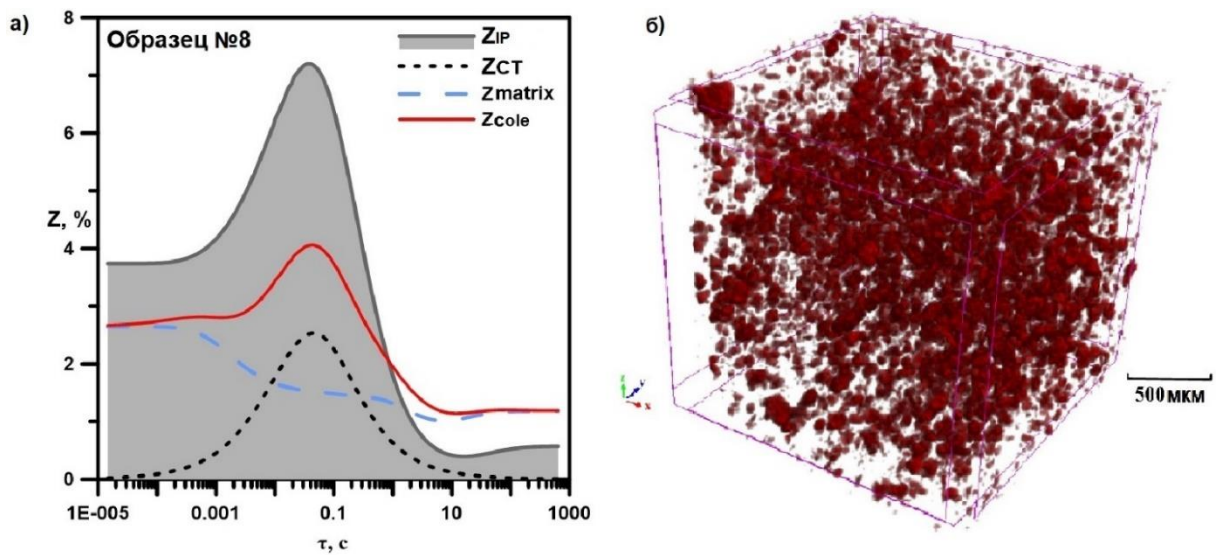


Рисунок 47. Сопоставление PBP восстановленных для образца №8 по данным ВП (Z_{IP}) и КТ (Z_{Cole})

- а) PBP, восстановленные по результатам лабораторных измерений (Z_{IP}); матрицы (Z_{matrix}); зерен сульфидов (Z_{CT}) и их сумма (Z_{Cole});
 б) фрагмент 3D-модели распределения включений сульфидов в образце

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках работы выполнены лабораторные исследования СВП эталонной коллекции образцов горных пород рудопроявления Ясное.

При сопоставлении РВР, восстановленных по данным ВП (Z_{IP}) и по данным КТ (Z_{Cole}) для части образцов получено соответствие РВР, подтверждающее теоретические зависимости. Выявлены несоответствия РВР, обусловленные: 1) пассивацией зерен пирита карбонатными рубашками, установленной по данным петрографии; 2) нелинейностью процессов ВП; 3) неприменимостью для низкопористых образцов связей параметров ВП, установленных для гранулярных моделей (для описания ВП таких пород лучше подходят капиллярные модели).

При сопоставлении стационарной поляризуемости образцов с теоретическими зависимостями $M^{MG}(\xi)$ установлено, что стационарная поляризуемость зависит от объёмного содержания электропроводящих минералов, их формы и ориентации относительно направления поляризующего поля.

РВР пород, восстановленных по результатам полевых и лабораторных измерений имеют схожую форму и сопоставимые времена релаксации, отвечающих пикам. Несмотря на установленные различия, выполненная дифференциация пород по типу распределения сульфидов в породах, их составу и степени изменения находится в хорошем соответствии с геологическим описанием канав, керна поисковых скважин и лабораторными измерениями. Таким образом, метод СВП обладает высокой эффективностью для поисково-картировочных целей на золоторудных месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации, являющихся объектами-аналогами исследованного рудопроявления в районе Верхнеленинградского золоторудного узла п-ова Таймыр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеев В.В., Каринский С.Д., Светов Б.С. Становление электромагнитного поля в поляризующейся среде и определение параметров Cole-Cole // Геофизика. 2006. №5. С. 40 – 44.
2. Агеев В.В. Изучение процессов вызванной поляризации для решения геокриологических задач // Разведка и охрана недр. 2012 №11. С. 46 – 49.
3. Антропов Л.И. Теоретическая электрохимия: Учеб. для хим.-технолог. спец. вузов. М., 1984. 519 с.
4. Багоцкий В.С. Основы электрохимии. М.: “Химия”, 1988. 400 с.
5. Ванин Г.А. Выделение из измеряемой переходной характеристики индукционной и поляризационной составляющих // Методы разведочной геофизики. НПО “Рудгеофизика”, 1983. С. 70-76.
6. Губатенко В.И. Эффект Максвелла-Вагнера в электроразведке // Физика земли. 1991. №4. С. 88-98.
7. Гурин Г.В. Спектральная характеристика вызванной поляризации вкрапленных руд. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. СПбГУ, Институт наук о Земле, 2015, 132 с. (Кафедра геофизики Института наук о Земле СПбГУ).
8. Еременко Н.М. Муравьева Ю.А. Применение методов рентгеновской микротомографии для определения пористости в керне скважин // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. № 3 (7).
9. Жуковская Е.А., Лопушняк Ю.М. Использование рентгеновской томографии при исследовании терригенных и карбонатных коллекторов// Геология и геофизика, 2008. С. 24-31.
10. Иванов М.К., Бурлин Ю.К., Калмыков Г.А., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И. Петрофизические методы исследования кернового материала: учеб. пособие в 2-х книгах. М.: Издательство Московского университета, 2008. С.91-97.
11. Кобранова В.Н. Петрофизика. Учебник для вузов, М: “Недра”, 1986. 392 с.

12. Комаров В.А. Временные и частотные параметры вызванной поляризации // Методика и техника разведки. Л., 1972. №81. С. 4 – 14.
13. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Ленинград: «Недра», 1980, С. 391.
14. Комаров В.А. Геоэлектрохимия: Учебное пособие. СПб., 1994. С. 136.
15. Кормильцев В.В. Переходные процессы при вызванной поляризации. М.: «Наука», 1980. 112 с.
16. Кривошеков С. Н. , Кочнев А. А. Опыт применения рентгеновской компьютерной томографии для изучения свойств горных пород // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело, 2013. № 6.
17. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. Москва, «Наука», 1978, С. 215.
18. Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. и др. Новый тип золотого оруденения в аккреционной зоне докембрия Таймыра (Результаты поисковых работ на Верхнеленинградской площади) // Региональная геология и металлогения. 2015. (63). С. 13.
19. Проскурнин В.Ф., Петрушков Б.С. и др. Отчет о результатах по объекту: «Поисковые работы на рудное золото в пределах Светлинской площади (полуостров Таймыр, Красноярский край)». Москва, АО «Росгео», 2017.
20. Фридрихсберг Д.А., Сидорова М.П. Исследования связи явления вызванной поляризации с электрокинетическими свойствами капиллярных систем // Вестник ЛГУ. Сер. Химия. 1961. № 4. С. 222-226.
21. Хмелевской В. К., В.И. Костицын В. И. Основы геофизических методов: учебник для вузов / Пермь, 2010. 400 с.
22. Шаповалов О.М. Экспериментальное изучение переходных характеристик вызванной поляризации // Методика и техника разведки (ВИТР). 1972. №81. С. 15-21.
23. Charytanowicz M. An Algorithm for the Pore Size Determination Using Digital Image Analysis // Information Technologies in Biomedicine. 2014. № 3. p. 223–233.
24. Guptasarma D. Computation of the time-domain response of polarizable ground // Geophysics. 1982. № I (47). p. 1574–1576.

25. Gurin G., Tarasov A. Ilyin Y. and Titov K. Time domain spectral induced polarization of disseminated electronic conductors: laboratory data analysis through the Debye decomposition approach // *Journal of Applied Geophysics*. 2013. (98). p. 44 – 53.
26. Gurin, G., Titov, K., Ilyin, Yu., Tarasov, A. Induced polarization of disseminated electronically conductive minerals: A semi-empirical model // *Geophysical Journal International*. 2015a. № 3 (200). p. 1555–1565.
27. Gurin, G., Tarasov, A., Ilyin, Yu., Titov, K. Application of the Debye decomposition approach to analysis of induced-polarization profiling data (Julietta gold-silver deposit, Magadan Region). // *Russian Geology and Geophysics*. 2015b. № 12 (56). C. 1757–1771. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.201.5118>.
28. Gurin, G., Ilyin, Y., Nilov, S., Ivanov, D., Kozlov, E., & Titov, K. Induced polarization of rocks containing pyrite: Interpretation based on X-ray computed tomography // *Journal of Applied Geophysics*. 2018. (154). p. 50–63.
29. Gurin. G., Tarasov A., Titov K. Spectral characteristics of time-domain induced polarization in mineral prospecting // 15th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2019. EAGE, Gelendzhik. p. 348-358.
30. Gurin. G. Titov K. Induced polarization of rocks with electronically conductive inclusions: laboratory study of synthetic capillary models of consolidated rocks // 17th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2021. EAGE, Gelendzhik.
31. Keery J., Binley A., Elshenawy A. and Clifford J. Markov-chain Monte Carlo estimation of distributed Debye relaxations in spectral induced polarization // *Geophysics*. 2012. P. 159–170.
32. Luo, B., Y., and Zhang, G. Theory and application of spectral induced polarization. Society of Exploration Geophysicists, 1998 165 p. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801856>
33. Oldenburg D. W. and Li Y. Inversion of induced polarization data // *Geophysics*. 1994. V.59. P. 1327-1341.
34. Revil A., Florsch N. Determination of permeability from spectral induced polarization in granular media // *Geophysical Journal International*. 2010. № 3 (181). p. 1480–1498.
35. Reynolds J.M. An introduction to applied and environmental geophysics. / Great Britain, 2011. 796 p.

36. Scott J.B.T. and Barker R.D. Characterization of sandstone by electrical spectroscopy for stratigraphical and hydrogeological investigations // Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology. 2005. V.38. P. 143-154.
37. Sigel H.O., Vanhalaz H., Sheard N. Some case histories of source discrimination using time-domain spectral IP // Geophysics. 1997 № 62. P. 1394-1408.
38. Slater D., Jaeyoung Choi and Y.W. Electrical properties of iron-sand columns: Implications for induced polarization investigation and performance monitoring of iron-wall barriers // Geophysics. 2005. № 4 (70). p. 87–94.
39. Tarasov, A., Gurin, G., Spectral induced polarization of the ore zone of the gold deposit Sukhoi Log // 4th International Workshop on Induced Polarization, 2016, Aarhus, Denmark.
40. Titov K., Komarov V., Tarasov V., Levitski A. Theoretical and experimental study of time-domain induced polarization in water saturated sands // Journal of Applied Geophysics. 2002. № 4 (50). p 417 – 433.
41. Vanhala H., Peltoniemi M. Spectral IP studies of Finnish ore prospects // Geophysics. 1992. № 57. P. 1545-1555.