

DOI: <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2021.9.6>

УДК: 550.837, 550.8.05

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОВОДИМОСТИ В КРИОЛИТОЗОНЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ МЕТОДА ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН (МОЭМВ)

О. А. Гулевич¹, Л.Б. Волкомирская¹, В. В. Варенков¹, А. Е. Резников¹, Г. М.
Тригубович², А. В. Чернышев²

¹ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.
Пушкова РАН, 108840, г. Москва, г. Троицк, Калужское ш., д. 4

² ЗАО «Аэрогеофизическая Разведка», 630007, Новосибирск, Октябрьская магистраль,
д. 4., оф.1207

Статья поступила в редакцию 7 сентября 2021 г.

Аннотация. Приводятся данные метода отраженных электромагнитных волн (МОЭМВ), полученные в ходе комплексных геофизических исследований на территории нефтегазового месторождения в криолитозоне до глубины свыше 500 метров, анализ которых позволяет оценить распределение относительной проводимости в разрезе. На основе прямых измерений МОЭМВ определены контрастные по электрофизическим характеристикам подповерхностные границы. В работе приводится сопоставление данных МОЭМВ с данными метода зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). Обсуждаются теоретические основы комплексирования методов МОЭМВ и ЗСБ в диапазоне 1–100 МГц.

Ключевые слова: глубинная георадиолокация, МОЭМВ, комплексирование, проводимость.

Abstract. Presented data of the method of reflected electromagnetic waves (MREW), obtained during the complex geophysical studies on the territory of an oil and gas field in the permafrost zone to a depth of over 500 meters, allow estimating the distribution of the relative electrical conductivity. Using direct measurements of MREW, subsurface boundaries, contrasting in terms of electrophysical characteristics, were detected. The paper presents a comparison of the MREW data with the data of the near-

field transient electromagnetic sounding (TEM). The theoretical basis of the integration of the MREW and TEM methods in the 1–100 MHz range is discussed.

Key words: deep GPR, electrical conductivity, MREW.

Введение.

Значительное увеличение глубинности в некоторых направлениях развития сверхширокополосной георадиолокации [1] позволило открыть данному методу перспективы применения в разведочной геофизике, наряду с успешно применяемыми методами сейсморазведки и электроразведки.

Аппаратура МОЭМВ работает в диапазоне 1–100 МГц с излучением и регистрацией мощных видеоимпульсов без операций стробирования и частотного преобразования, причем глубина зондирования превышает 100 метров, а регистрация сигналов происходит до временных задержек в несколько микросекунд, т.е. соизмеримых с временем становления поля в ближней зоне (ЗСБ) [2]. В качестве передающих и приемных антенн используют резистивно-нагруженные диполи, которые обеспечивают апериодическую форму импульса в источнике. При этом на больших временах задержек сигнала, где наблюдаются трансформация волновых форм, характерная для кривых становления поля, что также было предсказано теоретически [3], приемное устройство фиксирует амплитуду электромагнитного поля (ЭМ-поля) с дискретизацией по времени, позволяющей отслеживать волновой фронт.

Метод электромагнитного зондирования ЗСБ основан на изучении поля переходных процессов, которое возбуждается в земле при импульсном переключении тока в источнике [4–8]. Восстановление параметров разреза происходит путем интерпретации кривых становления поля после выключения тока в источнике на основе различных подходов к решению обратной задачи (инверсии). При этом достоверность и разрешающая способность метода во многом задается применяемой физико-геологической моделью исследуемого разреза и априорной информацией [9]. Преимуществом метода ЗСБ является

получение наглядной геоэлектрической интерпретации разреза по параметру проводимости.

Для традиционных методов георадиолокации, использующих операции частотного или временного стробирования и частотного преобразования регистрируемого сигнала анализ параметра проводимости затруднен вследствие априорного предположения о малом влиянии токов проводимости по отношению к токам смещения в том числе и для возможности такого частотного преобразования в приемном устройстве. Основная получаемая информация об исследуемом разрезе производится по скоростным характеристикам – по времени задержки сигнала до подповерхностных границ. В случае прямой регистрации сигнала за один импульс на всю глубину временных задержек, как это реализовано в МОЭВМ, анализ затухания электромагнитных волн на разных участках разреза становится возможным и ограничивается динамическим диапазоном аппаратуры. При этом информация о структуре разреза с выделением границ и аномалий производится на тех же физических принципах, как и в традиционной георадиолокации.

Математическая постановка задачи для ЗСБ и МОЭВМ имеет ряд отличий. Например, в интерпретационном процессе для ЗСБ решение во временной области предполагает квазистационарность уже на стадии постановки краевой задачи. Для высокочастотного сверхширокополосного электромагнитного зондирования МОЭВМ квазистационарное приближение не выполняется.

Сопоставление геоэлектрического разреза МОЭВМ с данными, полученными традиционными методами, в частности ЗСБ, интересно с точки зрения оценки возможностей метода МОЭВМ на практике. В настоящей работе сравнение производится на примере участка работ в криолитозоне, в условиях нефтегазового месторождения Западной Сибири. Накоплен большой опыт исследований в криолитозоне как методами электроразведки, так и различными методами георадиолокации, в том числе МОЭВМ [10–13]. Для данной работы территория многолетнемерзлых пород (ММП) интересна ярко выраженными контрастами мерзлых и талых пород по глубине разреза, что является хорошим

поисковым признаком с явными границами, позволяющими производить визуальное сопоставление данных разных методов.

На основе выполненных экспериментальных работ получен геоэлектрический разрез МОЭМВ до глубин 500 метров, характеризующий распределение проводимости, произведено сопоставление результатов, на которых видно соответствие подповерхностных структур по результатам МОЭМВ и ЗСБ, что подтверждает возможность интерпретации данных МОЭМВ по параметру проводимости. Показаны возможности локализации подповерхностных границ, зон, приуроченных к разломам, и других аномалий при интерпретации геоэлектрического разреза МОЭМВ непосредственно по измерениям, т.е. без процедур инверсии.

1. Методика эксперимента

Участок работ расположен в Надымском районе Ямало-Ненецкого автономного округа в зоне ММП. Глубины исследований в 500–550 м соответствуют уровню залегания марресалинской свиты верхнего отдела сеноманского яруса, залежи которого представлены слабо уплотнёнными песчано-алевролитовыми породами. Газовые залежи приурочены к высокоамплитудным антиклинальным структурам в рельефе кровли сеномана. Отражающий горизонт Г, формирующийся на 30–40-метровой глинистой пачке кузнецовской свиты (кровля сеномана) является надежным сейсмогеологическим репером в мезозойско-кайнозойском разрезе Западной Сибири [14, 15].

Оценка интенсивности сопротивления мерзлых пород главным образом определяется наличием незамерзшей воды, которая заполняет поровое пространство породы. Характерной особенностью распределения сопротивления песчано-глинистых отложений является сохранившееся отношение между сопротивлением грубодисперсных и тонкодисперсных осадков. Так, среди рыхлых мерзлых пород наибольшими величинами сопротивления обладают пески, галечники и другие грубодисперсные породы, содержащие незамерзшую воду в незначительных количествах. При переходе

температуры через 0° С почти вся свободная вода в них переходит в лед, а сопротивление возрастает в десятки раз. Мерзлые супеси и суглинки, в которых незамерзшей воды значительно больше, чем в песке, характеризуются промежуточными значениями сопротивлений. Наибольшее количество незамерзшей воды содержится в глинах, вследствие чего при промерзании их сопротивление увеличивается незначительно (в 2–3 раза) [16].

Работы МОЭМВ проводились при непрерывном сканировании профиля (рис.1) сверхширокополосной моноимпульсной установкой, которая перемещалась с помощью вездехода (рис. 2, 3). Длина передающих антенн составила 50 метров, а приемных 30 метров, общая длина перемещаемой косы – 140 метров. Мощность передатчика в импульсе составляла более 26 МВт. Регистрация проводилась приемным устройством с 10 разрядным АЦП по всей временной шкале за один импульс без стробирования и без накопления.

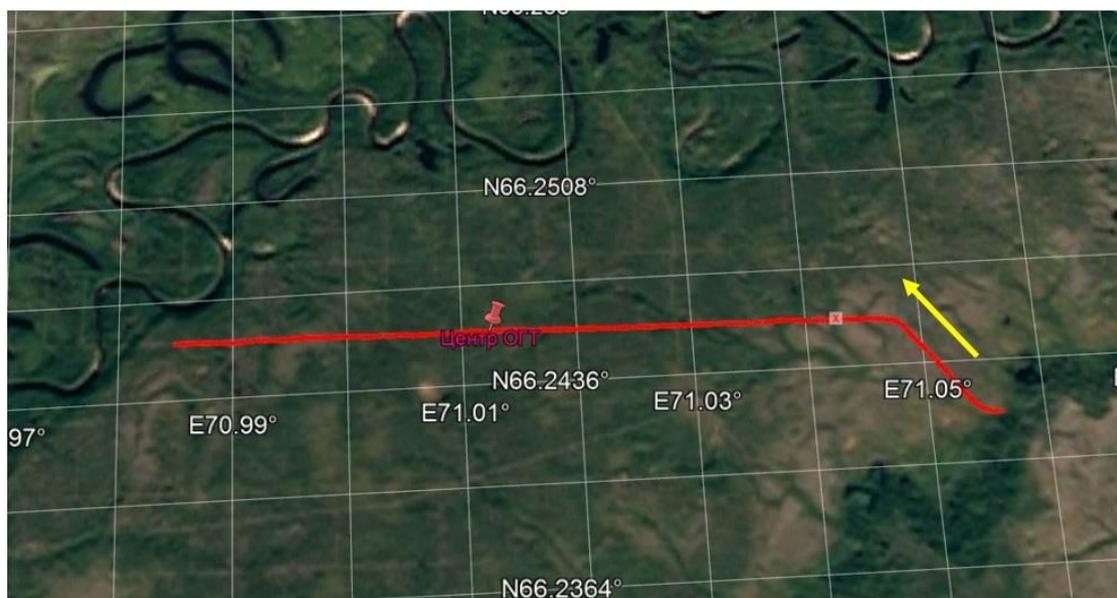


Рис. 1. Схема расположения профиля измерений на карте местности, стрелкой показано направление движения. Движение по профилю осуществлялось с постоянной фиксированной базой разноса, среднее расстояние между точками измерения составило 2,3 м.

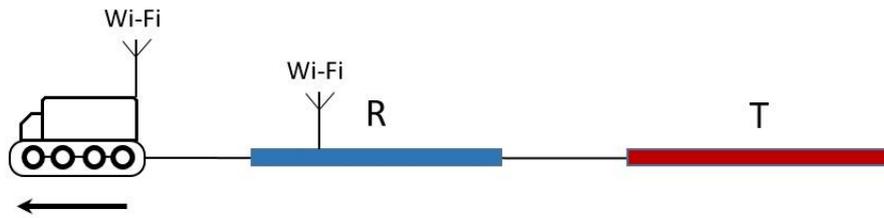


Рис. 2. Схема установки профилирования МОЭМВ. R – блок приемника; T – блок передатчика с генератором 48кВ. Расстояние от приемника до вездехода 45 м; расстояние от приемника до передатчика 70 м; антенны закреплены на неметаллический буксировочный трос; передача данных производится через W-Fi.



a



b

Рис. 3. Фотографии косы МОЭМВ с места работ: приемный блок и вездеход (a), и передающий блок с оператором (b).

Схема расстановки электроразведки методом ЗСБ на том же профиле, выполненной с шагом 100м, показана на рис. 4.

При съемке МОЭМВ методом общей глубинной точки (МОЭМВ-ОГТ) использовались антенны длиной 50 м, блоки перемещались вручную [17]. Разнос приемника и передатчика в МОЭМВ-ОГТ составил от 100 м (начальное положение) до 750 м, с шагом перемещения блоков между точками измерения – 10 м, в каждой точке измерений осуществлялось 50-кратное накопление измерений волновых форм на всю глубину временных задержек до 10 мкс.

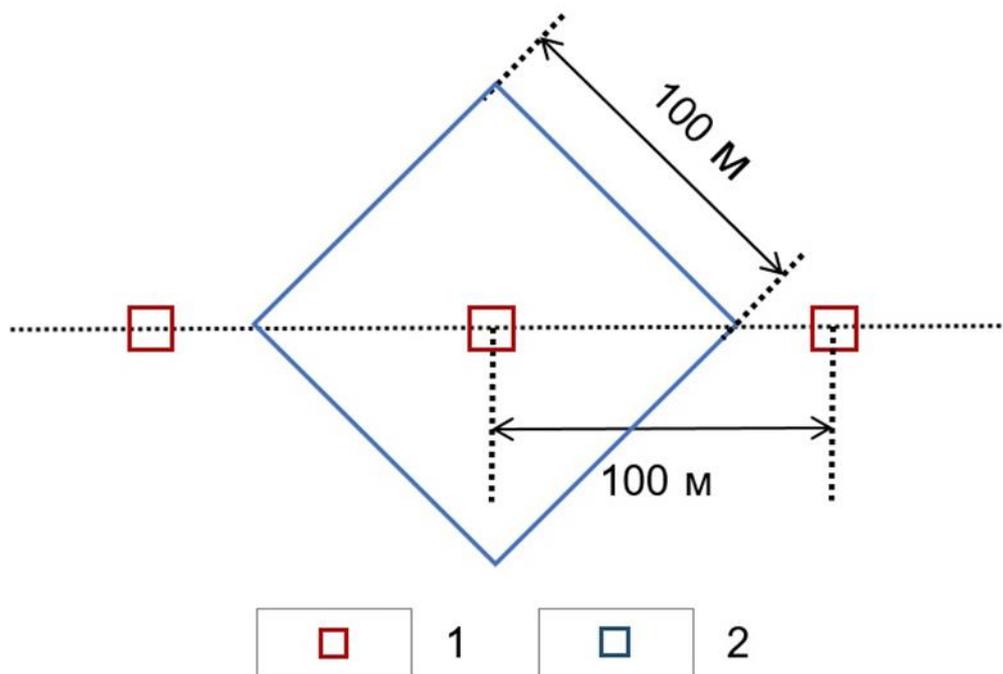


Рис. 4. Схема расстановки ЗСБ: 1 – приемная петля; 2 – генераторная петля.

Методика измерений, в применяемом методе ЗСБ, отличается учетом воздействия вызванной поляризации на результаты инверсии за счет изменения схемы площадной съемки и увеличения размеров генераторного контура по отношению к приемным [18–21].

2. Результаты

На рис. 5 представлена радарограмма профиля МОЭМВ с усредненным параметром скорости, соответствующим диэлектрической проницаемости равной 9 и с выполненной низкочастотной фильтрацией. Глубина, представленная на левой шкале временного разреза определена методом усредненной диэлектрической проницаемости, когда время задержки отраженного сигнала от верхней точки объекта умножается на среднюю скорость

сигнала в исследуемой подповерхностной среде данной местности в данный сезон исходя из известных электрических характеристик горных пород.

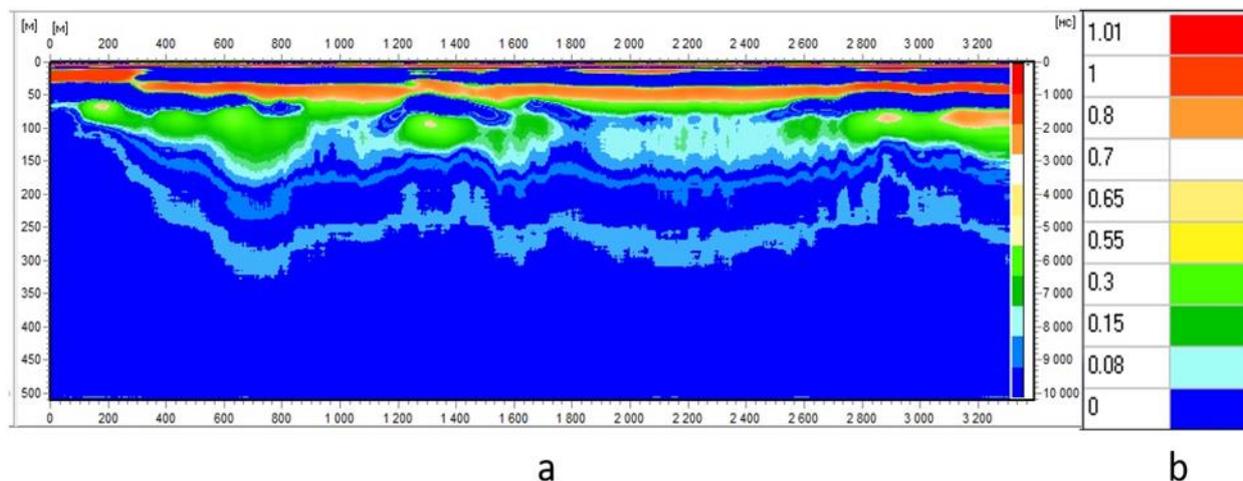


Рис. 5. Радарограмма профиля МОЭМВ при относительной диэлектрической проницаемости $\epsilon=9$ с низкочастотной фильтрацией (а) и градации палитры нормированной амплитуды отраженного сигнала (б).

Данные электроразведки ЗСБ на том же профиле показывают послойное распределение удельного сопротивления (рис. 6). При интерпретации данных ЗСБ использовалась оперативная 3D-инверсия данных импульсной индуктивной электроразведки, в сочетании с возможностями учета процессов ВП, реализованными в пакете EM-DataProcessor [21].

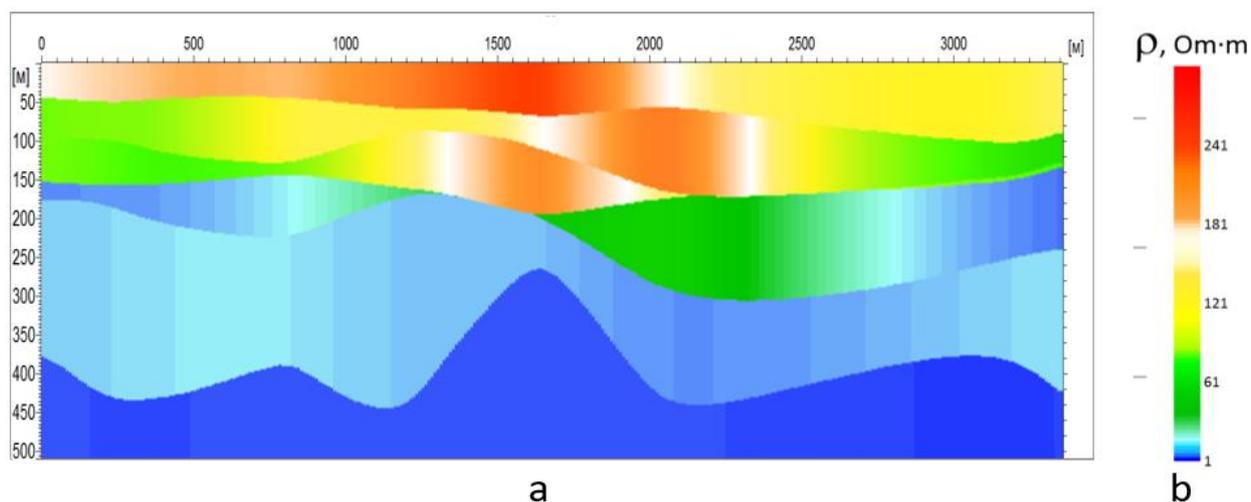


Рис. 6. Данные метода ЗСБ: а – геоэлектрический разрез удельного сопротивления; б – палитра удельного сопротивления.

Помимо разделения разреза по степени затухания электромагнитного сигнала (рис. 5), определение структуры разреза и локализация контрастных подповерхностных границ в методе МОЭМВ производится, как и в

традиционной георадиолокации, по осям синфазности, то есть на основе прямых измерений временных задержек сигнала, без процедур инверсии. В представленной на рис. 5 палитре при низкочастотной фильтрации амплитуды фронтов сигнала на глубине более 350 метров не выделяются. Для их отображения используется процедура выделения минимумов и максимумов сигнала (рис. 7). На рис. 7(а) амплитуда сигнала соответствует палитровой градации, представленной на рисунке 5б.

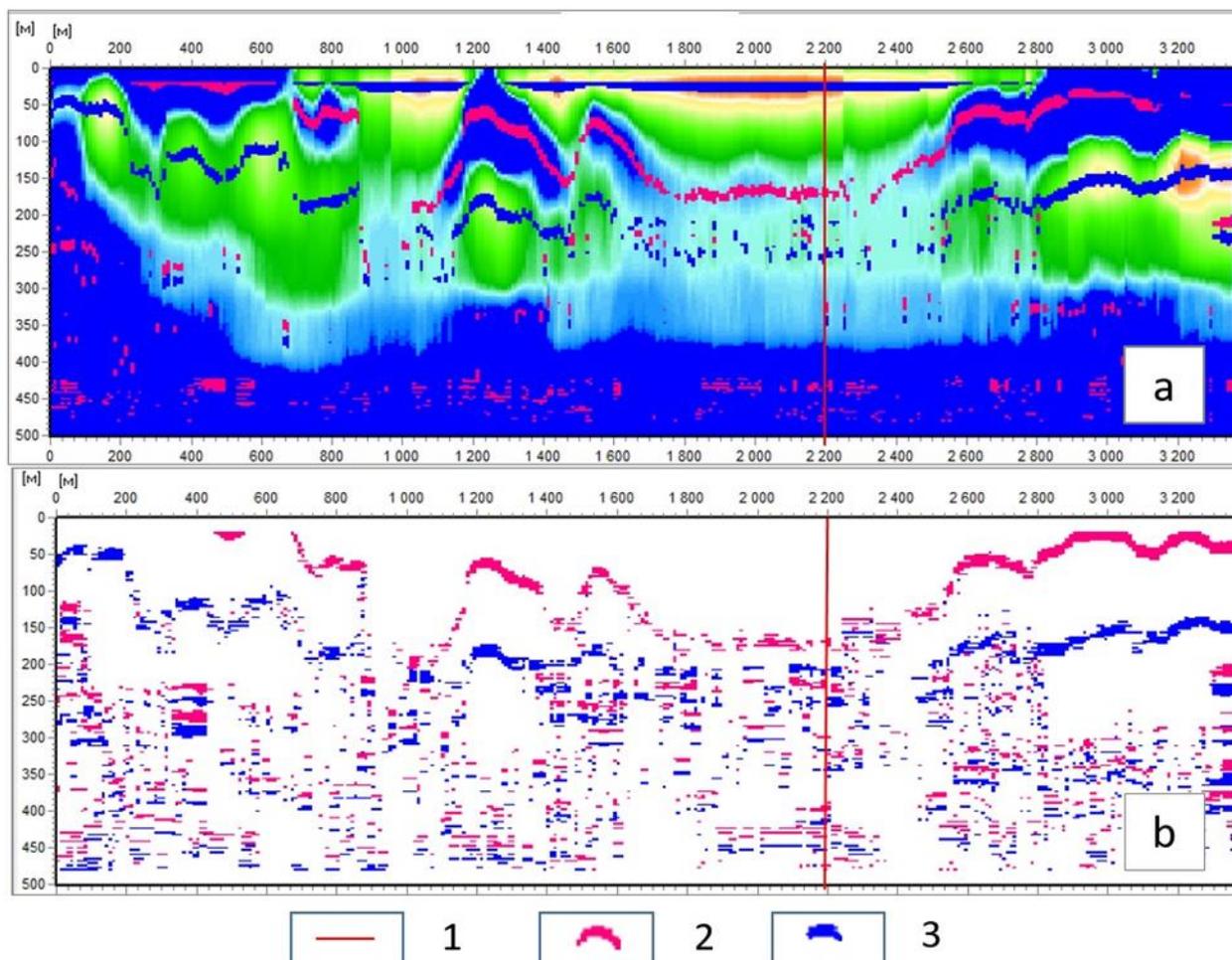


Рис. 7. Радарограмма МОЭМВ после проведения процедуры миграции (послойного пересчета глубин) в палитровом и мин-макс (а) и только мин-макс (б) представлениях. 1 – центр МОЭМВ-ОГТ на отметке 2200 м; 2 – максимумы амплитуды; 3 – минимумы амплитуды.

Затухание ЭМ-волн в однородной среде в классической георадиолокации характеризуется коэффициентом $e^{-\alpha z}$, где z – расстояние от источника (в данном случае – глубина), α – коэффициент затухания [22]. В области высоких частот затухание определяется выражением: $\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}$ В области низких частот ($\omega \rightarrow 0$)

и малого влияния потерь от геометрического расхождения по сравнению с поглощением от проводимости коэффициент затухания стремится к $\alpha \approx \sqrt{\frac{\sigma\omega}{2}}$.

Зная послойное изменение диэлектрической проницаемости, можно перейти от временного разреза в глубинный и, далее, определить относительную проводимость слоя i , лежащего между границами z_1 и z_2 по шкале глубин, на основе формулы:

$$\sigma_i = \frac{\ln(A_2/A_1)}{z_2 - z_1}, \quad (1)$$

где A_1 и A_2 – амплитуды сигнала на глубинах z_1 и z_2 соответственно. Возможность применения такого расчета обусловлена в МОЭМВ регистрацией амплитуды сигнала в линейном масштабе без процедур стробирования и частотного преобразования. Значения амплитуд сигнала в МОЭМВ регистрируются в нормированных величинах и зависят от разрядности применяемого в приемном устройстве АЦП. После проведения процедур миграции и пересчета данных по формуле (1) для нормированных амплитуд получен геоэлектрический разрез по параметру относительной проводимости (рис. 8).

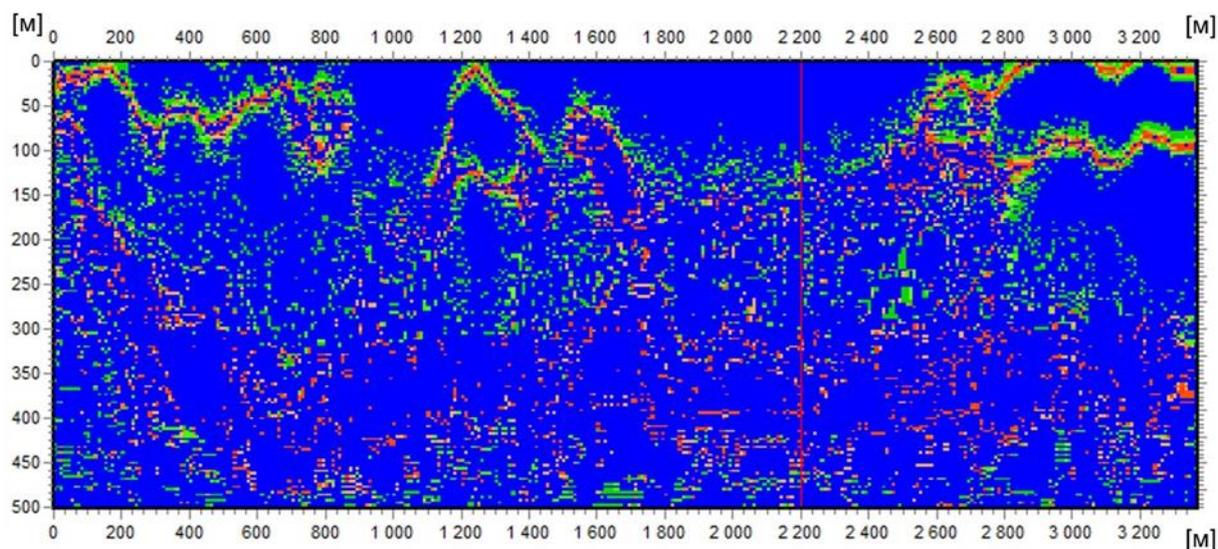


Рис. 8. Геоэлектрический разрез МОЭМВ по параметру относительной проводимости с отмеченным центром МОЭМВ-ОГТ.

На рис. 9 представлено сравнение распределения нормированных значений относительной проводимости по данным МОЭМВ и удельной проводимости по ЗСБ в локальной точке профиля, соответствующей центру МОЭМВ-ОГТ. При этом величина σ_i откалибрована с учетом диапазона изменения удельной проводимости, полученной методом ЗСБ как величина обратная удельному сопротивлению и представлена в палитре соответствующей палитре рис. 5b.

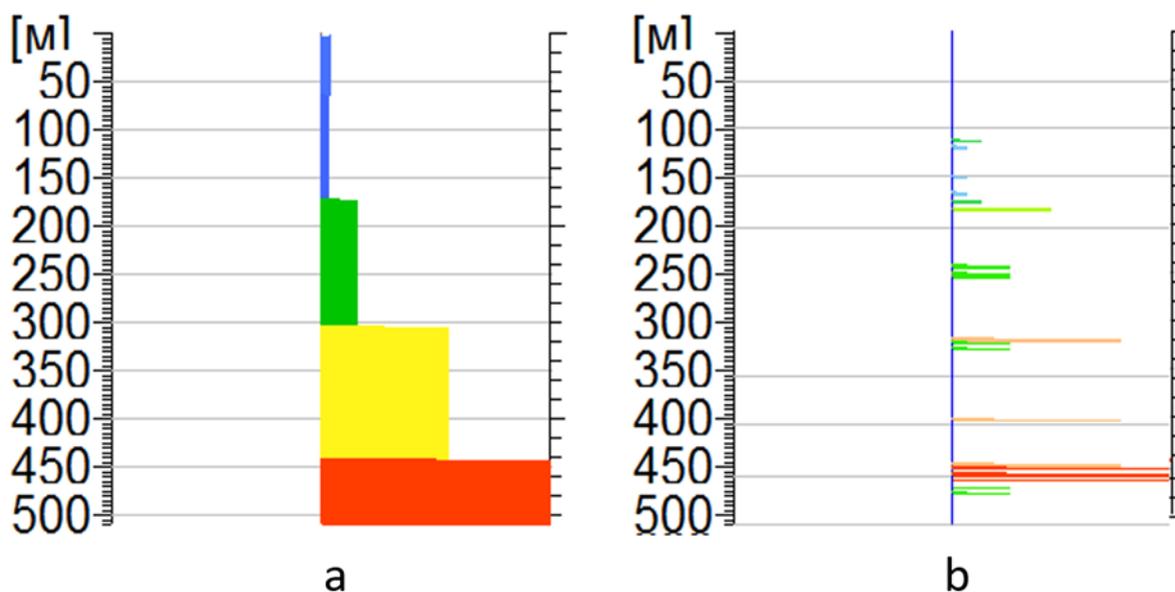


Рис. 9. Сравнение удельной проводимости ЗСБ (а) и относительной проводимости по данным МОЭМВ (b) в центральной точке МОЭМВ-ОГТ.

3. Обсуждение результатов

Сопоставление геоэлектрического разреза (рис. 5) с планом местности (рис. 1) отчетливо демонстрирует повышение подошвы и уменьшение мощности ММП на краях профиля, приуроченные к долинам рек. Сплошное распространение ММП прерывается подводно-тепловыми (подозерными и подрусловыми) таликами, которые прорисовываются на радарограмме (рис. 5) до отметок 2000 нс и также приурочены к речной долине. На отметке 1200 метров по ходу профиля на радарограмме (рис. 5) видна таликовая зона, которая приурочена к разломной зоне с центром на 1000 метре профиля. Зона разлома прослеживается начиная с верхних горизонтов в глубину. Таким образом, формирование таликовой зоны можно связать с участием глубинных

высоконапорных флюидов. По ходу профиля видны разломные зоны, начинающиеся с более глубоких горизонтов, например, в области 1700 метра профиля.

Для определения истинной глубины в МОЭМВ необходимо знать скорость распространения ЭМ-волны в среде (V_{cp}). Для этого был построен годограф, определяющий функцию зависимости времени прихода отраженных волн от расстояния между приемной и излучающей антеннами. На рис. 7 представлен геоэлектрический разрез с учетом послыного значения скоростей фронта отраженных волн после проведения так называемой процедуры миграции, полученного на основании данных годографа МОЭМВ-ОГТ. Геоэлектрический разрез представлен в двух видах: в палитровом, т.е. отображении амплитуды сигнала с помощью цветовой градации амплитуды и в представлении мин-макс. Представление мин-макс, при котором на радарограмме выделяются минимумы и максимумы амплитуды сигнала подчеркивает линии синфазности, которые отображают особенности структуры разреза и смену полярности, обусловленную сменой литологического состава слоев разреза. При таком отображении амплитудные значения ЭМ-поля позволяют определить только смены полярности сигнала, которые обусловлены изменением комплексной функцией ДП, но не затухание амплитуды.

Распределение относительной проводимости по профилю (рис. 8) показывает участки с максимальными и минимальными градиентами амплитуды отраженного сигнала, которые непосредственно позволяют выделять структурные особенности разреза. Разрешающая способность МОЭМВ позволяет подробно с точностью шага по профилю профилирования определить границы слоев и показать ход этой границы со всеми локальными нарушениями горизонтальной слоистости. Функция относительной проводимости в геоэлектрическом разрезе позволяет при этом описать степень отличия литологического состава этих локальных нарушений, а прослеживание изменения ее полярности, минимумов и максимумов позволяет

проанализировать знак изменения относительной проводимости на границах локальных зон.

Рис. 9 показывает, что основные границы слоев, полученные в методе ЗСБ на основе инверсии, прослеживаются и в картине относительной проводимости МОЭМВ. Видно, что в МОЭМВ, основанном на экспериментальной фиксации подповерхностных границ, отображаемых градиентов проводимости по глубине больше, что является следствием большей разрешающей способности МОЭМВ. Полученные значения σ_i имеют дискретный характер, обусловленный тем, что наибольший вклад в регистрируемый сигнал вносят отражающие подповерхностные границы. Наблюдается общее соответствие поведения амплитудных значений проводимости по данным МОЭМВ и ЗСБ. По данным и МОЭМВ, и ЗСБ проводимость на участке работ вблизи центра МОЭМВ-ОГТ увеличивается с глубиной, что соответствует геологическому строению участка, содержащим слой многолетнемерзлых пород в верхней части разреза.

Остановимся подробнее на оценке разрешающей способности МОЭМВ. Исходя из критерия Рэлея, минимально измеряемая толщина слоя по дальности определяется длительностью радиоимпульсов $\tau_{0.5}$ на уровне 0,5 от максимальной амплитуды [23–26]:

$$\Delta h = \frac{c\tau_{0.5}}{2\sqrt{\varepsilon}}, \quad (2)$$

где ε – относительная диэлектрическая проницаемость слоя.

Приблизительно, без погрешности из-за соотношения сигнал/шум, расплывания сигнала из-за затухания с глубиной и статистических погрешностей с учетом длительности импульса передатчика МОЭМВ не более 30 нс и усредненной по разрезу $\varepsilon = 9$ можно определить, что $\Delta h = 1,5$ м.

Необходимо учитывать, что приближение геометрической оптики не описывает эволюцию видеоимпульсного зондирующего сигнала [3]. Важное значение в определении разрешающей способности при распространении видеоимпульсов принимает не абсолютное значение длины импульса, а его форма [27, 28]. Так, чем круче передний фронт импульса, тем выше разрешение,

что реализовано в аппаратуре МОЭМВ. Поэтому можно считать, что разрешающая способность по критерию Релея является верхней границей этой величины.

В методах МОЭМВ и ЗСБ взаимодействие ЭМ-поля со средой в общем случае линейного взаимодействия описывается телеграфным уравнением

$$\Delta \mathbf{E} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0, (3)$$

где ε и μ – абсолютные диэлектрическая и магнитная проницаемости, Δ – оператор Лапласа.

В зависимости от параметров источника возбуждающего поля и параметров среды в результирующем ЭМ-поле может преобладать волновой или диффузионный характер взаимодействия. Одна из асимптотик телеграфного уравнения, если пренебречь второй производной, дает уравнение диффузии (4), а если пренебречь первой производной, то получим вторую асимптотику, описываемую волновым уравнением.

В условиях квазистационарности, то есть при условии $\varepsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \ll \Delta \mathbf{E}$, это уравнение переходит в уравнение диффузии или теплопроводности:

$$\Delta \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}. (4)$$

Именно в этом приближении работает электроразведка, в частности ЗСБ.

Под воздействием внешнего ЭМ-поля в среде протекает явление ЭМ-индукции, которое после прекращения внешнего воздействия в условной квазистационарной фазе процесса определяет работу затухающих токов проводимости. Чем больше время наблюдения t за этим затухающим полем, тем больше глубина исследования. При увеличении времени t уменьшается измеряемый сигнал от глубинных объектов вследствие затухания ЭМ-поля. Процесс зондирования заканчивается, когда измеряемый сигнал становится меньше порога чувствительности измерительной системы.

Восстановление параметров разреза в методе ЗСБ происходит на основе решения обратной задачи (инверсии) путем подбора и заключается в последовательном изменении геоэлектрической модели разреза и расчете

прямой задачи для нее до тех пор, пока экспериментальная и теоретическая кривые не совпадут с требуемой точностью.

В случае, когда влияние токов смещения не учитывается в геоэлектрической модели среды в методе ЗСБ, результаты инверсии могут быть ошибочными, т. к. неоднородная поляризация в верхней части разреза (ВЧР) может оказывать существенное воздействие. Влияние токов смещения сводится к учету вызванной ими поляризации (ВП) и отображается в алгоритмизации процессов во времени [29, 30]. Для восстановления параметров разреза в методах становления поля исследуют влияние токов смещения на алгоритм их задания в прямых задачах для компенсации ошибок в решении обратной задачи [21, 31, 32]. Для учета вызванной поляризации используют также различные комбинированные технологии проведения измерений с разными размерами источника и приемника [20].

Подход, основанный на использовании законов геометрической оптики для описания волновой составляющей распространения ЭМ-поля в среде с использованием телеграфных уравнений, возможен при малости потерь на проводимость ($\text{tg}\delta < 1$) для относительно высокого частотного диапазона. Георадарные технологии, использующие такой подход, работают, в основном, на частотах свыше 50 МГц и используются, как правило, для исследования верхней части разреза [22].

Волновое распространение, обусловленное импульсным ЭМ воздействием на среду, в общем случае может исследоваться и на основе других решений телеграфного уравнения [27]. При этом глубинность исследования волнового процесса определяется видом зондирующего сигнала (от которого зависит механизм его взаимодействия со средой), его мощностью и возможностями приемного устройства [28]. Высокое быстродействие МОЭМВ позволяет работать с волновой составляющей ЭМ-поля и получать картину распространения высокочастотной части спектра зондирующего сигнала – его переднего фронта на всем интервале временных задержек без частотного и временного стробирования. Ограничение глубинности МОЭМВ определяется

возможностями аппаратуры и на текущий момент составляет 30 микросекунд по шкале временных задержек сигнала.

Разделение на волновую составляющую, обусловленную токами смещения, и диффузионную составляющую, обусловленную токами проводимости, является вынужденным для облегчения решения обратной задачи восстановления параметров среды под действием источника. Комплексообразование рассматриваемых методов весьма перспективно и может лежать в основе создания единой диффузионно-волновой технологии исследования верхней части геологического разреза с получением геоэлектрического разреза нового качественного уровня. При этом возможно объединение преимуществ разных методик с синергетическим эффектом. С одной стороны, ЗСБ имеет большую глубинность и дает количественную оценку относительной проводимости среды; с другой стороны, МОЭМВ имеет высокую разрешающую способность, которая обеспечивает получение структуры разреза с высокой детализацией. При этом положение контрастных подповерхностных границ определяется непосредственно в ходе измерений (техническое комплексообразование или параллельные исследования). Кроме того, ЗСБ может использовать данные МОЭМВ о структуре разреза для уточнения результатов инверсии, а МОЭМВ может использовать данные ЗСБ для калибровки (собственно комплексообразование).

Таким образом, если изучать процесс распространения ЭМ-волн с комплексообразованием рассматриваемых технологий, можно получить весьма значимый геологический результат.

Для иллюстрации на качественном уровне картины влияния волнового и диффузионного характера взаимодействия ЭМ-поля и среды на рисунке 10 приведены результаты расчета ЭМ поля в полной диффузионно-волновой постановке для горизонтально-слоистой среды с трехмерным включением в виде кадров распределения потенциала A ($B = \text{rot}A$) на различных временах прохождения поля в среде.

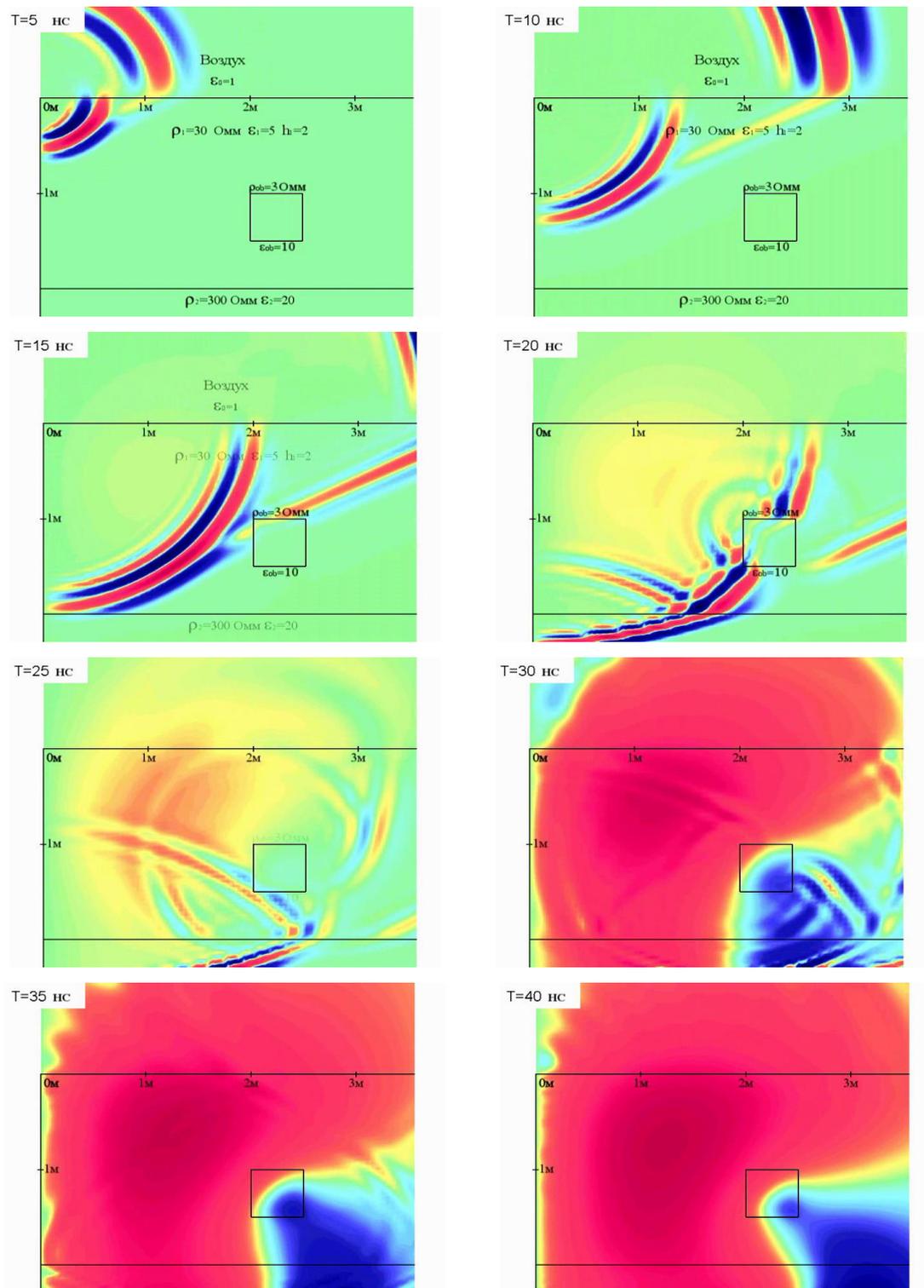


Рис. 10. Распределение потенциала A ($V = \text{rot } A$) на различных временах фиксации ЭМ-поля.

Как видно из рис. 10, для приведенного типа электрофизической модели до времени 30 нс преобладает волновая составляющая, а начиная с 30 нс диффузионная часть начинает в заданной палитре представления амплитуды

потенциала значительно превосходить волновую составляющую (значение времени модельное и не характеризует реальные пространственно-временные масштабы взаимодействия). При этом, как показывают экспериментальные наблюдения МОЭМВ, волновая составляющая может быть визуализирована при использовании мин-макс представления, которое характеризует распространение фронта импульса.

Заключение.

По результатам съемки МОЭМВ получены радарограммы, которые описывают геологический разрез как по кинематическим характеристикам, так и по изменению относительной проводимости на глубину до 500 метров. Достоверность данных по распределению проводимости подтверждается независимо проведенной съемкой методом ЗСБ.

Основные элементы структуры разреза определяются в МОЭМВ на основании прямых измерений временных задержек регистрируемого сигнала, что может являться полезной априорной информацией для процедур инверсии в традиционных методах электроразведки.

МОЭМВ позволяет отображать электрически контрастные изменения разреза, в том числе границы мерзлых и талых пород, углеводородов и вмещающих их пород, области разломов, тектонических нарушений и другие контрастные участки с высоким разрешением. Разрешающая способность МОЭМВ позволяет подробно, с точностью шага по профилю профилирования, отслеживать структурные характеристики разреза и определять положение границ с разрешающей способностью не более 1,5 метра по глубине в интервале глубин до 500 метров.

Наметилась тенденция расширения частотного диапазона в методах МОЭМВ и ЗСБ, которая позволяет более эффективно исследовать разрез в диапазоне частот, где действуют и токи проводимости, и токи смещения. В МОЭМВ такое расширение основано на управлении формой импульса в источнике и увеличении динамического диапазона приемника. В методе ЗСБ

расширение частотного диапазона осуществляется за счет совместного использования технологии площадных зондирований от закрепленного источника и традиционной технологии с петлями малых размеров для выделения аномалий ВП, что позволяет восстанавливать параметры ВП экрана с точностью, достаточной для достоверного восстановления индукционного сигнала от закрепленного источника, и далее проводить 3D-интерпретацию.

Показана перспективность создания единой диффузионно-волновой технологии исследования геоэлектрического разреза комплексированием методов МОЭМВ и ЗСБ.

Литература

1. Волкомирская Л.Б., Гулевич О.А., Ляхов Г.А., Резников А.Е. Георадиолокация больших глубин. *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2019. №4. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2019.4.6>
2. Dolgikh Y., Sanin S., Buddo I., Wolkomirskaya L. Improving the Efficiency of Geophysical Research Based on the Integration of Seismic and Modern Electrical Exploration. *Conference Proceedings, Tyumen 2019*. 2019. P.1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201900577>
3. Волкомирская Л., Гулевич О., Руденчик Е. *Георадиолокация в средах с дисперсией. Зависимость амплитуды и формы импульса георадара от дисперсии среды*. Саарбрюккен, Lambert Academic Publishing. 2013. 81с.
4. Тихонов А.Н. О становлении электрического тока в неоднородной слоистой среде. *Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геоф.* 1950. Т. XIV. №3. С.199-222.
5. Каменецкий Ф.М. *Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов*. Москва, ГЕОС. 1997. 161с.
6. Сидоров В.А. *Импульсная индуктивная электроразведка*. Москва, Недра. 1985. 192с.
7. Дмитриев В.И. *Обратные задачи геофизики*. Москва, МАКС Пресс. 2012. 340с.

8. Жданов М.С. *Геофизическая электромагнитная теория и методы*. Москва, Научный мир. 2012. 680с.
9. Могилатов В.С. *Импульсная геоэлектрика: учеб. пособие*. Новосибирск, РИЦ НГУ. 2014. 181с.
10. Petrone J., Sohlenius G., Johansson E., Lindborg T., Näslund J.O., Strömngren M., Brydsten L. Using ground-penetrating radar, topography and classification of vegetation to model the sediment and active layer thickness in a periglacial lake catchment, western Greenland. *Earth System. Science. Data*. 2016. №8 P.663-667. <https://doi.org/10.5194/essd-8-663-2016>
11. Tregubov O., Kraev G., Maslakov A. Hazards of activation of cryogenic processes in the arctic community: a geopenetrating radar study in Lorino, Chukotka, Russia. *Geosciences*. 2020. V.10. №57. P.1-13. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020057>
12. Volkomirskaya L.B., Gulevich O.A., Reznikov A.E. Study of the Permafrost Boundaries and Determination of the Thickness of the Gas Hydrates Layer on the Yamal Peninsula. *Conference Proceedings, Engineering and Mining Geophysics 2019. 15th Conference and Exhibition. 2019. V.2019. P.1-5.* <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201901690>
13. Волкомирская Л.Б., Гулевич О.А., Долгих Ю.Н. Заглядывая вглубь Земли. Высокоразрешающая электроразведка методом отраженных электромагнитных волн – перспективное направление геологоразведки. *Радиоэлектронные технологии*. 2018. №2. С.76–79.
14. Конторович В.А., Конторович Д.В., Сурикова Е.С. История формирования крупных антиклинальных структур - ловушек для уникальных газовых залежей на севере Западной Сибири (на примере Медвежьего месторождения). *Геология и геофизика*. 2014. Т.55. №5-6. С.862-873. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2014.05.011>
15. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. *Геология нефти и газа Западной Сибири*. Москва, Недра. 1975. 680с.

16. Маслов А.Д., Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., Шполянская Н.А. *Основы геокриологии: учебное пособие*. Ухта, Институт управления, информации и бизнеса. 2005. 176с.
17. Dolgikh Yu.N., Volkomirskaya L.B., Kaygorodov E.P., Sanin S.S., Kuznetsov V.I., Gulevich O.A., Reznikov A.E., Varenkov V.V. The Reflected Electromagnetic Wave CDP Method (ECDP) Testing Results and Possibilities for The Future Oil and Gas Exploration. *Proceedings of the conference «Tyumen 2021»*. March 2021. V.2021. P.1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202150007>
18. Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Совместная инверсия данных МПП с учетом индукционно-вызванной поляризации. *Геология и геофизика*. 2009. Т.50, №2. С.181-190.
19. Kamenetsky F.M., Trigubovich G.M., Chernyshev A.V. Three lectures on geological medium induced polarization. *L-M University of Munich, Vela Verlag*. 2014. 56p.
20. Чернышев А.В., Тригубович Г.М., Ковальский Я.Ф., Куклин А.В., Крупнов Е.В. Повышение разрешающей способности импульсной индуктивной электроразведки при исследовании поляризующихся сред. *Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2016*. Новосибирск, СГУГиТ. 2016. Т.2. С.261-265.
21. Тригубович Г. М., Чернышев А.В., Куклин А.В. Ковальский Я.Ф., Сверкунов А.С. EM-DataProcessor: оперативная 3D-инверсия данных импульсной индуктивной электроразведки. *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 2014. Т.2. №3. С.95-101.
22. Владов М.Л., Судакова М.С. *Георадиолокация от физических основ до перспективных направлений*. Учебное пособие. Москва, ГЕОС. 2017. 240с.
23. Лившиц М. *Разрешающая способность измерительных приборов*. Квант. 2002. №3. С.35-36.
24. Финкельштейн М.И. *Основы радиолокации*. Москва, Советское радио. 1973. 496с.
25. Финкельштейн М.И., Карпухин В.И., Кутев В.А., Метелкин В.Н. *Подповерхностная радиолокация*. Москва, Радио и связь. 1994. 216с.

26. Баскаков С.И. *Основы электродинамики*. Москва, Советское радио. 1973. 248с.
27. Шварцбург А.Б. Видеоимпульсы и непериодические волны в диспергирующих средах (точно решаемые модели). *Успехи Физических Наук*. 1998. Т.168. №1. С.85 – 103.
28. Волкомирская Л.Б., Гулевич О.А., Резников А.Е. О влиянии формы импульса на перспективы каротажного радиозондирования. *Геология и геофизика*. 2020. Т.59. №11. С.1603-1614. <https://doi.org/10.15372/RGG2019152>
29. Kamenetsky F.M. Frequency dispersion of rock properties in equations of electromagnetics. *Journal of applied Geophysics*. 2011. V.74. P.175–183.
30. Kamenetsky F.M., Trigubovich G.M. Transient electromagnetic field in magneto-viscous medium. *Journal of applied Geophysics*. 2011. V.75. P.373–378.
31. Эпов М.И. Антонов Е.Ю. Исследование влияния параметров вызванной поляризации при нестационарных электромагнитных зондированиях сложно построенных геологических сред. *Геология и геофизика*. 2000. №6. С.920-929.
32. Антонов Е.Ю. Шеин А.Н. Способы повышения качества инверсии данных нестационарных электромагнитных зондирований. *Геология и геофизика*. 2008. №10. С.1046-1062.

Для цитирования:

Гулевич О.А., Волкомирская Л.Б., Варенков В.В., Резников А.Е., Тригубович Г.М., Чернышев А.В. Изучение распределения проводимости в криолитозоне на основе данных метода отраженных электромагнитных волн (МОЭМВ). *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2021. №9 <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2021.9.6>