

Морская электроразведка при поиске углеводородов: определение электрических свойств разреза

Marine controlled-source electromagnetic imaging for hydrocarbon exploration: interpreting subsurface electrical properties

Майкл Дж. Томпкинс (Michael J. Tompkins*), старший геофизик-исследователь компании Offshore Hydrocarbons Mapping, Абердин, Великобритания, сообщает о новых достижениях в вопросах интерпретации данных морской электроразведки с контролируемым источником, которая стала общепринятым средством обнаружения углеводородных залежей.

За последние годы морская электроразведка (ЭР-КА) с контролируемым источником (CSEM, МЭР-КИ) зарекомендовала себя как полезный метод выделения залежей углеводородов (MacGregor & Sinha, 2000; Eidesmo *et al.*, 2002; Ellingsrud *et al.*, 2002 и др.). В этом методе погруженный питающий диполь возбуждает низкочастотный (0.1 – 10 Гц) электромагнитный сигнал. Сигнал, распространяющийся в толще воды и в разрезе на глубину до нескольких километров, изменяется под воздействием неоднородностей электрических свойств (рис. 1). Сигнал принимается размещенными на некотором участке дна многокомпонентными донными датчиками, регистрирующими амплитуду и фазу сигнала; интерпретация данных состоит в определении удельных электрических сопротивлений (УЭС) в разрезе – построении геоэлектрического разреза.

В основе метода лежит отличие углеводородных залежей по УЭС от прочих объектов, в силу чего они могут порождать на поверхности характерные электромагнитные сигналы. Это значит, методы морской ЭР-КИ можно применять для различения углеводородов и прочих флюидов разреза. В идеале съемка ЭР-КИ проводится при многих расстояниях источник – приемник на нескольких частотах и при различных азимутах линии источник-приемник (рис. 1)

С ростом применения морской ЭР-КИ для обнаружения залежей углеводородов возрастает потребность в быстрой и точной интерпретации данных. Чаще всего для построения геоэлектрического разреза по данным морской ЭР-КИ применяется решение обратной задачи - инверсия (MacGregor and Sinha, 2001 и др.). Хотя эта процедура может давать точные оценки УЭС, вычислительные затраты, необходимые для полной инверсии на всех частотах, слишком велики для быстрой интерпретации данных. (Newman and Alumbaugh, 1997). Кроме того, для инверсии часто необходима подробная априорная информация о разрезе и многократная корректировка параметров методом проб и ошибок, а результатом инверсии часто оказывается гладкая геоэлектрическая модель (границы элементов разреза размыты). Инверсия, однако, не является единственным способом установить распределение электропроводности в разрезе.

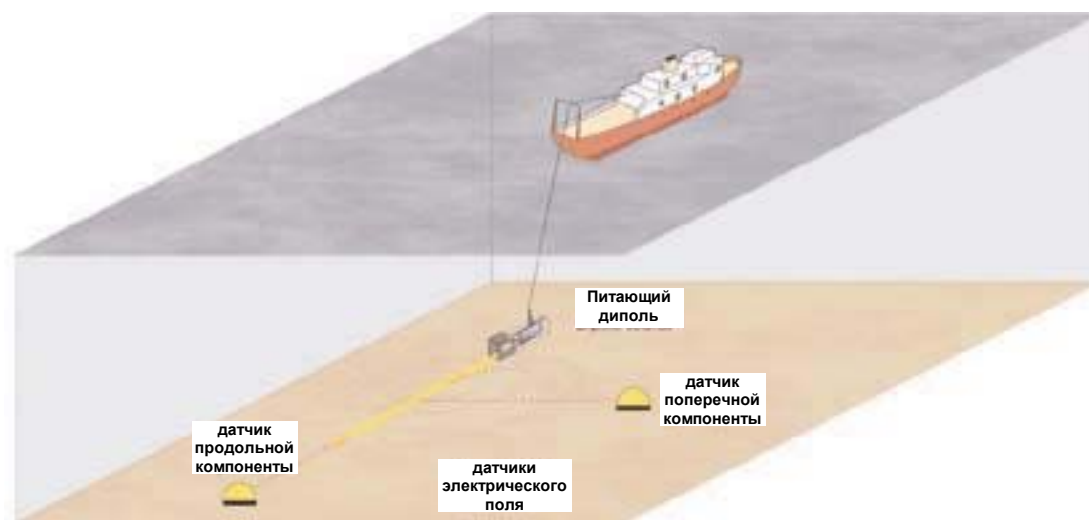


Рис. 1. Схема установки морской ЭР-КИ. Используется горизонтальный погруженный питающий диполь и размещенные на дне многокомпонентные автономные приемники электрического поля. Для примера показаны крайние положения датчиков продольной (вдоль оси питающего диполя) и поперечной (поперек оси) компоненты.

*mike.tompkins@ohmsurveys.com

Другой подход к определению распределения физических свойств в разрезе представлен методами построения изображения путем продолжения полей. В первом приближении, при построении изображения пытаются: 1) установить контраст свойств путем разделения волнового поля на первичную (падающую) и рассеянную составляющие, 2) экстраполировать первичное (по функции источника) и рассеянное (по данным съемки) поля на глубину, и 3) провести сопряжение экстраполированных первичного и рассеянного сигналов. Изображение разреза, которое строится как интерференционная картина первичного и рассеянного полей, показывает пространственное распределение контрастов физических свойств, определяющих распространение волны в среде.

Раньше частотные методы построения изображений применялись почти исключительно в сейсморазведке. (Claerbout, 1970; Gazdag, 1978; Stolt, 1978; Loewenthal & Mufti, 1983; Ferguson & Margrave, 2003 и др.). Имеются, однако, примеры применения методов построения изображений к данным низкочастотной электроразведки. К ранним исследованиям, поставившим задачу построения изображения для электромагнитных полей пассивного источника с широким спектром, относятся работы Жданова и Френкеля (Zhdanov and Frenkel 1983), Ли (Lee *et al.*, 1987), Велихова (Velikhov *et al.*, 1987) и Леви (Levy *et al.*, 1988). Во всех этих работах стандартные для сейсморазведки частотные методы построения изображений применяются к данным магнитотеллурического зондирования. Позднее Жданов (Zhdanov *et al.*, 1995) и Гуо (Guo *et al.*, 1998) описали построение изображения на основе уравнения диффузии к данным зондирования становлением поля.

Хотя эти работы с пользой распространили методы построения изображений волновых полей из сейсмики на электромагнитные поля, они сосредотачивались на сигналах с широким (несколько порядков) спектром. Задачи построения изображения электромагнитных полей с узким спектром в частотной области до сих пор не рассматривались. По ряду причин построение изображений для этого типа данных оказывается затруднительным. Во-первых, в работах ЭР-КИ в частотной области часто используется лишь одна частота. Обычно считается, что для точного и детального определения свойств разреза методами построения изображения следует задействовать много частот. Например Ли (Lee *et al.*, 1987) считает, что для точного построения изображения по данным МТЗ нужно не менее 50 частот. Во-вторых, хотя низкочастотные электромагнитные поля удовлетворяют уравнению Гельмгольца, рассеяние их велико, и первичное поле распространяется путем диффузии (то есть, распространение поля описывается уравнением диффузии). Это затрудняет интерпретацию результатов, так как глубинность (максимальная глубина проникновения поля) сильно зависит от частоты.

На современном этапе в ходе работ морской ЭР-КИ регистрация на нескольких частотах возможна без увеличения затрат, поскольку применяются широкополосная запись и сигнал на источнике в форме меандра. Цель этой работы – объяснить методику построения изображения электромагнитных полей на основе уравнения диффузии применительно к узкополосным данным морской ЭР-КИ. Будет показано,

что для получения точного геоэлектрического разреза путем построения изображения достаточно лишь нескольких частот, отличающихся на более, чем на порядок. Также рассматривается общий метод продолжения волнового поля и построения изображения электромагнитного поля для 2D модели, эффективность которого показана на модельном примере.

Построение изображения для метода ЭР-КИ

Продолжение электрического поля

При решении задачи построения изображения электромагнитного поля сначала нужно продолжить на глубину полевые данные (амплитуды и фазы) и функцию источника. При экстраполяции (продолжении) волнового поля вместо решения волнового уравнения используется пространственная фильтрация. В частотной области способ можно вывести из решения 1D волнового уравнения в общем виде $\partial^2 E / \partial x^2 = -(ik(z))^2 E$, где E – модуль напряженности электрического поля (поля E), k – волновое число, x и z – пространственные координаты, i – мнимая единица. На низких частотах волновое число приближенно выражается комплексной величиной $\tilde{k} = \sqrt{i\omega\mu\sigma(z)}$, где ω – круговая частота, μ – магнитная проницаемость, не зависящая от глубины, и σ – удельная электрическая проводимость. Решение этого волнового уравнения в виде плоской волны имеет вид

$$E(z) = Ae^{-ik(z)z} + Be^{-ik(z)z}, \quad (1)$$

Где $E(z)$ – полное электрическое поле на глубине z , а A и B – амплитудные коэффициенты.

Особенно важно, что на любой глубине z поле $E(z)$ есть линейная комбинация возрастающей и убывающей экспонент. В этом случае электрическое поле можно представить в виде суммы первичного (убывающая экспонента) и рассеянного (возрастающая экспонента) полей. Физический смысл разделения полного поля в любой точке разреза на первичное и рассеянное состоит в том, что после этого можно различить энергию, распространяющуюся вниз по разрезу от источника, и энергию, рассеивающуюся на электрических неоднородностях (которые нам и нужно зафиксировать) и направляющуюся к приемникам, (рис. 2). Если считать, что по среде распространяются плоские волны вниз от всех положений источников и обратно к приемникам, то, задавшись распределением волновых чисел в разрезе, по формуле (1) можно вычислить поле вдоль траектории его распространения в любой точке разреза, то есть провести экстраполяцию поля.

На практике экстраполяция поля проводится рекурсивно от поверхности, от положений источника и приемника и приемника все требуемые точки разреза, образующие ряд плоскостей (срезов), расположенных одна под другой, то есть проводится продолжение вниз. Слагаемое, выражающее поле источника ($e^{-ik(z)z}$), отрицательно, так как по мере распространения поля в земле энергия теряется за счет рассеяния. Для рассеянного поля ($e^{ik(z)z}$) картина обратная, поскольку по ходу «обратного распространения» сигнала из точки приема его энергия возрастает. Таким образом, экспоненты в (1) можно считать пространственными фильтрами, а величины A и B – коэффициентами экстраполяции.

Как уже говорилось, экстраполяция электромагнитного поля ведется с допущением, что распространяется плоская волна, поэтому, для учета

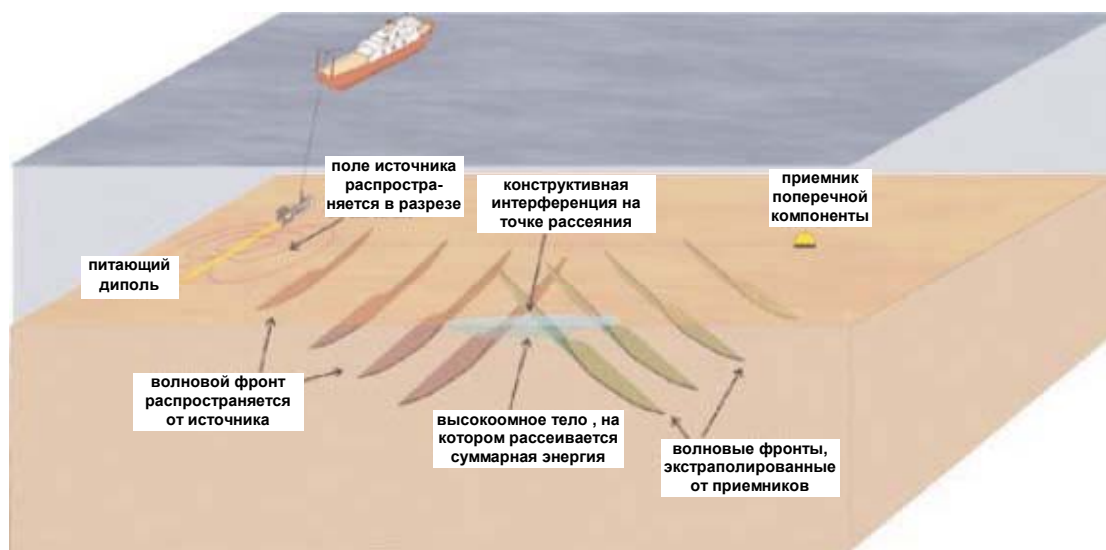


Рис. 2. Схема экстраполяции (продолжения вниз) электрического поля от источника и приемника. Интерференционная картина экстраполированных полей источника и приемника дает изображение геоэлектрических границ разреза.

расхождения энергии поля следует рассчитывать отдельно. В идеале, хотя это и не обязательно, это делается путем введения в данные поправки еще до экстраполяции. Это допустимо, так как свойства разреза оцениваются лишь на уровне контрастов, а значения можно всегда получить путем масштабирования..

В описанном методе продолжения поля предполагается, что волновое число – величина, определяющая распространение волны – меняется по глубине, но не меняется по латерали. Это, вообще говоря, не так, и алгоритм должен учитывать и горизонтальные изменения волнового числа. Для решения этой задачи эффективны численные методы Клербо (Claerbout, 1976) и Ли (Lee *et al.*, 1987). Более полный анализ методов продолжения поля вниз провели Жданов и Портнягин (Zhdanov and Portniaguine, 1997)

Вычисление коэффициентов рассеяния электрического поля

Выполнив продолжение первичного и наблюдаемого волновых полей вниз по разрезу (одно-, двух- или трехмерному), можно в каждой точке разреза проверить выполнение условия существования изображения и получить искомое распределение свойств. В работах Клербо (Claerbout, 1970&1976) показано, что в точке рассеяния (аналог отражающей площадки в сейсмике), благодаря непрерывности энергии, фазы первичного и рассеянного полей совпадают. Поскольку электрические поля зависят от комплексного волнового числа (в отличие от сейсмике, где скорости выражаются действительными числами), условия наличия изображения следует исправить, чтобы учесть и синфазный и несинфазный приход энергии: в точке рассеяния разность фаз первичной и рассеянной волн постоянна (рис. 2). Это значит, что при суммировании фаз двух экстраполированных полей (источников и приемников) в точке рассеяния прибавляется константа, а во всех остальных – вычитается.

Это принцип позволяет создать изображение электрического поля в разрезе путем просмотра области моделирования и фиксации мест, в которых энергия прибавляется или вычитается (построение изображения по сдвигу фаз). Следует отметить, что для получения надежного изображения электрического поля необходимо иметь точные абсолютные значения фазы.

Итак, для построения изображения электрического поля проводится экстраполяция полей источника и наблюдаемых данных (с учетом фазы) и проверяется условие наличия изображения путем перемножения полей (свертка во временной области). Поскольку в данном случае построение изображения и продолжение полей выполняется в частотной области, изображение следует строить для каждой частоты, для которой есть данные по отдельности, а затем брать среднее по всем частотам. Таким образом, из набора данных на отдельных частотах получается изображение поля в узком диапазоне.

Помимо этого можно построить изображения для каждой пары источник-приемник и просуммировать их. Эта процедура аналогична миграции по пунктам возбуждения в сейсмике (Biondo, 2003). Эквивалентом коэффициента отражения в сейсмике в нашем случае электрического поля является геоэлектрический коэффициент рассеяния. В точке рассеяния разность фаз постоянна (и не зависит от частоты), а в других местах – изменяется. Таким образом, при осреднении изображений по нескольким частотам изображение усилится в точках рассеяния и будет ослаблено в других местах. Таков процесс создания изображения узкополосного электрического поля по наблюдаемому электрическому полю. Результатом является разрез коэффициентов рассеяния, которые можно интерпретировать в терминах относительных контрастов сопротивлений, то есть геоэлектрический разрез.

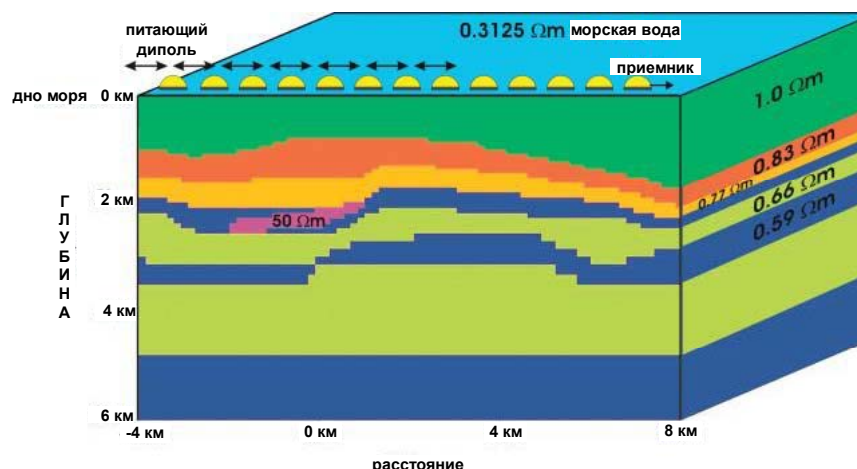


Рис. 3. Модель разреза и схема установки, использованные при расчете модельных данных. 2D модель разреза содержит залежь с высоким УЭС на глубине 2 км от кровли илов. В модели девять геоэлектрических границ. Расчет проведен для 40 положений измерительной линии при 6 положениях питающего диполя для каждого на 8 частотах от 0.125 до 5 Гц. Питающие и измерительные диполи ориентированы вдоль профиля. Объем данных – 1920 значений.

Построение изображения по данным морской ЭР-КИ

[В этом переводе описание геоэлектрических моделей дано в терминах наземной электроразведки – прим. перев.]

Поскольку в морской электроразведке обычно используются частотные методы, то на приемниках мы располагаем записью полного (первичное+рассеянное) поля. Как отмечено ранее, для построения изображения первичное и рассеянное поля нужны по отдельности. Чтобы получить интерпретируемое изображение распределения коэффициентов рассеяния, из наблюдаемых данных следует вычесть отдельно рассчитанное первичное поле и, тем самым, получить требуемое рассеянное поле. В данном случае первичное поле рассчитывается для всех приемников путем численного решения одномерной прямой задачи для двухслойной модели, включающей слой воды (мощность которого известна по батиметрии) и полупространство, представляющее землю. Перед экстраполяцией рассчитанное первичное поле вычитается из наблюдаемых данных, а затем строится изображение.

Еще одна особенность построения изображения по данным морской электроразведки состоит в том, что для экстраполяции нужно заранее знать распределение волновых чисел в разрезе. Значит, вопрос в том, как узнать его априори. В качестве первого приближения используется та же двухслойная модель однородного полупространства. Это значит, что нужно знать проводимость воды и среднюю проводимость придонных слоев разреза. Эти величины легко оценить, поскольку грамотно поставленные работы включают резистивиметрию воды, а проводимость придонных слоев оценивается по данным на малых расстояниях.

После создания начального изображения с двухслойным разрезом в качестве стартовой модели Жданов (Zhdanov *et al.*, 1995) предлагает проводить дополнительные итерации для выделения более глубоких структур. После первой итерации положение первой (под дном) геоэлектрической границы будет определено правильно, а коэффициенты рассеяния будут иметь приемлемые значения. На этом шаге можно по коэффициентам рассеяния первого слоя рассчитать относительную проводимость второго от дна слоя разреза и использовать этот результат для стартовой

модели второй итерации (вычисленная проводимость приписывается при этом полупространству, подстилающему придонный слой). Построив изображение при скорректированных проводимостях, получим верное положение второй поддонной геоэлектрической границы. Эта процедура повторяется до получения удовлетворительного разреза.

Время построения изображения по данным морской ЭР-КИ на четыре порядка меньше времени, требуемого для инверсии, дающей эквивалентный разрез. Это связано с тем, что при построении изображения решается только прямая задача, а при инверсии – и прямая, и обратная. Кроме того, аппроксимация плоской волной дает дополнительный выигрыш по скорости по сравнению с полным решением прямой задачи.

Построение изображения по модельным данным морской ЭР-КИ

Чтобы показать эффективность построения изображения электрического поля при обнаружении геоэлектрических неоднородностей разреза, алгоритм был опробован на модельных данных морской ЭР-КИ. Для простоты моделирование проведено по одному профилю с одним направлением измерительной линии (вдоль профиля). Схема установки и модель разреза показаны на рис. 3. Моделирование проведено отдельно по алгоритму полного решения волнового уравнения на восьми частотах от 0.125 до 5 Гц. В результат расчета внесен 6%-ный нормально распределенный шум. Следует отметить, что при реальных полевых работах в настоящее время используются именно эти частоты. Модель разреза вполне реалистична, проводимости в ней вполне соответствуют наблюдаемым в морских работах. В модели восемь 2D геоэлектрических границ, в том числе объект повышенного (50 Ом-м) УЭС, представляющий залежь углеводородов на глубине около 2 км под кровлей илов. В средней части модели имеется разрывное нарушение, примыкающее к залежи.

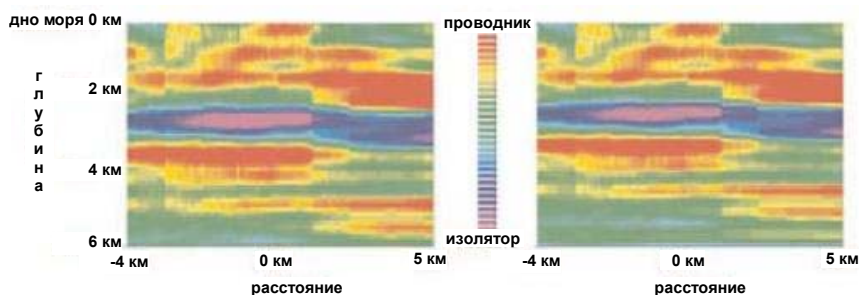


Рис. 4. Результаты построения изображения по модельным данным ЭР-КИ. Слева – после 1-й итерации с двухслойной стартовой моделью. Справа – после 3-й итерации с 2D стартовой моделью, полученной по двум предыдущим итерациям.

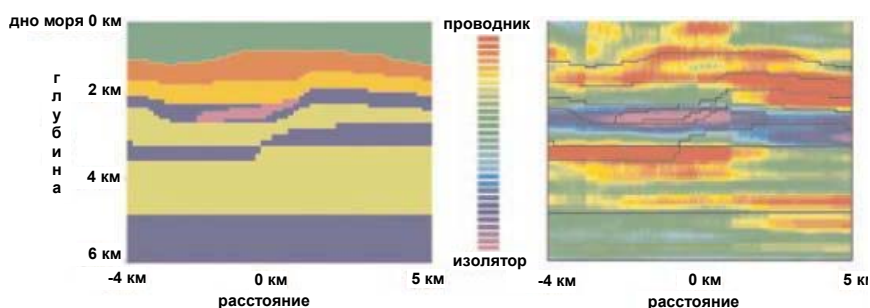


Рис. 5. Сопоставление исходной модели (слева) и результатов построения изображения по данным ЭР-КИ (справа). Черными линиями на изображении показаны границы исходной модели.

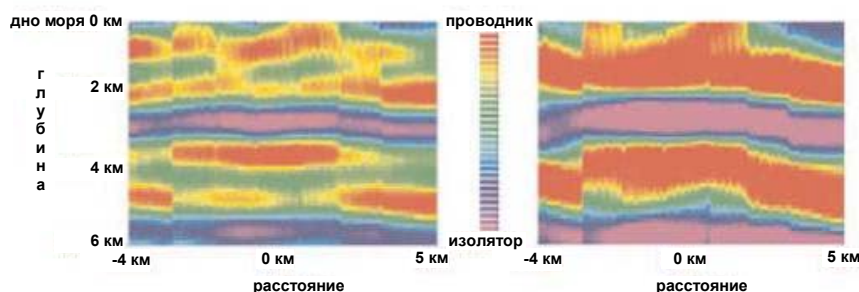


Рис. 6. Сравнение результатов построения изображения по данным ЭР-КИ на четырех (слева) и двух (справа) частотах.

Из модельных данных по всем приемникам вычтено первичное поле, рассчитанное для двухслойной модели, включающей слой воды ($UЭС 0,3125 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и нижнее полупространство с $UЭС$ придонной части ($1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Эта же модель использована как стартовая для первой итерации построения изображения (рис. 4 слева). Две последующие итерации выполнены при использовании результатов предыдущей итерации в качестве стартовой модели. Результат последней итерации показан на рис. 4 справа. Наибольшее различие между результатами первой и третьей итераций состоит в положении высокоомного тела на глубине около 2 км. Первая итерация дает высокоомное тело слишком большой мощности на слишком большой глубине по сравнению с исходной моделью. Эти ошибки связаны с неточным значением проводимости основания разреза стартовой модели. На глубинах до 1,5 км результаты первой итерации точны, так как стартовая модель в этом интервале глубин соответствует истинному распределению удельных сопротивлений.

При использовании удельных сопротивлений верхних слоев, известное после первых двух итераций, в стартовой модели для третьей заметно существенное улучшение точности определения положения и мощности высокоомного тела (отклонение от истинной глубины не превосходит 100 м). Заметим, что горизонтальное положение этого тела, как и разрывного нарушения, практически не изменялось в ходе итераций.

Можно полагать, что процесс построения изображения электрического поля более устойчив к изменениям по горизонтали, чем по вертикали.

На рис. 5 показано итоговое изображение электрического поля и истинное положение границ модели с рис. 3. Наиболее впечатляющий результат, видный на окончательном разрезе, что геоэлектрический разрез прорисован достаточно точно. В частности, разрывное нарушение рядом с высокоомным телом проявилось как скачок электрических свойств (рис. 5 справа). Кроме того, высокоомный объект на глубине 2 км показан с верной мощностью на верной глубине. Другая особенность изображения состоит в том, что разрез довольно сильно разбит на блоки. Это прямой результат того, что в построении изображения задействовано столь малое количество частот. В отличие от данных с широким спектром, узкополосные данные дают изображение геоэлектрических с подавленной высокочастотной составляющей. Поэтому различить кровлю и подошву тонкого слоя вряд ли удастся. Для достаточно мощного слоя это, тем не менее, возможно. Пример этого виден в середине рис. 5 справа, где для первого проводящего слоя (глубина 1 км) на границах коэффициенты рассеяния положительны, а внутри – равны нулю.

Следует также отметить, что на итоговом разрезе снижается точность определения границ на глубинах более 2 км.

Это вполне ожидаемый эффект, поскольку электрические поля сильно подвержены влиянию резких контрастов электрических свойств. Значительная часть энергии первичного поля рассеивается на высокоомном слое на глубине 2 км, что ухудшит изображение больших глубинах. Кроме того, глубина проникновения электрического поля сильно зависит от частоты. На практике, из-за большого поглощения энергии поля, распространяющегося путем диффузии, поле высокой частоты проникнет глубже нескольких километров (в этом причина узкого спектра получаемых данных). Но в любом случае путем построения изображения электрического поля получен геоэлектрический разрез, на котором непосредственно видно распределение электрических свойств. Особенно эффективно удалось выделить высокоомный объект на глубине 2 км и установить его размеры по горизонтали.

Хотя построение изображения по данным ЭР-КИ может быть эффективно для малого числа частот, существует предел, за которым недостаточное число частот не позволит получить точное изображение (Tompkins, 2004). Чтобы установить практические ограничения на минимальное число частот, необходимых для построения изображения по данным ЭР-КИ, подготовлено еще два набора данных, по которым также проведено построение изображений. Один из наборов данных содержал четыре частоты (рис. 6 слева), другой только две, а не восемь, как в предыдущем примере. Вывод из этих результатов очевиден: с уменьшением числа частот уменьшается и разрешение как высоко-, так и низкоомных структур. На изображении, построенном по четырем частотам (0.25, 0.75, 1.0 и 1.25 Гц) из-за отсутствия более высоких частот пострадало представление структур неглубокого залегания. Кроме того, хуже определяются горизонтальные размеры высокоомного объекта. (рис. 6 слева) Когда остаются только частоты 0.25 Гц и 0.5 Гц, изображение превращается просто в чередование низко- и высокоомных слоев (рис. 6 справа). Никаких значимых геоэлектрических структур в этом случае не отмечается.

Выводы

Показано, что методы построения изображений волнового поля применимы к узкополосным данными ЭР-КИ, а для эффективного получения достоверного по глубинам изображения типичных целевых объектов при поиске углеводородов достаточно лишь небольшого количества частот. Путем построения изображения по данным морской ЭР-КИ можно точно оценивать относительные значения электрических свойств и получать вполне интерпретируемые геоэлектрические разрезы. Метод основан на экстраполяции электрического поля и требует решения только прямой задачи. Поэтому вычислительные затраты при построении изображения по данным ЭР-КИ на несколько порядков меньше, чем при инверсии тех же данных, при минимальной потребности в априорной информации о строении геоэлектрического разреза. Изображение можно использовать непосредственно для геологической интерпретации распределения УЭС в разрезе или как независимые данные при задании ограничений на параметры при инверсии. В обоих

случаях скорость и качество интерпретации данных ЭР-КИ существенно возрастает по сравнению с ныне применяемыми методами.

Для получения достоверных изображений по данным ЭР-КИ следует выполнять ряд требований. Первое и главное – необходима точная обработка абсолютных значений фаз. На практике этого добиваются определенными робастными процедурами обработки данных на приемнике и стабильные генераторы.

Второе – данные должны быть получены на нескольких частотах. Обычный сигнал в форме меандра позволяет вести запись и обработку на центральной частоте и кратных частотах. Как показано выше, лишь небольшого числа частот достаточно для качественного построения изображений по данным ЭР-КИ. Наконец, необходимо точное измерение проводимости воды и приемлемые оценки УЭС придонных слоев разреза. Для решения последней задачи можно применять 1D инверсию, кажущееся сопротивление на малых разносах и данные каротажа.

Литература

- Biondo, B. [2003] Equivalence of source-receiver migration and shot-profile migration. *Geophysics* 68, 1340-1347.
- Claerbout, J.F. [1970] Coarse grid calculations of waves in inhomogeneous media with application to delineation of complicated seismic structure. *Geophysics* 35, 407-418.
- Claerbout, J.F. [1976] *Fundamentals of Geophysical Data Processing*. McGraw-Hill, New York, Chs. 10-11.
- Ellingsrud, S., Eidesmo, T., Johansen, S., Sinha, M.C., MacGregor, L.M., and Constable, S. [2002] Remote sensing of hydrocarbon layers by seabed logging (SBL): Results from a cruise offshore Angola. *TLE* 21, 972-982.
- Eidesmo, T., Ellingsrud, S., MacGregor, L.M., Constable, S., Sinha, M.C., Johansen, S., Kong, F.N., and Westerdahl, H. [2002] Sea bed logging (SBL), a new method for remote and direct identification of hydrocarbon filled layers in deepwater areas. *First Break* 20, 144-152.
- Ferguson, R.J., and Margrave, G.F. [2003] Prestack depth migration by symmetric nonstationary phase shift. *Geophysics* 67, 594-603.
- Gazdag, J. [1978] Wave equation migration with the phase shift method. *Geophysics* 43, 1342-1351.
- Guo, Y., Ko, H.W., and White, D.M. [1998] 3D localization of buried objects by nearfield electromagnetic holography. *Geophysics* 63, 880-889.
- Lee, S., McMechan, G.A., and Aiken, C.L. [1987] Phase-field imaging: The electromagnetic equivalent of seismic migration. *Geophysics* 52, 678-693.
- Levy, S., Oldenburg, D., and Wang, J. [1988] Subsurface imaging using magnetotelluric data. *Geophysics* 53, 104-117.
- Loewenthal D., and Mufti, I.R. [1983] Reversed time migration in spatial frequency domain. *Geophysics* 48, 627-635.
- MacGregor, L.M. and Sinha, M.C. [2000] Use of marine controlled source electromagnetic sounding for sub-basalt exploration. *Geophysical Prospecting* 48, 1091-1106.

- MacGregor, L.M., Sinha, M.C., and Constable, S. [2001] Electrical resistivity structure of the Valu Fa Ridge, Lau Basin, from marine controlled-source electromagnetic sounding. *Geophysical Journal International* **146**, 217-236.
- Newman, G.A. and Alumbaugh, D.L. [1997] Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion.2. Analysis of a crosswell electromagnetic experiment. *Geophysical Journal International* **128**, 355-363.
- Stolt, R.H. [1978] Migration by fourier transform. *Geophysics* **43**, 23-48.
- Tompkins, M.J. [2004] Electromagnetic surveying for hydrocarbon reservoirs. *UK Patent Application No. 0410129.1*.
- Velikhov, Y.P., Zhdanov, M.S., and Frenkel, M.A. [1987] Interpretation of MHD-sounding data from the Kola Peninsula by the electromagnetic migration method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **45**, 149-160.
- Zhdanov, M.S. and Frenkel, M.A. [1983] The solution of the inverse problems on the basis of the analytical continuation of the transient electromagnetic field in reverse time. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* **35**, 747-765.
- Zhdanov, M. S., Traynin, P., and Portniaguine, O. [1995] Resistivity imaging by time domain electromagnetic migration (TDEMM). *Exploration Geophysics* **26**, 186-194.
- Zhdanov, M. S., and Portniaguine, O. [1997] Time-domain electromagnetic migration in the solution of inverse problems. *Geophysical Journal International* **131**, 293-309.