

Литература

1. Aki K., Richards P. Quantitative Seismology: Theory and Methods, V.1, 1980. – 520 с.
2. Virieux J. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method // Geophysics. – 1986. – Т. 51. – №. 4. – С. 889-901.
3. Азаров А.В., Сердюков А.С., Никитин А.А. Численное моделирование микросейсмического шума в блочно-иерархических неоднородных средах // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2015. – № 9. – С. 328-335

ПРИМЕНЕНИЕ БЕСКОНТАКТНОГО МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ**А.А. Булгаков¹, Я.В. Григорьев¹, Я.Н. Сафронов²**

Научный руководитель доцент Е.В. Гусев

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия²Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Одним из наиболее эффективных электрических методов разведки рудных месторождений является метод вызванной поляризации (ВП), в котором при измерениях вычисляются два параметра - кажущееся удельное электрическое сопротивление (ρ_k) и поляризуемость (η_k).

При этом основным геофизическим критерием для поисков рудных месторождений является именно поляризуемость горных пород, поскольку она имеет заметные повышения даже при незначительной вкрапленности сульфидов, тогда как сопротивление реагирует только на густовкрапленные или сплошные рудные тела.

Измерения методом ВП могут быть выполнены несколькими способами:

1) Импульсный режим (классический способ [3], временная область). Здесь измеряются разности потенциалов в приемной линии $\Delta U_{\text{ПР}}$ во время пропускания тока в питающей цепи и $\Delta U_{\text{ВП}}$ в фиксированный момент времени после выключения питающего тока (обычно 0,5 сек). Величина η_k вычисляется по формуле:

$$\eta_k = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U_{\text{ПР}}} \cdot 100\%$$

2) Амплитудно-частотные измерения проводятся при пропускании в питающей линии переменного тока на двух частотах и рассчитывается процентный частотный эффект:

$$PFE = \frac{\Delta U(\omega_{\text{высокая}}) - \Delta U(\omega_{\text{низкая}})}{\Delta U(\omega_{\text{низкая}})} \cdot 100\%$$

где низкая частота обычно выбирается в интервале от 0.5 до 2 Гц, а высокая - от 4 до 20 Гц. Параметр PFE пропорционален параметру η_k , поскольку в сигнале на низкой частоте явление ВП развито сильнее, чем на высокой частоте [2].

Кроме процентного частотного эффекта применяется фактор металлопроводности (металл-фактор), который вычисляется по формуле:

$$M = \frac{\rho_B - \rho_H}{\rho_B \cdot \rho_H} \cdot 100\%$$

где ρ_B и ρ_H – сопротивления на высокой и низкой частотах соответственно.

3) Частотно-фазовые измерения ведутся с помощью регистрации разности фаз сигнала в измерительной и токовой линии

$$\varphi_{\text{ВП}} = \arctg \frac{\text{Im } F(\omega)}{\Delta U_0 + \text{Re } F(\omega)}$$

где $\text{Im } F(\omega)$ - мнимая составляющая напряжения ВП; $\text{Re } F(\omega)$ - вещественная составляющая напряжения ВП; ΔU_0 - напряжение первичного поля [4]. Экспериментально установлено, что для большинства горных пород фаза ВП линейно связана с кажущейся поляризуемостью η_k формулой [1]:

$$\eta_k(\%) = -2.5 \cdot \varphi_{\text{ВП}}$$

Все эти способы измерений обычно реализуются при использовании гальванических заземлений (с помощью электродов), однако в осложненных условиях заземлений (например, в Магаданской области) применение гальванических заземлений весьма ограничено.

В данной работе авторы на основе экспериментальных исследований опробовали применение двухчастотного бесконтактного метода измерений с получением двух параметров, аналогичных по своему физическому смыслу кажущемуся удельному электрическому сопротивлению и кажущейся поляризуемости.

Измерения проводились в лаборатории электромагнитных методов и петрофизики кафедры геофизики Томского политехнического университета на лабораторном столе, представляющем собой стальной ящик размерами 2 x 0,5 x 0,5 метра, заполненный мокрым песком для имитации электрически однородной вмещающей среды.

Вместо гальванических заземлений использовались генераторная катушка диаметром 4 см, на которую намотан трансформаторный провод сопротивлением 1,5 кОм, и измерительная низкоомная рамка диаметром 10

см с сопротивлением 1,9 Ом. В процессе измерений генераторная катушка устанавливалась в центре приёмной рамки.

Для проведения экспериментов использовались: электроразведочный генератор тока, формирующий на выходе стабилизированный ток (меандр) с частотами 0,61; 1,22; 2,44; 4,88; 8; 20; 50; 100; 300; 625; 1200; 3000 Гц и измерительный модуль, позволяющий измерять разность потенциалов в приемной цепи на тех же частотах. В песок помещался образец горной породы и проводились измерения при перемещении измерительной установки по профилю, пересекающему эпицентральною часть образца. Такие измерения проведены на частотах 4,88; 20; 100 и 300 Гц. В этом случае в каждой точке измерений для каждой частоты можно вычислить кажущееся удельное электрическое сопротивление по обычной формуле:

$$R = K \frac{\Delta U}{I},$$

где K – коэффициент установки, ΔU – сигнал в приёмной цепи, I – ток в питающей линии (катушке). Однако в этой установке коэффициент K определить весьма сложно, но так как параметры установки все время постоянны и ток генератора I стабилизирован, то есть величина K/I всегда постоянна, качественно отражать изменение кажущегося удельного электрического сопротивления будет сигнал в измерительной цепи ΔU . Поэтому этот параметр можно считать аналогом кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС).

Рудным считался образец с содержанием сульфидов около 35 %, к вмещающим породам относились образцы с содержанием сульфидов 3 - 4%. Для сравнения измерения на частотах 4,88; 20 и 100 Гц были проведены для двух противоположных в электрическом отношении сплошных (непористых) средах: обожженный кирпич (изолятор) и стальной цилиндр диаметром и высотой по 5 см (электронный проводник).

В результате измерений на двух подобранных частотах, кроме аналога кажущегося УЭС, можно получить два аналога кажущейся поляризуемости η_k – процентный частотный эффект PFE и металл-фактор M (см. выше). После измерений в каждой точке вычислялись параметры PFE и M для разных пар частот: 4,88; 20; 100; 300 Гц. Для расчета параметра M использовались не удельные электрические сопротивления, а их аналог – сигнал в измерительной цепи ΔU .

Результаты измерений аналога кажущихся УЭС для всех используемых частот показали, что над безрудным образцом на всех частотах наблюдаются слабые минимумы сопротивлений и ярко выражены понижения сопротивлений над рудным образцом. При этом наиболее выразительными оказались данные измерений на частотах 4,88 и 20 Гц.

Результаты измерений над сплошными в геоэлектрическом отношении образцами (кирпич и стальной цилиндр) оказались парадоксальными: стальной цилиндр имеет очень низкое истинное сопротивление, но над ним четко фиксируется повышенное кажущееся сопротивление. Очевидно, это следует связывать с индукционными токами, возникающими в сплошном теле проводника. В непроводящем сплошном объекте (кирпич) таких процессов не возникает, поэтому над кирпичем наблюдается едва заметное (на пределе погрешности) понижение сопротивления на частотах 4,88 и 20 Гц. В реальных геологических ситуациях мы с такими объектами дела не имеем, поэтому в дальнейшем они не рассматривались.

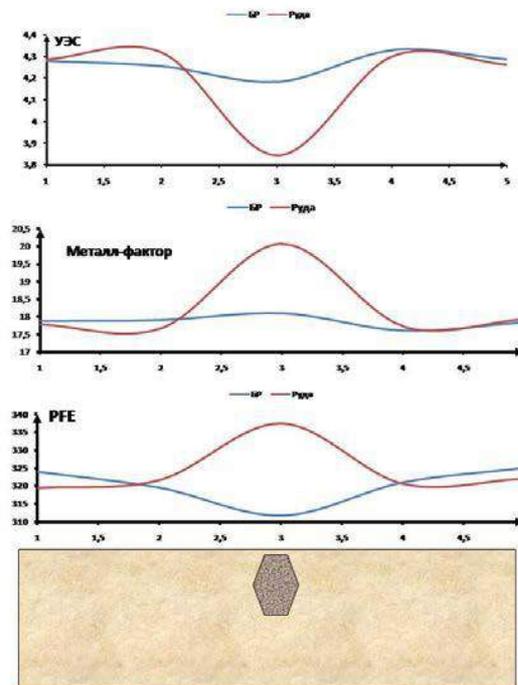


Рис. Графики кажущегося УЭС, металл-фактора и частотного поляризационного эффекта PFE над рудным и безрудным образцами (для частот 4,88 и 20 Гц).

По результатам измерения сопротивлений на двух частотах (4,88 и 20 Гц) рассчитывались параметры – аналоги кажущейся поляризуемости: фактор металлопроводности (М) и частотный поляризационный эффект (PFE). Результаты измерений и расчетов приведены на рисунке.

Как это следует из приведенных данных, над безрудным образцом наблюдаются слабое понижение сопротивления; также незначительное, на пределе погрешностей измерений, повышение металл-фактора и заметное понижение частотного поляризационного эффекта PFE. Над рудным образцом наблюдается понижение сопротивления, в 2 - 3 раза большее, чем над безрудным образцом, повышение металл-фактора с таким же соотношением с безрудным образцом и выразительное повышение параметра PFE.

В классическом представлении геофизическими критериями наличия оруденения следует считать понижение сопротивления и одновременное увеличение величин металл-фактора и частотного поляризационного эффекта. При вкрапленном характере оруденения сопротивление может и не повышаться, но металл-фактор или параметр PFE в этом случае дадут положительную аномалию. Судя по полученным данным, особенно чувствительным параметром в этом отношении является частотный поляризационный эффект PFE.

Пока авторы опробовали такой способ в лабораторных условиях, однако для применения этого способа в производстве геофизических работ необходимо определить оптимальные параметры генераторной и измерительной установок в реальных полевых условиях и, видимо, необходим подбор частот в зависимости от конкретных геоэлектрических условий района работ. В этом случае геофизическими критериями наличия оруденения следует считать положительные аномалии металл-фактора и (или) частотного поляризационного эффекта, которые возникают даже при небольших содержаниях рудных (электропроводящих) минералов. Вид аномалий сопротивления будет зависеть от содержания и характера рудных включений.

Литература

1. Гуревич Ю.М. О подобии графиков вызванной поляризации на переменном и постоянном токе / Ю.М. Гуревич, В.В. Кормильцев, Р.В. Улитин. - Изв. АН СССР. - 246 с.
2. Карасев А.П., Бумагин А.В. Экспериментальное изучение переходных характеристик в ранней стадии вызванной поляризации. Методы разведочной геофизики / А.П. Карасев, А.В. Бумагин // Вопросы электроразведки рудных месторождений. - 1977. - С. 11-21.
3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации / В.А. Комаров. - Л.: Недра, 1980.
4. Куликов А.В. Электроразведка фазовым методом вызванной поляризации / А.В. Куликов, Е.А. Шемякин. - М.: Недра, 1978.

СВЯЗЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ С ГЕОТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ ТОКАМИ

Е.В. Брюханова

Научный руководитель профессор А.Н. Дмитриев

Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень, Россия.

В настоящее время не существует универсальной гипотезы об образовании магнитного поля Земли, которая объясняла бы все явления геомагнетизма и корректно отвечала бы на вопросы о природе магнитных полей других планет и спутников Солнечной системы. Известны как давние, так и более современные попытки объяснить магнитное поле Земли существованием различных электрических моделей, связанных с объемной поляризацией отдельных оболочек Земли, с поверхностной поляризацией их сферических границ, с поляризованным слоем, выполняющим роль конденсатора, и т.п.

Так, например, существует гипотеза вращающихся объемных зарядов, противоположных по знаку и распределенных: одного знака - в недрах Земли, и другого - по ее поверхности. В то же время известно, что на земной поверхности фиксируется заряд Земли порядка $Q = 5,4 \cdot 10^5$ Кл, тогда как для объяснения величины магнитного поля Земли потребовался бы заряд в 10^8 раз больший. Также известна попытка объяснить магнитное поле Земли существованием в ядре термоэлектродвижущих сил, обусловленных турбулентными конвективными движениями жидкости ядра или разностью температур между холодной мантией и горячим ядром, приводящей к эффекту Холла. В настоящее время наиболее разработана теория магнитного поля Земли, которая основана на модели «горячей Земли». Предполагаемая высокая температура в ядре планеты (до 30 000 К) является условием существования двойного электрического слоя ДЭС на обеих сферических границах земной оболочки F. Однако энергии зарядов ДЭС достаточно лишь для создания и поддержания магнитного поля порядка 10^{-10} Тл, которое на пять порядков ниже геомагнитного поля [4].

Что касается наиболее распространенной среди ученых гипотезы магнитного гидродинамо [9], построенной на конвективном движении металлических масс ядра, порождающем электрические токи и, как следствие, магнитном поле, то эта гипотеза не объясняет инверсию поля (циклическую смену магнитных полюсов Земли, дрейф магнитных полюсов, наличие глобальных аномалий и др.

Из научно обоснованных данных [2, 3] известно, что расплавленная оболочка Земли E (внешнее ядро) является самой горячей областью планеты, внутреннее ядро G твердое, а значит, и более холодное. Тогда следует вывод о существовании противоположно направленных геотемпературных градиентов относительно оболочки E, что позволяет представить схематическую модель геотермоэлектрического поля Земли (рис.).

При перемещении термотоков I_{low} от оболочки E к центру Земли (рис.,а) концентрация электронов во внутреннем ядре постепенно увеличивается. Это приводит к росту плотности тока, и как следствие, возрастанию джоулева тепла. В результате температура внутреннего ядра достигает температуры расплавленного ядра. С