

ИЗУЧЕНИЕ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПОРОД РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА ЯСНОЕ (полуостров Таймыр) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Г.В. Гурин✉

ООО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика», 197348, Санкт-Петербург, ул. Аэродромная, 8, Россия

Поступила в редакцию: 31.01.2025

Принята в печать: 17.03.2025

Опубликована онлайн: 20.03.2025

DOI: [10.15372/GIG2025120](https://doi.org/10.15372/GIG2025120)

EDN: [YAVWBJ](https://www.edn.ru/YAVWBJ)

Ссылка для цитирования:

Гурин Г.В. (2025). Изучение вызванной поляризации пород рудопоявления золота Ясное (полуостров Таймыр) по результатам полевых и лабораторных исследований // Геология и геофизика, т. 66, № 8, с. 1083–1094, DOI: [10.15372/GIG2025120](https://doi.org/10.15372/GIG2025120), EDN: [YAVWBJ](https://www.edn.ru/YAVWBJ).

© Г.В. Гурин, 2025

✉E-mail: gurin-geo@mail.ru

В последние десятилетия было показано, что дополнительная информация о структуре и составе пород может быть извлечена в результате изучения временных характеристик вызванной поляризации (ВХ-ВП) в большом диапазоне времени от 1 мс до 10 с и более. В статье проведено сравнение результатов изучения ВХ-ВП пород рудопоявления золота Ясное по данным полевых и лабораторных измерений на 37 образцах горных пород. Образцы различались составом, степенью изменения гидротермально-метасоматическими процессами, типом электропроводящих минералов (пирит, графит) и особенностями их распределения в породе. Для представительных образцов коллекции выполнены минералого-петрографические исследования и компьютерная рентгеновская микротомография (μ-КТ). Это позволило установить особенности минерального состава и строения образцов, получить количественную характеристику электропроводящих минералов (пирита и графита). По результатам полевых и лабораторных измерений вызванной поляризации (ВП) получены распределения времени релаксации (РВР), которые для одних и тех же типов пород оказались близкими по форме. На основе данных μ-КТ с использованием модели Максвелла–Гарнетта были рассчитаны РВР образцов. Для некоторых образцов установлено хорошее совпадение РВР, полученных по результатам лабораторных измерений ВП и μ-КТ. Для других, чтобы получить удовлетворительное соответствие между РВР, сделаны предположения, что некоторое количество включений пирита пассивировано или имеет сплюсненную форму. Для части образцов совпадения между РВР не установлены. Выявленное противоречие объясняется плохой применимостью гранулярных моделей для хорошо сцементированных пород с низкой пористостью. Сделан вывод о необходимости разработки капиллярной модели ВП пород с включениями электропроводящих минералов, учитывающей особенности строения низкопористых капиллярных сред.

Вызванная поляризация, временные характеристики вызванной поляризации, распределения времен релаксации, рентгеновская микрокомпьютерная томография

ВВЕДЕНИЕ

Метод вызванной поляризации (ВП) является одним из основных методов рудной геофизики. Его преимуществом является возможность поиска пород с включениями электропроводящих минералов (ЭМ), слагающих или сопровождающих рудные тела месторождений золота, меди, цинка и др. Обычно для выделения объектов, перспективных на выявление рудной минерализации, дифференциации их по составу или геологической природе, используется один критерий – интенсивность аномалий (значение поляризуемости), которая косвенным образом связывается с объемным содержанием ЭМ в породах [Булашевич, 1956; Комаров, 1980]. Однако поляризуемость пород определяется разнообразными параметрами и свойствами [Gurin et al., 2013, 2015, 2019; Revil et al., 2015a, 2015b]: составом, текстурой, строением порового пространства, электропроводностью поровой влаги и т. п. По этой причине геологические тела, сложенные породами различного состава или строения, могут

создавать аномалии поляризуемости одинаковой интенсивности [Van Voorhis et al., 1973; Nelson, Van Voorhis, 1983; Gurin et al., 2013]. В таких случаях часто требуется разделять аномалии поляризуемости по геологической природе (например, выбрать связанные с рудной минерализацией или отделить зоны графитизации от ореолов сульфидизации).

В благоприятных случаях эта задача решается по результатам изучения временных характеристик ВП (ВХ-ВП) или анализа динамики поляризации пород [Комаров, 1980; Кормильцев, 1980], которое описывается некоторым распределением времен релаксации (РВР). В зарубежной литературе изучение ВХ-ВП называют спектральной ВП и выделяют в особую модификацию – метод спектральной вызванной поляризации [Гурин и др., 2023]. Несмотря на возрастающий интерес к спектральной ВП пород, практически отсутствуют примеры применения ВХ-ВП для извлечения дополнительной геологической информации о строении и составе пород в естественном залегании, дифференциации аномалий поляризуемости по гео-

логической природе. Изучение связи параметров ВП с вещественным составом, текстурными и структурными особенностями строения пород ведется преимущественно научными группами в масштабе образца на синтетических моделях пород, представленных смесями песка с включениями ЭМ [Slater et al., 2005; Revil et al., 2015a, 2015b; Hupfer et al., 2016], редко – на образцах горных пород [Vanhala et al., 1992; Revil et al., 2017b; Gurin et al., 2018] или пород в естественном залегании («в поле» [Гурин и др., 2015, 2023]). Выбор синтетических моделей пород в качестве объекта исследований объясняется сложностью количественной оценки петрофизических свойств образцов горных пород и учета их влияния на параметры ВП. Даже оценка простейших параметров – преобладающего размера зерен ЭМ, их объемного содержания и формы в образцах – непростая задача. В итоге результаты измерений ВП, полученные на природных образцах, чаще всего описываются на качественном уровне и не получают должного объяснения [Vanhala et al., 1992; Revil et al., 2017b]. Изучение ВХ-ВП пород в «поле» и лаборатории практически не проводится. По мнению автора, это обусловлено слабой связью научно-исследовательских групп с производственными организациями, что приводит к расхождению областей интересов. В результате теоретические и лабораторные исследования ВП пород и руд оказываются оторванными от потребностей производственных компаний, проводящих поиски рудных месторождений. В частности, по этой причине у геофизиков-практиков неприменимость теоретических моделей ВП пород для геологической интерпретации результатов полевых измерений вызывает много сомнений. В первую очередь это связано с их сложностью (перегруженностью физико-химическими параметрами, определение которых часто невозможно для пород (например, модель Дж. Вонга [Wong, 1979]) и плохой адаптированностью моделей для практического использования. Вследствие чего внедрение в практику геолого-разведочных работ современных достижений теории явления ВП пород практически не происходит (используют один критерий – интенсивность аномалий).

В настоящей работе приводится сопоставление результатов изучения ВХ-ВП пород рудопроявления золота Ясное (п-ов Таймыр) в естественном залегании (по данным электропрофилирования) с данными лабораторных измерений ВП на образцах горных пород. Показано, что РВР для одних и тех же типов пород, измеренных в «поле» и лаборатории, оказались близкими по форме. Это указывает на возможность дифференциации пород по составу и строению по результатам изучения ВХ-ВП. Проводится верификация теоретических моделей ВП пород с включениями ЭМ для анализа лабораторных/полевых измерений ВП на образцах горных пород, охарактеризованных

на основе компьютерной рентгеновской микротомографии (μ-КТ).

ВЫЗВАННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ ПОРОД С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ЭЛЕКТРОНОПРОВОДЯЩИХ МИНЕРАЛОВ

Основным параметром, характеризующим интенсивность ВП пород во временной области, является поляризуемость (η) или стационарная поляризуемость (M) [Комаров, 1980]:

$$\eta(t, \tau) = \frac{U_{IP}(t, \tau)}{U^*} = M \cdot F(t, \tau), \quad (1)$$

$$M = \frac{U_0 - U_\infty}{U^*}, \quad (2)$$

где t – время, после выключения тока; τ – время релаксации вторичного электрического поля ВП; $F(t, \tau)$ – переходная характеристика ВП – реакция среды на пропущенный через нее импульс тока, описываемая определенным РВР; U^* – напряжение, измеренное в конце импульса тока; $U_{IP}(t, \tau)$ – спад напряжения после выключения тока; U_∞ , U_0 – асимптотическое значение напряжения при $t \rightarrow \infty$ и $t \rightarrow 0$ соответственно.

Стационарная поляризуемость является параметром, характеризующим интенсивность ВП среды. Для пород с включениями ЭМ стационарная поляризуемость определяется [Gurin et al., 2015, 2019, 2021; Gurin, Titov, 2023]: объемным содержанием (ξ) включений, их электропроводностью, формой, ориентацией по отношению к направлению поляризующего поля, степенью пассивации – электрической изоляции поверхности зерен от поровой влаги. Лучше всего M гранулярной модели породы, содержащей включения ЭМ, описывается формулой Максвелла–Гарнетта, в которую добавлен коэффициент пассивации k_p [Gurin et al., 2018, 2019]:

$$M_i = 1 - (1 - M_m) \frac{\frac{1 - L_i}{L_i} (1 - \xi^*)^2}{\left(\frac{1 - L_i}{L_i} + \xi^* \right) \left(1 + \frac{1 - L_i}{L_i} \xi^* \right)}, \quad (3)$$

$$L_i = \frac{abc}{2} \int_0^\infty \frac{ds}{(s + i^2) \sqrt{(s + a^2)(s + b^2)(s + c^2)}}, \quad (4)$$

где M_m – стационарная поляризуемость матрицы (породы без включений ЭМ); L_i – коэффициент деполаризации включения – трехосного эллипсоида вращения (оси – a, b, c); $i = a, b, c$ – ориентировка поляризующего поля относительно осей включений ЭМ; $\xi^* = k_p \xi$ – эффективное объемное содержание включений ЭМ; k_p – коэффициент пассивации включений

ЭМ, изменяющийся от 0 до 1 для случаев полной и частичной пассивации поверхности включений.

Для случая включений ЭМ изометричной формы и малого объемного содержания ($\xi < 10\%$) выражение (3) можно упростить [Revil et al., 2015a, 2017a; Gurin et al., 2018]:

$$M = \frac{9}{2}\xi^* + M_m. \quad (5)$$

Время релаксации (τ) является параметром, характеризующим скорость накопления и диссипации избыточных зарядов в породе под действием электрического поля. В гранулярных моделях пород с включениями ЭМ τ определяется [Gurin et al., 2015; Gurin, Titov, 2023] размером включений, их электропроводностью, электропроводностью породы. В упрощенном виде для случая изометричных включений ЭМ время релаксации может быть описано следующим выражением [Гурин и др., 2023]:

$$\tau = a \frac{r^2}{\sigma_r}, \quad (6)$$

где a – эмпирический коэффициент (объемная емкость породы, зависящая от типа ЭМ); r – радиус включений ЭМ; σ_r – электропроводность породы.

ВП пород обычно характеризуется не одним временем релаксации, а некоторым РВР. Для оценки РВР используются разные методы [Гурин и др., 2023]. В настоящей работе использована дебаевская декомпозиция – аппроксимация кривых $\eta(t)$ суперпозицией N релаксационных моделей Дебая, $\exp(-t/\tau_k)$:

$$\eta(t) = \sum_{k=1}^N Z(\tau_k) F(t, \tau_k) = \sum_{k=1}^N Z(\tau_k) \exp\left(-\frac{t}{\tau_k}\right), \quad (7)$$

где $M = \sum_{k=1}^N Z(\tau_k)$ – стационарная поляризуемость породы; $Z(\tau_k)$, τ_k – поляризуемость и время релаксации k -го релаксационного процесса соответственно; $Z(\tau_k)$ – функция, описывающая РВР, N – общее количество моделей Дебая. Описание использованного алгоритма приведено в работе [Tarasov, Titov, 2007].

ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ РАБОТЫ НА РУДОПРЯВЛЕНИИ ЗОЛОТА ЯСНОЕ

Геологическое строение рудопроявления золота Ясное. Рудопоявление золота Ясное расположено в пределах Светлинской площади Верхнеленинградского золоторудного узла п-ова Таймыр [Проскурнин и др., 2015]. Оруденение золотосульфидно-кварцевого типа локализовано в углеродистых вулканогенно-карбонатно-терригенных формациях позднего докембрия, прорванных нижнерифейскими силами габбро-долеритов. Рудная минерализация представ-

лена вкрапленным и прожилково-вкрапленным пиритом. В меньших количествах встречается пирротин. Оруденение сопровождается кварцевым, карбонат-кварцевым прожилкованием, серицитизацией, карбонатизацией и хлоритизацией пород. Золотоносные зоны представлены линейными ореолами березитизации кварц-серицит-карбонат-сульфидного состава, приуроченными к зонам дробления в телах габбро-долеритов и вмещающих их углеродистых карбонатно-терригенных пород.

С целью выявления особенностей отражения основной золотоносной зоны рудопоявления золота Ясное в геофизических полях выполнены: параметрические измерения вдоль канавы (длина 250 м), пересекающей основную золотоносную зону, из полотна которой отобраны 37 образцов для лабораторных исследований (рис. 1).

Методика и техника работ. Параметрические измерения выполнены комплексом методов: магнитная съемка, электропрофилирование методом естественного поля (ЕП, способ потенциала) и ВП. Шаг по профилю составил 5 м. Магнитная съемка проведена при помощи магнитометра GSM-19, электроразведочные работы – комплекта аппаратуры АИЭ-2 (измерителя ВП-МПП и генератора ЭРГ-120). Обработка результатов измерений выполнена по стандартным методикам.

Электропрофилирование методом ВП проведено четырехэлектродной установкой (А20N5M20В) с использованием одного токового режима (разнополярные импульсы через паузу, РПИ-2), в котором длительность импульса тока и паузы (T) равнялась 1 с. С шагом 10–15 м по профилю выполнено изучение ВХ-ВП. На каждой точке проводились измерения в широком диапазоне времени 20 мс ... 32 с, с применением трех токовых режимов T : 1, 8, 32 с.

Результаты опытно-методических работ. По данным электропрофилирования, габбро-долериты и слабоуглеродистые известняки выделяются повышенными значениями ρ_k (1500–2000 Ом·м). При этом первые характеризуются повышенным магнитным полем, а вторые – интенсивным отрицательным U_{EP} (см. рис. 1). Углеродистые породы выделяются локальными аномалиями пониженных значений ρ_k и U_{EP} , а также интенсивными аномалиями η_k (3.5–5.0 %). Линейная зона березитизации (пикеты 180–230) – основная золотоносная структура рудопоявления Ясное, приуроченная к минерализованной зоне дробления, выделяется двумя контрастными аномалиями η_k . В интервале пикетов 245–290, по данным электропрофилирования, установлена схожая аномалия η_k (см. рис. 1), которая может отвечать линейной зоне березитизации. В этом случае ее можно рассматривать в качестве потенциально перспективной на выявление золотого оруденения и выделить новую рудную зону. В пределах рудопоявления схожим образом отражаются углеродистые

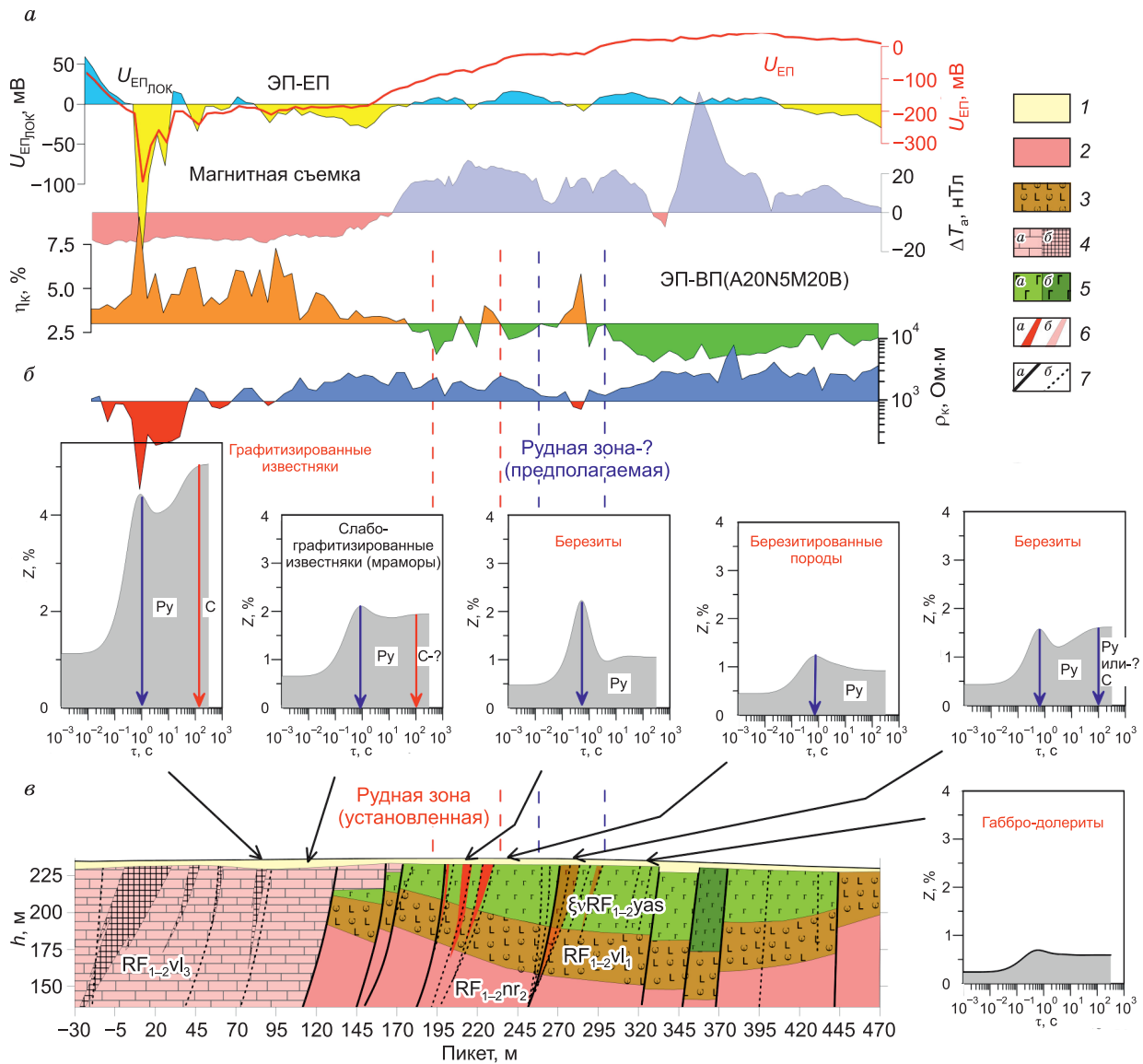


Рис. 1. Результаты полевых работ в пределах золотоносной зоны рудопоявления Ясное (п-ов Таймыр). *а* – графики U_{EP} , $U_{EP \text{ ЛОК}}$, ρ_K , η_K , построенные по данным электропрофилеирования ВП (ЭП-ВП), ЭП (ЭП-ЭП) и магнитной съемки; *б* – RVP, полученные в различных точках профиля по результатам измерений ВП; *в* – схематический геолого-геофизический разрез. 1 – четвертичные отложения; 2 – алевролиты; 3 – вулканогенно-осадочные образования основного состава; 4 – слабо- (а) и интенсивно (б) углеродистые 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). Py – пирит, C – углеродистое вещество, $U_{EP \text{ ЛОК}}$ – локальная составляющая U_{EP} .

разрывные нарушения, не имеющие практической значимости. Геологическая природа аномалии установлена по результатам изучения ВХ-ВП, впоследствии заверена бурением.

Результаты изучения ВХ-ВП пород рудопоявления Ясное в естественном залегании. На рисунке 1, б приведены RVP основных типов пород, составляющих геологический разрез. По результатам анализа ВХ-ВП установлено, что породы, различающиеся составом, имеют разную форму RVP [Гурин и др., 2023]:

– габбро-долериты имеют пологий тип RVP и низкую интенсивность поляризации;

– слабоуглеродистые известняки – RVP J-образной формы, часто содержащие пик, время релаксации которого составляет около 1 с (предположительно, обусловлен поляризацией сульфидов);

– углеродистые сланцы – RVP J-образной формы, но интенсивность поляризации на временах более 10 с оказывается в 2–3 раза больше, чем у слабоуглеродистых известняков;

– березиты (серицит-карбонат-кварц-хлоритового состава) и березитизированные породы – RVP с ярко выраженным пиком ($\tau = 0.8\text{--}3$ с).

Таким образом, для пород, различающихся составом, типом ЭМ (графит и/или сульфиды), характерны разные РВР.

В частности, РВР в пределах установленной и предполагаемой рудных зон, оказались схожими (см. рис. 1). Это позволило объяснить выявленную аномалию поляризуемости березитизированной зоной дробления и классифицировать ее как потенциально золотоносную.

ЛАБОРАТОРНО-АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплекс лабораторно-аналитических исследований включал: измерения ВП, минералого-петрографические исследования прозрачно-полированных препаратов, μ -КТ образцов.

Измерения ВП выполнены на коллекции из 37 образцов пород, отобранных из полотна канавы. Образцы по результатам полевого описания были разделены на шесть групп (каждая группа включала 5–7 образцов): габбро-долериты, хлорит-актинолитовые сланцы, карбонатные породы (известняки и мраморы), углеродистые карбонатные породы и сланцы, березитизированные сланцы и габбро-долериты, березиты.

Лабораторно-аналитические исследования выполнены в два этапа: 1 – изучение ВХ-ВП всех образцов коллекции (в диапазоне времени 0.5 мс...16 с), 2 – исследования 10 представительных образцов. Представительные образцы различались: степенью изменений, произошедших под воздействием гидротермально-метасоматических процессов, типом распределения (вкрапленный и прожилково-вкрапленный) и формой ЭМ (пирит, графит, пирит + графит), значениями параметров ВП.

Минералого-петрографическая характеристика представительных образцов коллекции. По результатам выполненных минералого-петрографических исследований установлено, что все образцы в той или иной степени подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Выделено три группы: слабоизмененные габбро-долериты, хлорит-карбонатные и карбонат-хлоритовые метасоматиты, известняки.

Габбро-долериты (образцы 1, 2) в различной степени преобразованы в ходе гидротермально-метасоматических процессов. Основная масса пород представлена лейстами плагиоклаза, в значительной степени подвергшимся метасоматической переработке с образованием чешуйчатого хлорита и эпидота. Из реликтовых темноцветных минералов встречаются роговая обманка, биотит, клинопироксен. Вторичные минералы представлены таблитчатыми кристаллами и агрегаторами железистого карбоната, часто содержащие включения рудного минерала. Кварц встречается в незначительных количествах в объеме до 3 %.

Карбонатные породы (образцы 6–9) представлены среднезернистым кальцитом, который образует зерна с полисинтетическими двойниками. В породах присутствует кварц, который слагает как обособленные агрегаты неправильной формы, так и прожилки, заполняя трещины совместно с кальцитом (гидротермально-метасоматического генезиса). Рудные минералы представлены кристаллами пирита и углеродистого вещества. Пирит часто располагается вдоль псевдослоистости (вероятно, обусловленной кливажем), а углеродистое вещество формирует тонкие примазки и пленки в интерстициях между зернами.

Карбонат-хлоритовые (обр. 5) и хлорит-карбонатные (образцы 3, 4) породы представлены лейстовидными кристаллами плагиоклаза, частично пропилитизированного. Из реликтовых темноцветных минералов встречаются биотит и амфибол, который частично замещен хлоритом и карбонатом. Хлорит, карбонат и кварц – наиболее распространенные вторичные минералы. Они слагают до 30 % породы. Чешуйчатым хлоритом часто заполнены интерстиции между темноцветными минералами. Карбонат в породах формирует крупные агрегаты (часто содержащие рудные минералы) и кварц-карбонатные прожилки. Кварц в породах преимущественно вторичный (гидротермально-метасоматического генезиса), встречается в объеме до 10 %. Рудные минералы представлены пиритом, равномерно рассеянным в породе. В небольшом количестве (единичные кристаллы) встречается магнетит и пирротин. Объемная доля рудных минералов в образцах составляет 5–15 %.

Компьютерная рентгеновская микротомография. Рентген-томографические исследования представительных образцов выполнены на томографе SkyScan 1172 (<http://bruker-microct.com>). Рентгеновские томограммы образцов получены в виде послойных срезов (μ -КТ-изображений), сделанных через 10 мкм. Анализ данных μ -КТ проведен в программах, разработанных фирмой SkyScan (CTVox.exe, CTAn.exe и Data Viewer.exe).

Все изученные образцы – низкопористые. Поры имеют малый размер, что не позволяет использовать данные μ -КТ для оценки распределения пор по размеру, определения общей или эффективной пористости.

В изученных образцах ЭМ обладают аномальными плотностями относительно порообразующих минералов (2.8–3.0 г/см³): пирит (пирротин) – 4.5 г/см³ (высокой), графит – 2.3 г/см³ (низкой). Это позволило, по данным μ -КТ, определить в образцах: распределение включений ЭМ по радиусам, объемам, форме, а также их объемное содержание (рис. 2–7).

Лабораторные измерения ВП. Лабораторные измерения ВП образцов выполнены при помощи измерителя ВП-МПП (из комплекта АИЭ-2), лабораторного генератора малых токов, четырехэлектродной лабораторной установки, которая описана в работе

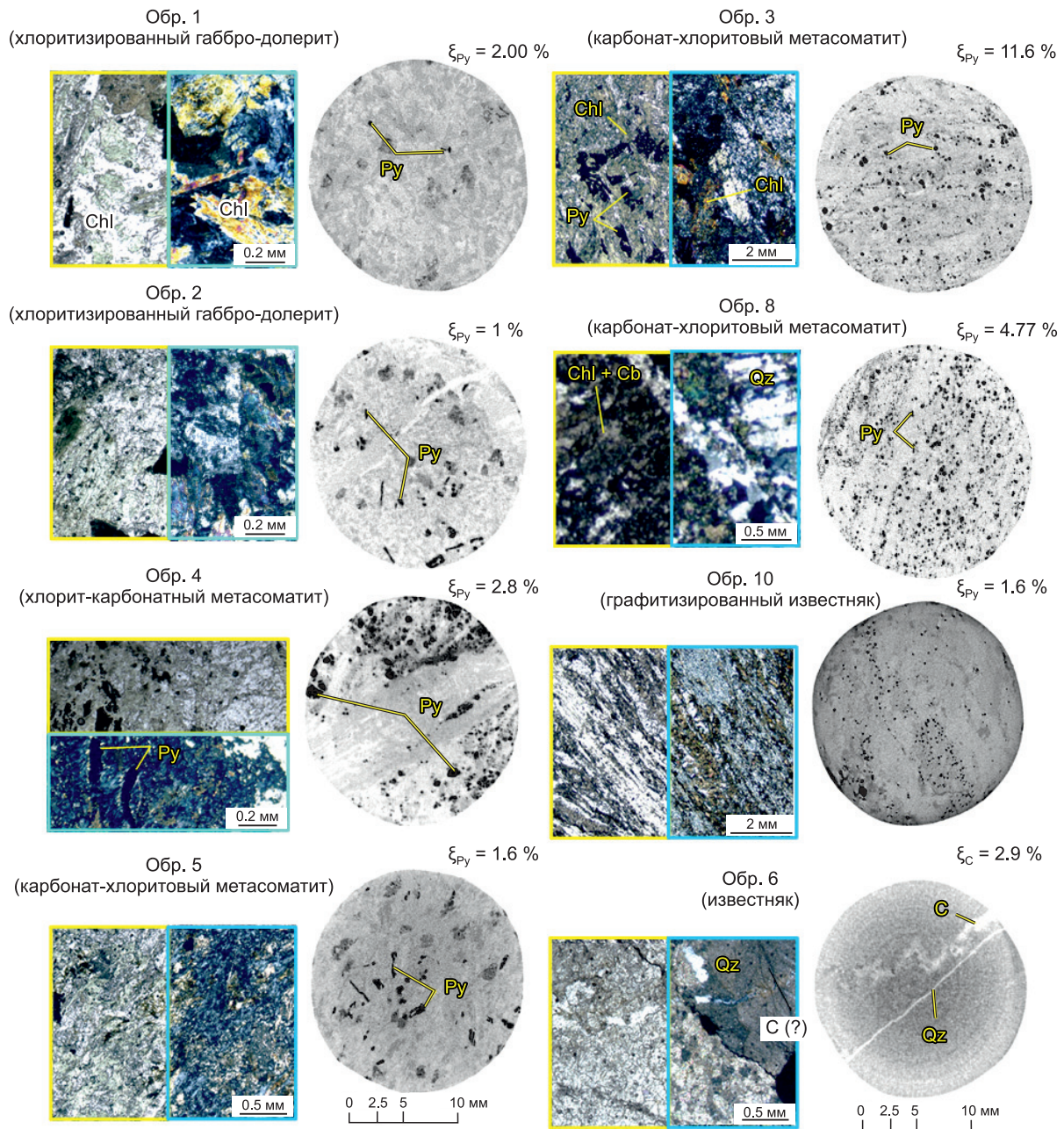


Рис. 2. Фотографии шлифов и срезов μ -КТ-томограмм восьми представительных образцов. Фрагменты фотографий шлифов: желтый контур – в проходящем свете; голубой контур – при скрещенных николях. Раскраска μ -КТ-томограмм: светлые тона – пониженная плотность, темные тона – повышенная плотность (черный цвет – рудные минералы). Минералы в шлифах: Py – пирит, C – углеродистое вещество (графит), Cb – карбонат, Qz – кварц, Chl – хлорит.

[Gurin et al., 2018]. Описание аппаратуры, методики измерений ВП и обработки данных приведено в работе [Gurin et al., 2013]. Применялась типовая подготовка образцов к измерениям: выпиливание алмазной пилой кубов (длина грани – 25 мм) или цилиндров (высота 20–25 мм, диаметр 14–16 мм), сушка в печи при температуре 100 °С, насыщение под вакуумом (в течение 24 ч) водным раствором дистиллированной воды и NaCl (электропроводность раствора 0.1 См/м).

Лабораторные измерения проведены в два этапа. На первом этапе выполнялось изучение ВХ-ВП всей коллекции образцов в диапазоне времени 2 мс...16 с (использовано три токовых режима $T = 1, 8, 16$ с). Полученные типовые РВР образцов приведены на рис. 3.

На втором этапе были изучены ВХ-ВП представительных образцов в расширенном диапазоне времени 0.2 мс...32 с (использовано четыре токовых режима $T = 1, 8, 16, 64$ с). Полученные РВР образцов приведены на рис. 4.

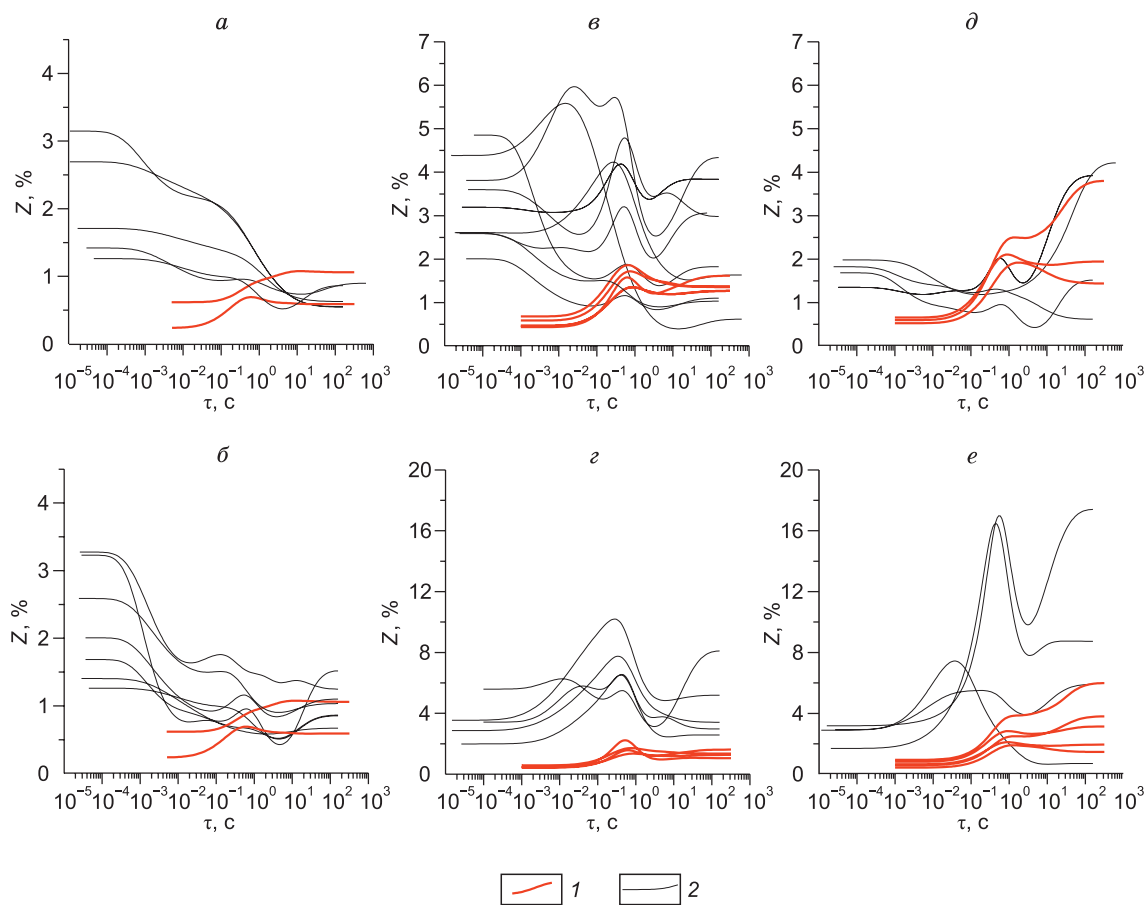


Рис. 3. Сопоставление РВР, полученных по результатам полевых и лабораторных измерений ВП. Группы пород: *а* – габбро-долериты; *б* – хлорит-актинолитовые сланцы; *в* – березитизированные сланцы и габбро-долериты; *г* – березиты, сульфидизированные карбонатные породы (известняки и мраморы); слабо- (*д*) и сильноуглеродистые (*е*) карбонатные породы и сланцы. Измерения: 1 – полевые, 2 – лабораторные.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление РВР, полученных по результатам полевых и лабораторных измерений ВП. На рисунке 3 приведено сопоставление РВР, полученных по результатам полевых ($Z_F(\tau)$) и лабораторных ($Z_L(\tau)$) измерений ВП, для обобщенных групп пород рудопроявления золота Ясное.

На рисунке 3, *а, б* сопоставлены РВР габбро-долеритов и кварц-хлорит-актинолитовых сланцев вмещающих пород золотоносной зоны. По интенсивности процессов поляризации $Z_F(\tau)$ и $Z_L(\tau)$ сопоставимы, а по форме – различны. Для $Z_L(\tau)$ характерна более высокая поляризация пород на ранних временах. Установленные различия в РВР могут быть объяснены разными режимами измерений кривых спада

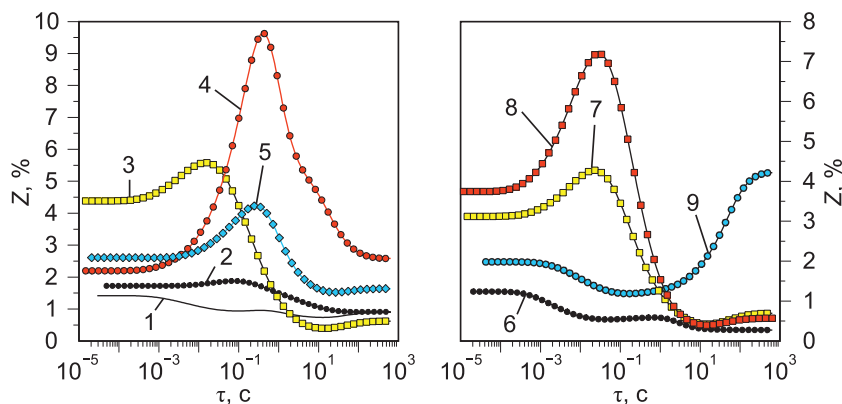


Рис. 4. РВР представительных образцов (обозначены цифрами).

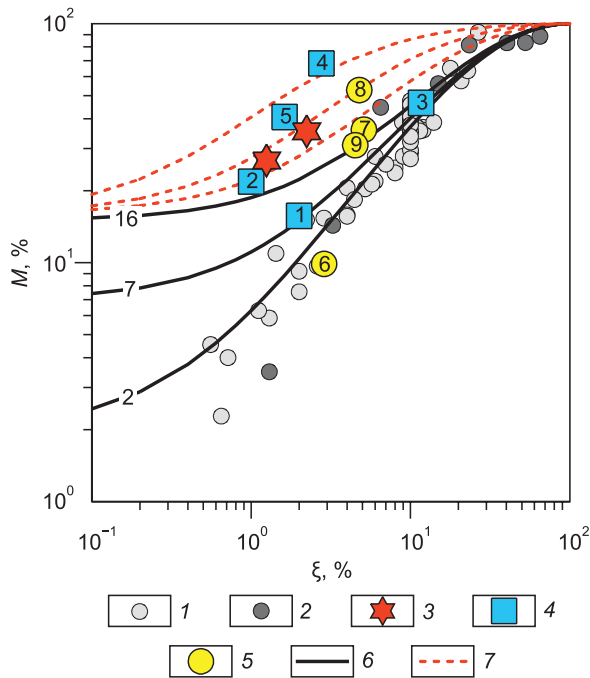


Рис. 5. Зависимость стационарной поляризуемости от объемного содержания включений ЭМ. 1, 2 – смеси песка с включениями: 1 – ЭМ [Gurin et al., 2013, 2015], 2 – железной крошки [Slater et al., 2005]; 3 – андезиты с прожилками пирита [Gurin et al., 2018]; 4 – углеродистые мраморизованные известняки; 5 – метадолериты и сланцы; 6, 7 – зависимости $M(\xi)$, рассчитанные согласно выражению (3) (подробнее см. в тексте) для включений ЭМ: 6 – изометричной формы при разном значении M_m (индекс кривых), 7 – эллипсоидов разной степени сжатия (соотношения осей сфероидов, снизу вверх): 4, 10, 30. Цифрами внутри условных знаков обозначены номера образцов.

поляризуемости (время начала регистрации $\eta(t)$ в «поле» составило 20 мс, в лаборатории – 0.2 мс).

На рисунке 3 *в, г* сопоставлены РВР березитизированных пород, различающихся интенсивностью гидротермально-метасоматических изменений. В отличие от вмещающих пород, РВР березитизированных пород содержат интенсивный пик, максимум которого расположен в диапазоне $\tau = 0.5\text{--}2$ с. Форма и положение пика в $Z_F(\tau)$ и $Z_L(\tau)$ совпадают удовлетворительно, но интенсивность фоновой поляризации оказывается различной (для $Z_L(\tau)$ она выше).

На рисунке 3 *д, е* сопоставлены РВР в различной степени углеродистых пород. По сравнению с габбро-долеритами и кварц-хлорит-актинолитовыми сланцами, в РВР углеродистых пород преобладают процессы поляризации с большими $\tau > 10$ с – J-образный тип РВР. Для слабоуглеродистых карбонатных пород $Z_F(\tau)$ и $Z_L(\tau)$ совпадают удовлетворительно как по форме, так и по интенсивности фоновой поляризации. Для углеродистых пород $Z_F(\tau)$ и $Z_L(\tau)$ имеют сопоставимую форму, но различаются интенсивностью фоновой поляризации (для $Z_L(\tau)$ она выше).

Для образцов сильноуглеродистых пород установлена нелинейная ВП, которая проявлялась в зависимости формы РВР от токового режима (рост времени релаксации с увеличением длительности импульса тока). Для таких образцов РВР восстановить не представляется возможным, а ВП определяется преимущественно поляризацией контакта водный раствор–поверхность образца. Например, обр. 10 (углеродистый известняк), который был выбран в качестве представительного образца, исключен из дальнейшего анализа данных.

В целом РВР пород с включениями ЭМ, полученные по результатам полевых и лабораторных измерений (см. рис. 3, *в–е*), сопоставимы по форме и положению основных пиков. Однако фоновая поляризация пород при измерении ВП на образцах в лаборатории оказывается выше, чем пород в естественном залегании («в поле»). Последнее можно объяснить различиями в распределении электрического тока в поровом пространстве в полевых и лабораторных условиях. Совпадение формы $Z_F(\tau)$ и $Z_L(\tau)$ указывает на то, что образцы изученной коллекции можно считать представительными.

Таким образом, дифференциация пород по составу и текстурно-структурным особенностям, выполненная по результатам изучения ВХ-ВП по данным полевых наблюдений, подтверждена лабораторными исследованиями.

Стационарная поляризуемость образцов. На рисунке 5 приведены зависимости стационарной поляризуемости от содержания включений ЭМ в породах, установленные по результатам лабораторных измерений ВП на образцах и синтетических моделях пород. На графики добавлены зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанные согласно выражению (3) для случая изометричных и сплюснутых включений ЭМ. Черными линиями показаны зависимости $M^{MG}(\xi)$ для случая включений ЭМ изометричной формы при $M_m = 2, 7, 16$ %. Согласно расчетам, влияние M_m оказывается тем больше, чем меньше объемное содержание ЭМ (при $\xi < 1$ %). По результатам лабораторных измерений ВП, на образцах, содержащих малое количество ЭМ, модальное значение M габбро-долеритов составило 16 %, карбонатных пород – 10 %. Таким образом, фиксируя $M_m = 16$ %, можно оценивать влияние объемного содержания ЭМ на стационарную поляризуемость образцов.

Стационарная поляризуемость образцов 2, 3, 7, 9 удовлетворительно совпадает с $M^{MG}(\xi)$. Для образцов 1, 6 стационарная поляризуемость оказывается меньше $M^{MG}(\xi)$, а образцов 4, 5, 8, 9 – больше. Согласно выражению (3), стационарная поляризуемость породы зависит от: M_m [Gurin et al., 2015; Revil et al., 2015a, 2015b], пассивации включений ЭМ [Gurin et al., 2019], формы и ориентировки поляризующего поля [Gurin et al., 2021]. Существенное увеличение M_m маловероятно. Таким образом, единственным параметром, поз-

воляющим заметно увеличить интенсивность поляризации, является форма включений ЭМ.

На рисунке 5 красными штриховыми линиями показаны зависимости $M^{MG}(\xi)$, рассчитанные по фор-

муле (3) (при $M_m = 16\%$), для случая включений ЭМ, различающихся степенью сжатия, выражаемой отношением длинной оси к короткой: 2, 4 и 10. Рассчитанные зависимости $M^{MG}(\xi)$ позволили бы удовлет-

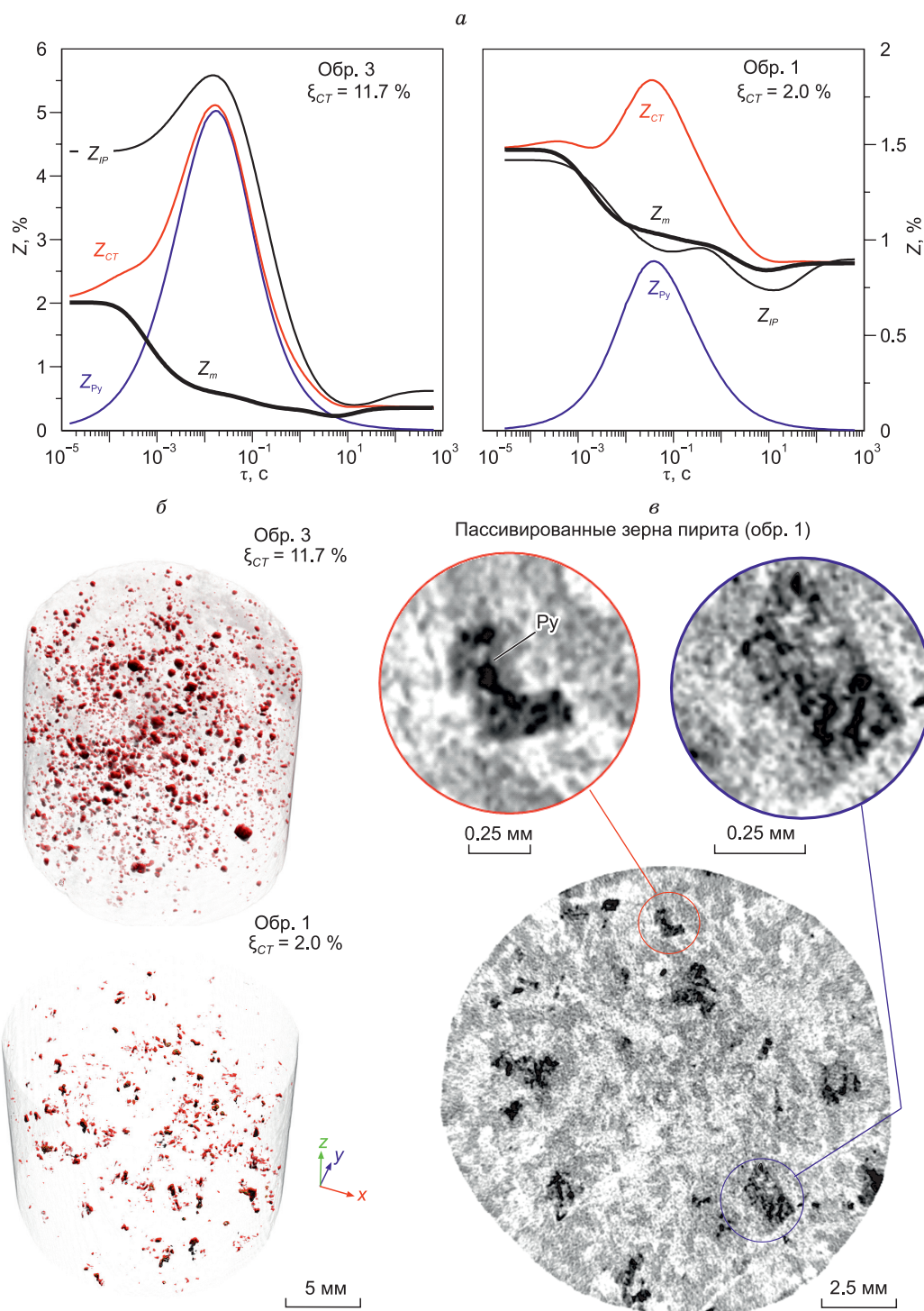


Рис. 6. Результаты лабораторных исследований образцов 1, 3. а – РВР образцов, полученных по данным μ -КТ и ВП; б – объемные модели распределения включений пирита в образцах; в – черно-белое томографическое изображение (темные тона – высокая плотность, белые тона – пониженная плотность) вдоль горизонтального среза обр. 1 и его увеличенные фрагменты, на которых показаны зерна пирита (черный цвет), окруженные агрегатами кварц-карбонат-серицитового состава (серого цвета). Здесь и на рис. 7 РВР: полученные по результатам измерения ВП (Z_{IP}), рассчитанные по данным μ -КТ (Z_{CT}), согласно выражениям (8, 9) (подробнее см. в тексте), матрицы (Z_m) рассчитанные, согласно выражению (10), ξ_{CT} – объемное содержание ЭМ в образце, определенное по данным μ -КТ.

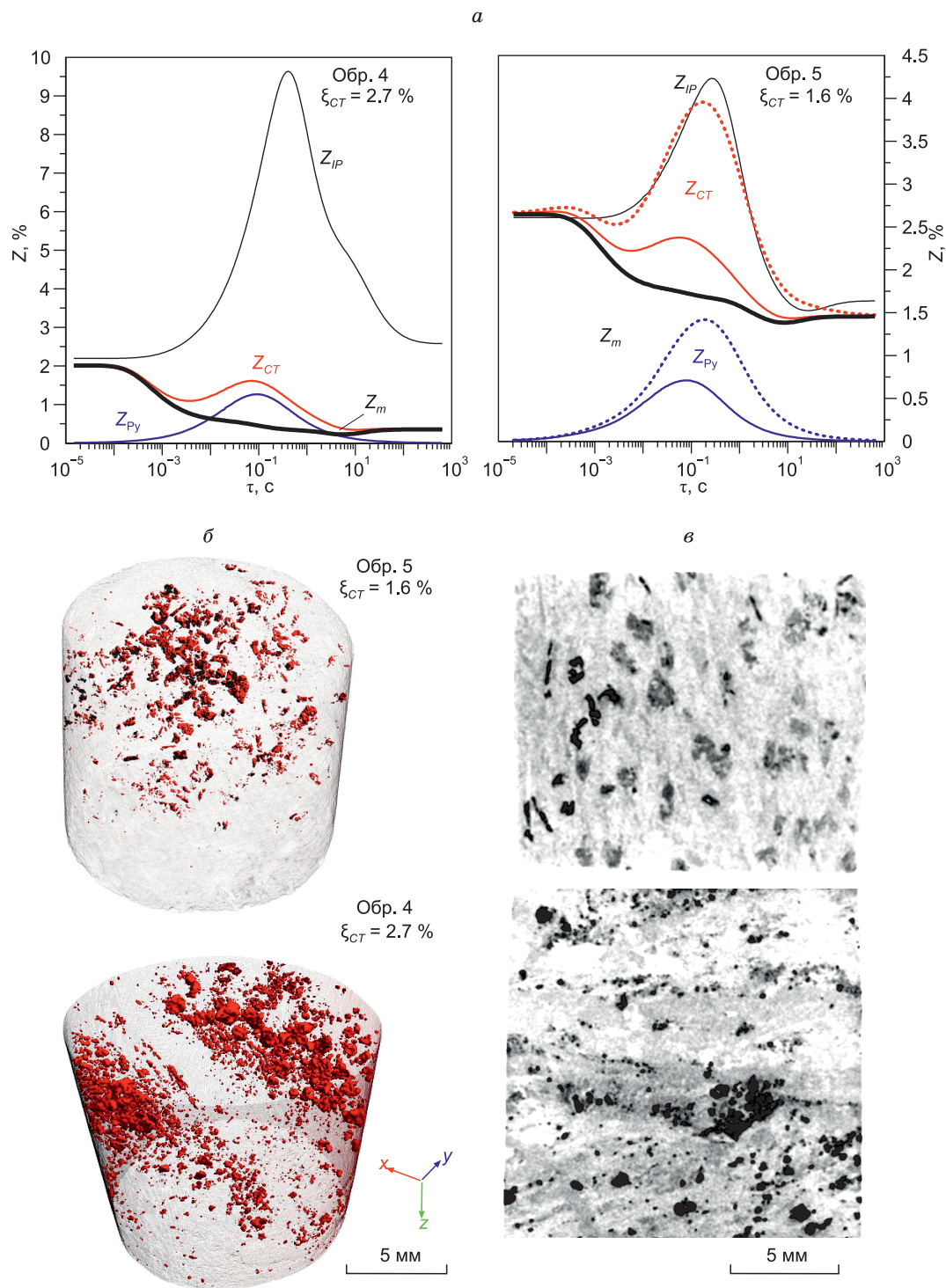


Рис. 7. Результаты лабораторных исследований образцов 4, 5. *a* – РВР образцов, полученных по данным μ -КТ и ВП; *б* – объемные модели распределения включений пирита в образцах; *в* – черно-белое томографическое изображение (темные тона – высокая плотность, белые тона – пониженная плотность) вдоль вертикального среза образцов, на которых отражены особенности распределения и форма включений пирита (объекты черного цвета). Подробное описание см. в тексте.

ворительно объяснить повышенную поляризуемость пирита в образцах 2, 4, 5. Однако, согласно данным μ -КТ, только обр. 5 содержит сплюснутые включения пирита.

Стационарная поляризуемость, как и другие параметры ВП, характеризующие интенсивность поляризации пород, могут сильно зависеть от их состава и текстуры. В результате породы, содержащие 1 и 20 %

сульфидов, могут характеризоваться одинаковыми значениями M [Nelson, Van Voorhis, 1983; Gurin et al., 2018; Гурин и др., 2023]. При этом обычно они имеют различное RBP, что позволяет их разделять по результатам изучения ВХ-ВП (см. рис. 4).

Сопоставление RBP, полученных по результатам лабораторных измерений ВП и данным μ -КТ. Для каждого образца проводилось сравнение RBP, полученных по результатам лабораторных измерений ВП ($Z_L(\tau)$) и μ -КТ ($Z_{CT}(\tau)$). Используемая методика расчета RBP по данным μ -КТ подробно описана в работе [Gurin et al., 2018]. В упрощенном виде $Z_{CT}(\tau)$ (см. выражение (5)) породы с включениями ЭМ можно представить в виде суммы RBP матрицы ($Z_m(\tau)$) и включений пирита ($Z_{Py}(\tau)$):

$$Z_{CT}(\tau) = Z_{Py}(\tau) + Z_m(\tau). \quad (8)$$

Расчет $Z_{Py}(\tau)$ выполнен на основе распределений включений ЭМ по радиусам и объемам, полученных по данным μ -КТ, используя сумму моделей Коул-Коул [Pelton et al., 1978]:

$$Z(s) = \sum_{j=1}^N \left[\frac{M_j}{2\pi} \cdot \frac{\sin(\pi(1-c_j))}{\cosh(c_j(s-s_j^0)) - \cos(\pi(1-c_j))} \right], \quad (9)$$

где j , N – номер модели Коул-Коул и их общее количество; τ_j^0 , c_j – время релаксации и показатель степени ($0 \leq c \leq 1$), отвечающие j -й модели Коул-Коул (расчет выполнен при $c = 0.75$, наиболее типичное значение для большинства экспериментальных данных [Gurin et al., 2018]), τ – время релаксации; $s_j^0 = \ln(\tau_j^0)$, $s = \ln(\tau)$.

В качестве $Z_m(\tau)$ использовалось усредненное RBP образцов в пределах каждого класса ($\bar{Z}(\tau)$), содержащих малое количество ЭМ. Несмотря на сходство, между RBP в пределах классов установлены различия в средней интенсивности. Для учета этих особенностей были введены два эмпирических коэффициента P , Q , которые позволили подбирать подходящее $Z_m(\tau)$ путем трансформации $\bar{Z}(\tau)$:

$$Z_m(\tau) = P \cdot \bar{Z}(\tau) + Q, \quad (10)$$

где P , Q – подбираемые коэффициенты, изменяющие интенсивность $Z(\tau)$ на ранних ($\tau < 0.01$ с) и поздних временах релаксации ($\tau < 10$ с), а Q – изменяет среднюю интенсивность $Z(\tau)$.

Для образцов 2, 3, 7 установлено хорошее совпадение $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$, а также соответствие наблюдаемых значений M и рассчитанных зависимостей $M^{MG}(\xi)$. Последнее указывает на верный выбор параметров моделей для расчета $Z_{CT}(\tau)$ (выражения (3, 6, 9)).

В качестве примера на рис. 6 приведено сравнение RBP обр. 3. Различия между $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$ на ранних временах обусловлены недоучетом поляризации мат-

рицы (см. выражения (8–10)) и/или пассивацией части включений ЭМ минералами-диэлектриками. При этом совпадение между $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$ оказывается удовлетворительным.

На рисунке 6 приведено сравнение RBP обр. 1. Хорошо видно, что $Z_{CT}(\tau)$ имеет четко проявленный пик, которого не наблюдается в $Z_L(\tau)$, а наблюдаемые значения M оказываются ниже $M^{MG}(\xi)$ (см. рис. 5). Образцы обладают низкой пористостью, вследствие чего включения пирита в них частично или полностью пассивированны [Gurin et al., 2019]. Установленное расхождение между $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$ обр. 1 можно объяснить пассивацией включений пирита кварц-карбонатными агрегатами, замещающими лейсты плагиоклаза. Последнее хорошо видно по данным μ -КТ (см. рис. 6, в) и подтверждается результатами минералого-петрографических исследований.

Согласно расчетам, повышенная M образцов 4, 5, 8 может быть объяснена отклонением формы включений ЭМ от изометричной (см. рис. 5). Однако сплюснутые включения пирита, по данным μ -КТ, установлены лишь в обр. 5 (см. рис. 7, в). Для обр. 5 удовлетворительное совпадение $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$ можно достичь, изменив степень сжатия включений пирита до 1/10 (см. рис. 7, пунктирные линии $Z_{CT}(\tau)$ и $Z_{Py}(\tau)$). Последнее не противоречит данным μ -КТ.

Согласно μ -КТ, в образцах 4, 8 преобладают включения пирита изометричной формы (см. рис. 2, 7). Для этих образцов $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$ сильно различаются (см. рис. 5). Объяснить повышенную стационарную поляризуемость образцов влиянием формы включений ЭМ нельзя. Изменение $Z_m(\tau)$ также не позволяет получить удовлетворительного совпадения $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$. Возможно, в породах содержалось углеродистое вещество, которое не было установлено по данным μ -КТ и минералого-петрографических исследований.

Для углеродистых карбонатных пород 6, 9, 10 полученные $Z_L(\tau)$ и $Z_{CT}(\tau)$ сильно различались. Установленные различия обусловлены нелинейным типом поляризации (например, обр. 10), ограниченными возможностями μ -КТ (тонкорассеянное углеродистое вещество не определяется, образцы 9, 6). В изученных образцах углеродистое вещество образует пленки и нити, которые не могут быть учтены в рамках использованных модельных представлений.

Таким образом, в модели Максвелла–Гарнетта нет параметров, позволяющих существенно увеличить интенсивность поляризации пород и добиться удовлетворительного соответствия $Z_L(\tau)$ с $Z_{CT}(\tau)$ для образцов 4, 8, 9. Установленные противоречия, вероятно, обусловлены плохой применимостью гранулярных моделей ВП к породам с низкой пористостью. Полученные данные указывают на важность развития капиллярных моделей ВП пород с включениями ЭМ, разработка которых только начинается [Gurin, Titov, 2023].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное разделение пород в естественном залегании по составу, типу распределения сульфидов и степени изменения на основе изучения ВХ-ВП находится в хорошем соответствии с результатами лабораторных исследований.

В работе показано, что использование данных μ -КТ позволяет не только количественно оценивать параметры включений ЭМ в образцах, но и получать качественно новую информацию, необходимую для верификации теоретических моделей и развития теории явления ВП. Удовлетворительное совпадение РВР, полученных по результатам измерений ВП и μ -КТ, установлено лишь для некоторых образцов (2, 3, 7). Для большей части образцов (1, 4, 5, 8, 6, 9) полученные РВР совпадали плохо. Было показано, что в модели Максвелла–Гарнетта нет параметров, которые позволили бы увеличить интенсивность поляризации пород и добиться соответствия между $Z_L(\tau)$ с $Z_{CT}(\tau)$. Последнее указывает на ограничения разработанных гранулярных моделей пород с включениями ЭМ для интерпретации измерений ВП на низкопористых образцах – сложных по строению пористых средах. Можно надеяться, что установленные несоответствия будут устранены при использовании капиллярных моделей пород, разработка и изучение которых уже проводится [Gurin, Titov, 2023].

ЛИТЕРАТУРА

- Булашевич Ю.П. (1956). Расчет поля вызванных потенциалов для рудных тел сферической формы // Изв. АН СССР, Сер. Геофизика, № 5, с. 504–512.
- Гурин Г.В., Тарасов А.В., Ильин Ю.Т., Титов К.В. (2015). Использование дебаевской декомпозиции для анализа данных профилирования методом вызванной поляризации (золото-серебряное месторождение Джульетта, Магаданская обл.) // Геология и геофизика, т. 56, № 12, с. 2222–2239, DOI: [10.15372/GiG20151208](https://doi.org/10.15372/GiG20151208), EDN: VBUBBZ.
- Гурин Г.В., Тарасов А.В., Титов К.В. (2023). Изучение временных характеристик вызванной поляризации при поисках рудных месторождений (на примере месторождений золота) // Геология и геофизика, т. 64, № 3, с. 421–430, DOI: [10.15372/GiG2022117](https://doi.org/10.15372/GiG2022117), EDN: RGJOJR.
- Комаров В.А. (1980). Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., Недра, 391 с.
- Кормильцев В.В. (1980). Переходные процессы при вызванной поляризации. М., Наука, 112 с.
- Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Петрушков Б.С., Багаева А.А., Шнейдер А.Г., Лоренц Д.А., Салтанов В.А. (2015). Новый тип золотого оруденения в аккреционной зоне докембрия Таймыра (результаты поисковых работ на Верхнеленинградской площади) // Региональная геология и металлогения, № 63, с. 105–117.
- Gurin G., Titov K. (2023). Spectral induced polarization of rocks with electronically conductive inclusions: a semi-empirical capillary model // Geophys. J. Int., v. 234 (3), p. 1722–1734, DOI: [10.1093/gji/ggad157](https://doi.org/10.1093/gji/ggad157).
- Gurin G., Tarasov A., Ilyin Yu., Titov K. (2013). Time domain spectral induced polarization of disseminated electronic conductors: laboratory data analysis through the Debye decomposition approach // J. Appl. Geophys., v. 98, p. 44–53, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2013.07.008](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.07.008).
- Gurin G., Titov K., Ilyin Yu., Tarasov A. (2015). Induced polarization of disseminated electronically conductive minerals: a semi-empirical model // Geophys. J. Int., v. 200 (3), p. 1555–1565, DOI: [10.1093/gji/ggu490](https://doi.org/10.1093/gji/ggu490).
- Gurin G., Ilyin Yu., Nilov S., Ivanov D., Kozlov E., Titov K. (2018). Induced polarization of rocks containing pyrite: Interpretation based on X-ray computed tomography // J. Appl. Geophys., v. 154, p. 50–63, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2018.04.019](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.04.019).
- Gurin G., Titov K., Ilyin Y. (2019). Induced polarization of rocks containing metallic particles: Evidence of passivation effect // Geophys. Res. Lett., v. 46 (2), p. 670–677, DOI: [10.1029/2018GL080107](https://doi.org/10.1029/2018GL080107).
- Gurin G., Titov K., Ilyin Yu., Fomina E. (2021). Spectral induced polarization of anisotropic rocks with electronically conductive inclusions: Laboratory study of synthetic models // Geophys. J. Int., v. 224 (2), p. 871–895, DOI: [10.1093/gji/ggaa480](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa480).
- Hupfer S., Martin T., Weller A., Günther T., Kuhn K., Ngnin-jio V.D.N., Noell U. (2016). Polarization effects of unconsolidated sulphide-sand-mixtures // J. Appl. Geophys., v. 135, p. 456–465, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2015.12.003](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.12.003).
- Nelson P.H., Van Voorhis G.D. (1983). Estimation of sulfide content from induced polarization data // Geophysics, v. 48 (1), p. 62–75, DOI: [10.1190/1.1441408](https://doi.org/10.1190/1.1441408).
- Pelton W.H., Ward S.H., Hallof P.G., Sill W.R., Nelson P.H. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP // Geophysics, v. 43 (3), p. 588–609, DOI: [10.1190/1.1440839](https://doi.org/10.1190/1.1440839).
- Revil A., Sleevi M.F., Mao D. (2015a). Induced polarization response of porous media with metallic particles – Part 1: A theory for disseminated semiconductors // Geophysics, v. 80 (5), D525–D538, DOI: [10.1190/geo2014-0577.1](https://doi.org/10.1190/geo2014-0577.1).
- Revil A., Abdel Aal G.Z., Atekwana E.A., Mao D., Florsch N. (2015b). Induced polarization response of porous media with metallic particles – Part 2. Comparison with a broad database of experimental data // Geophysics, v. 80 (5), D539–D552, DOI: [10.1190/geo2014-0578.1](https://doi.org/10.1190/geo2014-0578.1).
- Revil A., Sleevi M.F., Mao D. (2017a). Induced polarization response of porous media with metallic particles – Part 5: Influence of the background polarization // Geophysics, v. 82 (2), E77–E96, DOI: [10.1190/geo2016-0388.1](https://doi.org/10.1190/geo2016-0388.1).
- Revil A., Le Breton M., Niu Q., Wallin E., Haskins E., Thomas D.M. (2017b). Induced polarization of volcanic rocks – 1. Surface versus quadrature conductivity // Geophys. J. Int., v. 208 (2), p. 826–844, DOI: [10.1093/gji/ggw444](https://doi.org/10.1093/gji/ggw444).
- Slater L.D., Choi J., Wu Y. (2005). Electrical properties of iron-sand columns: Implications for induced polarization investigation and performance monitoring of iron-wall barriers // Geophysics, v. 70 (4), G87–G94, DOI: [10.1190/1.1990218](https://doi.org/10.1190/1.1990218).
- Tarasov A., Titov K. (2007). Relaxation time distribution from time domain induced polarization measurements // Geophys. J. Int., v. 170 (1), p. 31–43, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2007.03376.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03376.x).
- Van Voorhis G.D., Nelson H., Drake T.L. (1973). Complex resistivity spectra of porphyry copper mineralization // Geophysics, v. 38 (1), p. 49–60, DOI: [10.1190/1.1440333](https://doi.org/10.1190/1.1440333).
- Vanhala H., Peltoniemi M. (1992). Spectral IP studies of Finnish ore prospects // Geophysics, v. 57 (12), p. 1545–1555, DOI: [10.1190/1.1443222](https://doi.org/10.1190/1.1443222).
- Wong J. (1979). An electrochemical model of the induced-polarization phenomenon in disseminated sulfide ores // Geophysics, v. 44 (7), p. 1245–1265, DOI: [10.1190/1.1441005](https://doi.org/10.1190/1.1441005).