

К ТЕОРИИ И ПРАКТИКЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ТЕПЛОВЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ)

В.И. Стреляев, Е.В. Дель, Г.А. Дмитриев

Томский государственный университет, Томск, Россия

Крупные горизонтальные перемещения, совмещение и разделение полезных ископаемых можно считать одной из главных черт геодинамических обстановок континентального столкновения плит (ГДО КСП).

При ГДО КСП одна континентальная плита погружается под другую и плита, которая оказалась внизу, под давлением нагревается, за счет повышенного давления уплотняется и прогибается «вздутием» вниз.

Континентальная плита, которая в момент столкновения оказалась сверху, представляет собой открытую геосистему, испытывает охлаждение, насыщается вязкими флюидами и легким метаматериалом, еще более «разбухает», приподнимается «вздутием» вверх.

В результате нарушения равновесия поля тяготения Земли к «точке столкновения» устремляется со временем все большее количество тектоно-плит и тектоно-пластин. С их увеличением происходит наращивание градиентов температур и давлений.

Таблица 1, отражает пространственно-временное положение различных по глубине залегания тектоно-пластин Центрально-Енисейского сегмента (ЦЕСКСП) Сибирского древнего материка с Западно-Сибирской континентальной плитой в позднем рифее в результате деформационных подвижек. Чем больше тектоно-пластин, тем флюидный состав, связанный с ними, становится все более «пестрым» за счет разбиения идеального конвективного «столба» жидкости на два, три и более «стратиформных метадиапиров» с различной конвективной температурой и соответствующим давлением и набором твердых фаз полезных компонентов (таблица 2).

Таблица 1

Относительный геологический возраст	Значения тренда понижения Но конвективных потоков			Региональные пластины ЦЕСКСП
	Г	П	Х	
R^3_3			-	Верхнекиргитейская (ВК)
R^2_3		+	-	Среднекиргитейская (СК)
R^1_3	+			Нижнекиргитейская (НК)

Примечание: Конвективные потоки и тектоно-пластины (Г-Х): (+) – горячие, (+-) – промежуточные, (-) – холодные. «Х – тренд» отмечается в верхних холодных тектоно-пластинах с низкими градиентами давлений и температур [1].

Метадиопировые тела («стратометадиопиры») различных по условиям залегания конвективных полей охлаждения ЦЕСКСР выступают в качестве источников минерализованных флюидов, несущих различные полезные компоненты.

Таблица 2

Тектоно-пластины (ТП)	Связь Но тектоно-пластин с полями давлений	Метадиопиры ЦЕСКСР и их минерация
ВК	- 1,21	Лендахский (Sn, W, Au, Si) ТМ=1625
СК	+ - 1,18	Левский (Cu, Mo, Au) ТМ=1185
НК	+ 1,15	Гремехинский (U, V) ТМ=340
ТС	++ 1,10	Чернореченская коэсит, алмазы ТМ=210

Примечание: **Но** – тренд понижения температуры конвективных потоков в зависимости от давления на тектоно-пластины (изменения температуры происходит согласно закона охлаждения Ньютона). Образуется стратиформная система конвективных потоков по Р и Т, влияющая на изменение минеральных ассоциаций в результате компрессии-декомпрессии тепла. **ТМ** – температура минеральных превращений [2], **ТС** – точка столкновения континентальных плит.

Изложенные выше материалы позволяют сформулировать для дальнейшего обсуждения и количественной оценки следующие основные выводы:

1. Движение тектонических плит представляется как столкновение пуансон – деформируемых тел.
2. Такая форма движения обуславливает высокую степень адаптации тектоно-пластин к геодинамическим параметрам локальных конвективных потоков с дифференциацией стратиформного флюидажа по температуре, давлению и составу.
3. При увеличении тектоно-пластин по площади эффект увеличения-снижения температуры, минеральных превращений, приводит к более широкому («пестрому») набору твердых фаз (пластовых безкорневых интрузий и стратометадиопиров).

Таким образом, температурные неоднородности, тепловые потоки, конвекция, внутреннее трение и т.п. в сегментах столкновения континентальных плит тесно связаны с интенсивными пуансон – деформационными процессами. Особенно важное значение имеют «точечные» эффекты столкновения континентальных плит, в которых формируются

ассоциации «коэзит-алмаз» (Чернореченская точка КСП западного склона Енисейского кряжа [3]).

Все эти усложнения обусловлены нарушением равновесия поля тяготения Земли с повышением (понижением) градиента давления и температуры. В таких ГДО «столб» конвективной жидкости разбивается на два, три и более «стратометадиапира».

Вдали от «точки» столкновения континентальных плит (критической точки) «метаслои» разделены в микроскопическом масштабе резкими границами, на которых происходит четкий (через листрические разломы) разрыв концентраций рудных и нерудных компонентов.

Разобраться в сложной геологической ситуации, «размотать клубок» из различных формаций, восстановить первичное расположение СВК поможет применение закона охлаждения Ньютона применительно к пуансон – деформируемым геосистемам Земли.

Простота, аргументированность и качество геологической интерпретации тепловых конвективных полей позднего рифея Енисейского кряжа позволили с большей детальностью оконтурить площади с рудными залежами различного состава и обосновать выделение новой Чернореченской алмазоносной провинции.

Литература

1. *Стреляев В.И.* Стресс- метаморфические предпосылки рудообразования в условиях ориентированного давления / Структура линейментных зон стресс- метаморфизма.- Новосибирск: Наука, 1990. –С. 203-213.
2. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / Под редакцией *Н.В. Мельникова*. –М.: Недра, 1975. -280 с.
3. *Стреляев В.И.* Об алмазоносности Енисейского кряжа // Геодинамика Южной Сибири. Тез. докладов. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. –С. 97-98.

КОМБИНИРОВАННАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ АКТИВНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ И АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЭЙВЛЕТ-ПАРАМЕТРИЗАЦИИ

С.А. Тихоцкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Разработка количественных методов комплексной интерпретации геофизических данных – одно из наиболее важных и эффективных направлений развития теории интерпретации, направленное на сужение области эквивалентности и повышение устойчивости при построении интерпретационных моделей трёхмерно-неоднородных геологических сред. В настоящем докладе представлен новый алгоритм, осуществляющий

одновременную инверсию данных сейсмической томографии на головных и отражённых волнах и данных об аномалиях силы тяжести.

Данный алгоритм обладает рядом преимуществ, сравнительно с предшествующими разработками. Прежде всего, до настоящего времени задача комбинированной инверсии сейсмических и гравиметрических данных решалась только применительно к данным телесеismicкой томографии – с использованием волн от удалённых землетрясений [Zeyen and Achauer, 1997; Jordan, 2003], которые проходят через исследуемый объём среды “снизу вверх” под незначительно варьирующимися углами. Разрешающая способность телесеismicкой томографии существенно ниже, чем активной томографии на головных и отражённых волнах. Во-вторых, границы раздела в земной коре, по сути, исключались из непосредственного рассмотрения и заменялись градиентными слоями. Такой подход характерен не только для немногочисленных алгоритмов комбинированной инверсии, но и для многих чисто сейсмических алгоритмов инверсии [Hole, 1992; Zelt and Barton, 1998 и др.], за исключением двумерных [Zelt and Smith, 1992 и др.], где задача параметризации границы раздела существенно проще, чем в трёхмерном случае. Исключение из модели границ разрыва скорости и плотности, во-первых, делает модель не вполне адекватной геологической реальности, а во-вторых – делает невозможным непосредственное моделирование отражённых волн.

Весьма общей и вполне адекватной, в большинстве реальных ситуаций, моделью строения среды является совокупность слоёв (возможно – выклинивающихся), в пределах каждого из которых искомые параметры – скорость и плотность – изменяются гладко, тогда как границы между слоями являются поверхностями разрыва, порождающими головные и отражённые волны. В данной работе представлен алгоритм, решающий поставленную задачу для базового элемента такой модели: слоя, ограниченного двумя не горизонтальными поверхностями, верхняя из которых считается известной, а положение нижней должно быть найдено одновременно с объёмным распределением скорости и плотности внутри слоя и распределением скорости и плотности в нижнем слое вдоль границы раздела слоёв. Решение общей задачи для многослойной модели сводится к последовательному построению моделей для составляющих её слоёв, начиная с верхнего, и последовательному редуцированию времён пробега головных и отражённых волн за строение вышележащих слоёв.

Традиционно связь между аномальными значениями скорости и плотности считается линейной [Zeyen and Achauer, 1997 и др.]. Известно, однако, что линейный характер зависимости выдерживается только для пород сходных по генезису и условиям залегания. В общем случае, при моделировании региональных геоструктур приходится использовать набор таких зависимостей, различных для разных участков исследуемой площади и разного диапазона

глубин [Красовский и др., 1984, Tiberu et. al, 2003], что, практически сводит на нет все преимущества линейной связи и требует априорного разбиения объёма на макроблоки, либо – нелинейной оптимизации для поиска такого оптимального разбиения. В данной работе, взамен линейной связи, используется принцип структурного подобия распределений аномальных скорости и плотности, качественно выражаемый условием, что аномалиям плотности должны отвечать аномалии скорости, соотношение же амплитуд этих аномалий может быть произвольным. Математически это условие выражается требованием коллинеарности векторов градиентов полей скорости и плотности, т.е. может быть записано в виде: $\text{grad } \rho \parallel \text{grad } V = 0$.

Ведущее значение для устойчивого решения обратной задачи имеет правильная параметризация объёма среды, адаптированная к особенностям её строения и имеющихся данных и обеспечивающая близкую чувствительность данных ко всем параметрам модели и наименьшую взаимную корреляцию этих параметров. Это особенно важно при инверсии данных активной сейсмической томографии, поскольку в большинстве реальных экспериментов освещение объёма среды сейсмическими лучами сильно неравномерно. С другой стороны, данные об аномалиях силы тяжести требуют включения в модель всего объёма изучаемой среды, это также необходимо для корректного моделирования распространения сейсмических волн. В данном алгоритме применяется автоматическая адаптивная параметризация изучаемого объёма, основанная на использовании вэйвлет-разложения плотности, скорости сейсмических волн и глубин границы слоя.

Литература

1. Красовский С.С., Куприенко П.Я., Ильченко Т.В. Гравитационное моделирование различных геологических структур с использованием корреляционных зависимостей типа $\rho = a + b\psi_p$. Методика комплексного изучения тектоносферы. - М.: Радио и Связь, 1984. - С. 60-69.
2. Hole J.A. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. // J.Geophys. Res., v. 97 – 1992. pp. 6553-6562.
3. Jordan M. II-3D A new approach to high resolution regional seismic tomography: Theory and applications. // Ph.D. thesis, Georg-August-Universitat zu Gottingen. – 2003. 115 p.
4. Zelt C.A., Barton P.J. 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. // J.Geophys. Res., v. 103, 1998. No B4. p. 7187.
5. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. // Geophys. J. Int., v. 108 – 1992. pp. 16-34.
6. Zeyen H., Achauer U. Joint inversion of teleseismic delay times and gravity anomaly data for regional structures. // In: K. Fuchs (ed.), Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. Kluwer Acad. Publ. - 1997. pp. 155-168.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН ВОЗМУЩАЮЩИХ ОБЪЕКТОВ ПО ОЦЕНКАМ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ АНОМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

С.А. Тихоцкий, В.В. Алфёрова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В последние годы, в связи с широким проведением аэромагнитных работ, возрос интерес к автоматизированным технологиям интерпретации данных магниторазведки. От таких технологий требуется достаточное быстродействие и возможность обрабатывать чрезвычайно большие объёмы данных, в автоматическом или полуавтоматическом режиме. Разработанный в ГНПП “Аэрогеофизика” пакет программ “Сигма” [Бабаянц и др., 2001] фактически сделал возможным обработку аэромагнитных данных по некоему “стандартному графу”, что заметно повышает производительность работ.

Важнейшим компонентом этого графа является задача определения глубин магнитоактивной поверхности – верхней кромки залегания аномалообразующих объектов, в платформенных условиях часто отождествляемых с кровлей кристаллического фундамента. В технологии “ROMGAS”, входящей в состав комплекса “Сигма”, эта задача решается на основе определения угла наклона логарифма энергетического спектра аномального поля. Этот принцип известен достаточно давно, со времени фундаментальной работы В.К.Иванова (1956), и затем развивался в работах В.Н.Страхова (1965), Спектора и Гранта (1970), С.А.Серкерова (1986), В.Н.Луговенко (1974) и других. Многие авторы, в частности В.Н.Страхов, констатировали малую практическую значимость метода из-за его неустойчивости.

Практически, алгоритм ROMGAS использует для аппроксимации не асимптотику спектра при $|\omega| \rightarrow 1$, как того требует теорема Иванова, а некую среднечастотную часть кривой. Такая технология, очевидно, выработана на основании большого опыта применения метода и действительно во многих случаях даёт ожидаемый результат. В качестве теоретического обоснования приводится утверждение, что “самая высокочастотная часть спектра связана с помехами и не содержит геологической информации”, а, выбирая среднечастотную часть, алгоритм “настраивается на верхнюю кромку” [Трусов, 2003]. Такое объяснение, хотя и выглядит разумным, не может строго объяснить, почему среднечастотная часть спектра должна вести себя подобно экспоненциальной функции, так как теорема Иванова определяет лишь асимптотическое поведение, а на средних частотах вид спектра может быть

произвольным и, очевидно, зависит от конкретного распределения намагниченности ниже поверхности.

Не подвергая сомнению практическое значение рассматриваемой технологии, необходимо отметить, что, как и любая другая, данная технология имеет определённые ограничения области применения, знание которых необходимо для её корректного использования. Однако пробелы в теоретическом обосновании алгоритма затрудняют определение таких ограничений. Данная работа посвящена теоретическому анализу метода определения глубин магнитоактивной поверхности по спектру аномального поля и проверке полученных выводов путём численных экспериментов на синтетических моделях.

В практике применения рассматриваемой технологии всегда имеют дело не с полем одиночных локализованных объектов, а с интегральным полем, отражающим влияние некоторого неоднородного распределения намагниченности в слое, ограниченном сверху искомой поверхностью, причём вектор-функция намагниченности, как правило, претерпевает значительные вариации в пределах участка исследований, для которого определяется глубина поверхности (скользящего окна). В этом случае корректным является рассмотрение намагниченности \vec{J} как случайной вектор-функции и применение математического аппарата случайных аномальных потенциальных полей, развитого в работах И.Г. Золотова [Золотов, 1985; Гордин, Золотов, 1989].

Будем считать распределение намагниченности \vec{J} в горизонтальном слое мощностью d , с глубиной залегания верхней кромки h , стационарным и изотропным случайным полем. Для анализа рассмотрим простейший случай, когда намагниченность имеет только вертикальную компоненту. Двумерный энергетический спектр вертикальной компоненты аномального магнитного поля такого слоя даётся выражением:

$$S_z(\vec{\omega}) = \omega F_{33}(\vec{\omega}) \exp(-2h\vec{\omega}) (1 - \exp(-d\vec{\omega})), \quad (1)$$

где $F_{33}(\vec{\omega})$ - двумерный энергетический спектр поля намагниченности в горизонтальной плоскости.

Из формулы (1) следует, что энергетический спектр аномального магнитного поля может быть выражен простой экспоненциальной зависимостью от частоты только в том случае, если мощность слоя $d \gg h$, что можно считать справедливым в большинстве случаев, и, главное, если энергетический спектр намагниченности $F_{33}(\omega) = \omega^{-1}$, что, в общем случае неверно.

Обычно выдвигаемым простейшим предположением является гипотеза независимости величин намагниченности в различных точках (некоррелированная модель), тогда $F_{33}(\omega) = const$ и $S_z(\omega) \cong \omega \exp(-2h\omega)$. Однако это предположение является чрезмерным упрощением: ясно, что вид энергетического спектра аномального поля определяется спектром намагниченности и может быть весьма далек от простейшей экспоненты.

В общем случае можно лишь утверждать, что спектр намагниченности убывает с частотой, что следует из физических соображений. Тогда, для того,

чтобы по изменению формы спектра аномального поля можно было судить об изменении глубины магнитоактивного слоя необходимо, чтобы вид функции $F_{33}(\omega)$ был неизменным на всей площади исследований, т.е. требуется стационарность поля намагниченности. В исходную теоретическую модель стационарность заложена *a priori*, также как и бесконечность плоского намагниченного слоя.

На практике слой не является ни плоским, ни бесконечным, при этом подразумевается, что глубина его верхней кромки меняется достаточно медленно по сравнению с характерным масштабом исследования, а в пределах каждого участка (скользящего окна) определяется некая усреднённая глубина. Эти дополнительные предположения вполне очевидны и, в принципе, допускают экспериментальную проверку другими геофизическими методами. Однако предположение о стационарности поля намагниченности на всей площади исследований не может быть проверено экспериментально, а потому входит в число априорных модельных представлений о строении геологической среды, при которых изменение глубин верхней кромки магнитоактивного слоя может быть сделано по энергетическому спектру аномального магнитного поля.

В работе также рассмотрены: частный случай намагниченности постоянной по вертикали и общий случай зависимости намагниченности от глубины, описываемой Марковским процессом. Все сделанные выводы легко обобщаются на случай поля ΔT .

Существенная проблема анализируемого алгоритма, как и любой другой технологии, использующей спектральный анализ, связана с тем, что определение параметров модели делается на основе аппроксимации *спектральной оценки*, вычисляемой по дискретному набору измерений на ограниченной площади наблюдений, тогда как все теоретические результаты получены для *спектра*, понимаемого как функциональное преобразование аномального поля, заданного на континууме точек горизонтальной плоскости. Аппроксимационный подход к вычислению спектральных оценок [Трусов, 2003] помогает избежать значительных ошибок, когда наблюдения проводятся по неоднородной сети и в разновысотных пунктах, но не меняет определения вычисляемой величины как спектральной оценки. Можно показать, что на однородной сети пунктов наблюдений аппроксимационный подход алгебраически эквивалентен дискретному преобразованию Фурье. Поэтому в общем случае можно считать, что спектральная оценка вычисляется в виде взвешенной суммы измеренных значений поля.

Как показано в работе [Хеннан, 1974] такая оценка является смещённой. Анализ возникающих искажений был сделан, применительно к данным гравиразведки, в работе [Тихоцкий и др., 1998], где показано, что наиболее существенно смещение в области околонулевых частот и высокочастотной асимптотики. Фактически, асимптотика искажается настолько сильно, что непосредственное применение теоремы Иванова на практике вообще невозможно. Именно этот факт, а не (во всяком случае – не только)

“высокочастотный шум” приводит к необходимости аппроксимации спектральной оценки в области средних частот.

С другой стороны, величина смещения спектральной оценки, для известного спектра, может быть вычислена, что даёт возможность сопоставлять оценку с адекватно смещённым теоретическим аналогом и построить, таким образом, алгоритм, использующий для аппроксимации все частоты, включая высокочастотную асимптотику.

Нами разработаны алгоритмы, осуществляющие решение анализируемой задачи как в традиционной постановке – с аппроксимацией средней части спектра (алгоритм 1), так и с использованием теоретической оценки смещения (алгоритм 2). Используются различные виды моделей пласта и соответствующих спектров аномального поля. Выполнен анализ работы алгоритмов на синтетических примерах. Алгоритмы также опробованы на экспериментальных данных: определялись глубины магнитоактивной поверхности в пределах северной части Восточно-Европейской платформы и для участка Предуральяского краевого прогиба.

Проведённый анализ и результаты экспериментов позволили сделать следующие основные выводы:

1. В общем случае вид энергетического спектра аномального магнитного поля зависит от вида спектра намагниченности и может быть весьма далек от простой экспоненты. Для того чтобы по изменению формы спектра аномального поля можно было судить об изменении глубины магнитоактивного слоя необходимо, чтобы вид энергетического спектра намагниченности был неизменным на всей площади исследований, т.е. требуется стационарность поля намагниченности. Это предположение входит в число априорных модельных представлений о строении геологической среды, при которых изменение глубин верхней кромки магнитоактивного слоя может быть сделано по энергетическому спектру аномального магнитного поля.

2. В “идеальных” условиях, то есть, при высокой детальности сетки данных, плоской поверхности магнитоактивного слоя, отсутствии помех, разработанный алгоритм позволяет получать оценки глубин, близкие к действительным значениям и главное, хорошо коррелированные с действительными значениями. При этом устойчиво работают оба варианта алгоритма.

3. В отношении требований алгоритма 1 к исходным данным в целом подтверждены выводы, делаемые авторами технологии ROMGAS [Бабаянц и др., 2003]. Так необходимо, чтобы размер окна минимум в 10 раз превышал глубину магнитоактивной поверхности. Число точек на сторону окна должно быть не менее 32. Устойчивая работа достигается, только если шаг задания данных не менее чем в 3 раза меньше глубины магнитоактивной поверхности. Для предложенного в данной работе алгоритма 2 эти ограничения более слабые, в частности удастся получать “осмысленные” результаты, если шаг задания данных сопоставим с глубиной залегания. В любом случае, очевидно, размер окна должен быть меньше того характерного расстояния, на котором

глубина залегания существенно меняется (должна выполняться гипотеза плоского слоя). Последнее требование может входить в противоречие с первым, что накладывает очевидные ограничения на применение данного метода.

4. При работе с экспериментальными данными оказалось, что алгоритм 2 позволяет получить много лучшие результаты в “экстремальных” условиях работы. Это должно быть связано с особенностями экспериментального материала, которые не учитывались при построении синтетических моделей. В частности: наличием помех, предварительным усреднением данных, а также тем, что распределение намагниченности в реальной геологической среде является более или менее гладким, то есть не удовлетворяет гипотезе некоррелированности значений в соседних точках, которая использовалась при построении синтетических моделей. Таким образом, в общем случае второй вариант алгоритма следует считать более предпочтительным. При наличии высококачественных данных аэромагниторазведки результаты обоих вариантов могут быть сравнимы (при правильном подборе параметров), что, однако, требует проверки на первичном полевом материале.

5. В любом случае, как неоднократно подчёркивали авторы технологии ROMGAS [Бабаянц и др., 2003; Трусов, 2003], для геологической интерпретации получаемых результатов необходимо располагать априорной информацией о глубинах магнитоактивной поверхности в некоторых точках, чтобы иметь возможность определять параметры регрессии.

Литература

Бабаянц П. С., Блох Ю. И., Трусов А. А. Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ “Структурная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий” (СИГМА/SIGMA) №2001610014. РОСПАТЕНТ, 2001.

Бабаянц П. С., Блох Ю. И., Трусов А. А. Методология интерпретации потенциальных полей при изучении кристаллического основания платформ // Материалы 30-й сессии Международного семинара им. Д. Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». М.: ОИФЗ РАН. 2003. Часть 1. с. 16-17.

Гордин В. М., Золотов И. Г. Моделирование магнитоактивного слоя океанической литосферы (Теоретические и методические аспекты). – М., ИФЗ АН СССР, 1989 - 182с.

Золотов И. Г. Стохастические свойства магнитного и гравитационного полей горизонтального слоя пуассоновских случайных источников. 2. Корреляционная теория // Геомагнетизм и аэрономия. 1983. Т. 26. С. 307-312.

Иванов В. К. О распределении особенностей потенциала. // Успехи математических наук, вып. 5 (71), 1956.

Луговенко В. Н. Статистический анализ аномального магнитного поля. – М., Наука, 1974.

Серкерев С. А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке. – М., Недра, 1986.

Страхов В. Н. Об определении расположения особенностей потенциальных функций. // Прикладная геофизика, вып. 44, - М.: Недра, 1965. – с.132-161.

Тихоцкий С.А., Курихина О.А., Гордин В.М. Гравиактивные оболочки Земли: спектрально-статистическая проверка гипотез о типах источников // В сб. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей, Воронеж: ВГУ - 1998. с. 155-170.

Трусов А. А. Автоматизированная интерпретация потенциальных полей при изучении платформенных областей. Автореферат дисс. к. т. н. М, МГГРУ, 2003. 21с.

Хеннан Е. Многомерные временные ряды. – М. 1974. 576 с.

Spector, A. and Grant, F. S. Statistical models for interpreting aero magnetic data. // Geophysics, 1970, 35, 293302.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ ПОРОД В ГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ

А.К.Троянов, Ю.Г.Астраханцев, Н.И. Начапкин

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В объеме геосреды геодинамические процессы создают акустический шум (эмиссию), несущий информацию о структуре и свойствах изучаемого объекта. Изучение вариаций сейсмоакустической эмиссии (САЭ) привело к открытию явления модуляции САЭ длиннопериодными деформационными процессами (Рыкунов и др., 1984). При этом появилась возможность по известным периодичностям деформационных процессов выделять в вариациях САЭ аналогичные периоды и таким образом объяснять их природу. Кроме того, изучение акустического отклика геосреды на воздействие деформационных процессов позволяет на качественном уровне оценить физико-механические свойства среды. Особенности временных вариаций САЭ с периодичностью, например, земных приливов можно использовать для диагностики динамических процессов в различных геологических условиях. Экспериментальными исследованиями в скважинах было установлено, что в вариациях амплитудного уровня САЭ уверенно выделяются суточные и полусуточные периоды. Характер связи временных вариаций САЭ с земными приливами оценивался следующим образом.

Предположим, существует тесная связь между изменениями в приливных деформационных процессах и соответствующей акустической реакцией геосреды. Введем коэффициент Q , характеризующий отношение амплитуд суточной периодичности к полусуточной в каждом спектре временного интервала L длительностью 128 часов для каждого из рассматриваемых процессов. Тогда изменение коэффициентов Q во времени должны происходить одинаково с соблюдением некоторой пропорции.

Результаты наблюдений временных вариаций САЭ в течении 640 часов, полученные на Среднем Урале (пункт наблюдений располагался в 70 км к востоку от Екатеринбурга) указывают на наличие связи между временными вариациями САЭ и приращений силы тяжести. Некоторая

непропорциональность акустического отклика геосреды на отдельных временных интервалах зависит от факторов, осложняющих эту связь. К этим факторам можно отнести особенности геологического строения, свойств среды, влияние тектонических сил.

Следует заметить, что при изучении связи между исследуемыми процессами в вариациях приращения силы тяжести под терминами “суточная” и “полусуточная” периодичность подразумеваются группы волн солнечного и лунного прилива без рассмотрения какой-либо их них отдельно взятой волны.

В пределах глубинного Серовско-Маукского разлома (Средний Урал) на интенсивно метаморфизованном комплексе пород, из полученных данных в скважине на глубине 20 м не наблюдаются подобия графиков динамики суточных и полусуточных волн.

Такой же характер временных вариаций САЭ отмечен в скважине на глубине 700 м, расположенной в пределах активного тектонического разлома на Ломоносовском железорудном месторождении в Северном Казахстане.

Исследования в скважинах показали, что на разных глубинах наблюдается неодинаковое изменение амплитудного уровня САЭ во времени. В интервалах, где отмечаются аномалии САЭ, вариации ее амплитуд превышают 100%, изменения минимального фонового уровня составляет 10-20%. Максимальный уровень САЭ, как показали измерения в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 на глубинах 4452-4675 м, может соответствовать разным фазам прилива: сжатию, растяжению земной коры или скоростям этих процессов.

Исследования в скважинах САЭ показали ее возможности при расчленении геологического разреза. Было установлено три типа разрезов: с убывающей, возрастающей и сохраняющейся почти постоянной по глубине амплитудой акустических сигналов.

Обнаруженные аномалии САЭ на больших глубинах (свыше 5 км) свидетельствуют о динамике геологической среды в условиях высоких литостатических давлений. Аномалии САЭ можно рассматривать как индикаторы современных динамических процессов, противостоящих консолидации верхней части земной коры. Различие в амплитудном уровне САЭ по стволу скважины служит диагностическим признаком, позволяющим дифференцировать геологический разрез по новому геофизическому параметру – динамической активности среды. Это позволяет классифицировать геологические разрезы на динамически пассивные и активные.

Максимальные амплитуды САЭ, как правило, пространственно совпадают с зонами разломов, дробления и трещиноватости пород по разрезам скважин. Наличие таких аномалий САЭ является отражением динамической расслоенности тектонически нарушенной геологической среды.

Динамически пассивные геологические разрезы могут быть представлены одним типом пород или же переслаиванием пород различного состава. Для

таких разрезов характерен низкий амплитудный уровень САЭ и, соответственно, слабая динамическая расслоенность.

Динамическая расслоенность нарушенных массивов пород не всегда совпадает с их тектонической расслоенностью. Следует заметить, что зоны обрушения стенок скважины не везде совпадают по глубине с интервалами низкого выхода керна и трещиноватости пород. Это свидетельствует о том, что процессы микроразрушений связаны не только со степенью трещиноватости и физико-механическими свойствами пород, но и с действующими в объеме среды напряжениями.

Таким образом, динамическая расслоенность геологического разреза в разной мере обусловлена влиянием следующих факторов.

1. Наличием зон тектонически нарушенных (трещиноватых) пород;
2. Чередованием различных по составу и физико-механическим свойствам пород;
3. Внедрением даек с образованием контактов пород, отличающихся по коэффициенту Пуассона.

Изменение величины средних арифметических расхождений между минимальными и максимальными геоакустическими сигналами в точке измерений также характеризует расслоенность геологической среды, но по динамическим процессам в ближней зоне.

Динамическая расслоенность геологического разреза может наблюдаться и в том случае, когда нет явных признаков тектонической нарушенности пород, то есть, в интервалах аномалий ГАШ выход керна составляет 100% и не наблюдается больших каверн. Учитывая эти факторы, а также длительную устойчивость стенок скважины, можно утверждать, что динамическая расслоенность геологической среды связана с распределением источников САЭ в околоскважинном пространстве в границах, выделенных аномалиями толщ пород.

Выявленная по скважинным наблюдениям САЭ динамическая расслоенность геологической среды дает новые представления о современной динамике верхней части земной коры.

Исследования САЭ в Уральской сверхглубокой скважине были начаты в 1986 и продолжаются по настоящее время. Регистрация сигналов диапазоне частот 40 – 5000 Гц осуществляется датчиками-акселерометрами с коэффициентами преобразования от 10 до 19 мкВхс²/мм. Уровень САЭ характеризуется величиной регистрируемого ускорения в мм/с². Если пересчитать величину регистрируемого ускорения на частоте, например, до 40 Гц в смещение, то получим 10⁻⁸ - 10⁻⁹ м, что соизмеримо с деформациями при земных приливах и собственных колебаниях Земли.

При организации режимных измерений вариаций САЭ определенную трудность представляет выбор точки (глубины) установки скважинного прибора. Это связано с тем, что акустический отклик пород на воздействие различных деформационных процессов зависит от многих факторов, в том

числе от физико-механических свойств и степени нарушенности исследуемой среды. Применение челночного каротажа позволяет получить информацию о характере САЭ и их изменении со временем для разных слоев пород, разнесенных по глубине.

Впервые челночный каротаж в Уральской СГ – 4 был применен в 1990 г. для оценки геодинамического состояния пород и особенностей изменения их динамической активности во времени на глубинах 3100 – 3700 м. (Троянов и др., 1992). Измерения проводились с шагом 100 м при учете местного времени с 22 июня по 6 июля. Было отмечено, что наличие трещиноватости еще не характеризует среду как динамически активную. Действительно, когда практическая прочность трещиноватых пород превышает по величине действующие в среде напряжения, то условия для развития процесса дальнейшего трещинообразования и динамической перестройки среды нет. Когда существующие в среде напряжения близки по величине к прочности исследуемых пород, наблюдается увеличение интегрального уровня САЭ при слабой дифференциации. Значительное возрастание напряжений ведет к увеличению амплитудного уровня САЭ и выделению нарушенных зон по возникающим локальным аномалиям акустических сигналов. В этом случае создаются условия для дополнительных микроразрушений ослабленной (нарушенной) зоны и регистрация ее как динамически активной.

В 1994 г. челночный каротаж в СГ – 4 проводился 3 раза в сутки с 10 по 21 июня на временных интервалах 0 - 1, 8 – 9, 16 – 17 часов. В течении часа измерения выполнялись в 20 точках с глубины 4452 м до 4675 м. Всего было сделано 33 каротажа. В оставшееся время суток на глубине 4655 м велись различные наблюдения САЭ с автоматическим опросом датчиков каждый час в течении 5 минут.

По результатам измерений было выявлено четыре особенности изменения высокочастотных (более 500 Гц) САЭ во времени, зарегистрированных с 16 до 17 часов местного времени в следующие дни: 10, 12, 14, 16, 18, 20 и 21 июня).

1. Амплитудные вариации САЭ на глубине 4655 м в интервале переслаивания лавокластитов и туфопесчаников наблюдались в течение всего времени исследований с 10 по 21 июня.

2. В плотных породах на глубине 4452 м амплитудный уровень САЭ не претерпевает каких-либо заметных изменений за время исследований в скважине.

3. Зафиксировано резкое увеличение амплитуд САЭ с 16 июня в кровле андезито-базальтов (глубины 4660; 4665; и 4675 м) после 5 суток относительно слабых изменений регистрируемых сигналов.

4. Отмечена непрогнозируемая во времени акустическая активность в зонах, где поперечное сечение ствола скважины имеет форму эллипса с размерами 40 × 85 см (4530) и 60 × 80 (4542). Аномалии САЭ зарегистрированные 16 июня связаны с деформационными процессами в ближней зоне. Ранее и после этого времени подобных аномалий не наблюдалось.

Такие изменения интенсивности САЭ во времени, с одной стороны, указывают на различие пород по физико-механическим свойствам, с другой стороны они отражают мозаику происходящих в объеме геосреды деформационных процессов, а также особенности перераспределения напряжения при общей для всей толщи переменной нагрузке, например, за счет влияния лунно-солнечных приливов.

В 1997 г. челночный каротаж проводился 2 раза в сутки с 17 июля по 18 августа и охватывал интервал глубин 4650 – 4900 м. Было сделано 60 челночных каротажей каждый длительностью один час. В остальное время суток на глубине 4845 м проводились режимные измерения с опросом датчиков через 15 минут. После обработки данных было выявлено хаотическое исчезновение ранее обнаруженных локальных аномалий и возникновении новых при каждом последующем цикле челночных измерений САЭ.

Данный факт свидетельствует о том, что в земной коре наряду с деформационными процессами известной периодичности и природы существуют и другие, характер проявления которых отражается в картине распределения локальных аномалий САЭ.

Изучение временных вариаций амплитудного уровня сейсмоакустических сигналов в Кольской СГ-3 проводились на глубине 6200 м в течение 33 часов в 2001 г. и на глубине 6160 м в течение 35 часов в 2003 г. с автоматическим опросом трех датчиков через 15 минут. Выявленные изменения уровня сейсмоакустических сигналов, во-первых, свидетельствуют о динамике свойств геосреды на больших глубинах, во-вторых, показывают на разные масштабы происходящих процессов, что определяется различием их амплитудного уровня и, в-третьих, дают основания для изучения источника преобладающих (2001 г) или близких к горизонтальным (2003 г) субвертикальных движений.

Результаты исследований САЭ в Кольской СГ-3 (2003 г.) сводятся к следующему:

1. В интервале глубин 300 -6840 м геологическая среда является динамически активной.
2. Отмечается устойчивость во времени пространственного (по глубине) положения отдельных аномалий САЭ.
3. Обнаружена вертикальная миграция зон напряженного состояния геосреды по характеру появления или исчезновения ранее зафиксированных аномалий.
4. Увеличение амплитудного уровня САЭ в интервале 5000- 6840 м свидетельствует об интенсивных субвертикальных микроколебаниях геосреды ниже отметки 6840 м.
5. В интервале глубин 3500- 4200 м обнаружены процессы газовыделения из толщи пород. Интервал газовыделения не меняет во времени своего положения по глубине. Изменяется только амплитудный уровень

высокочастотной САЭ, указывающей на динамику среды и соответствующие изменения интенсивности процессов газовыделения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 05 – 05 - 65177 .

Список литературы

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли. // Открытия в СССР в 1983г. М. ВНИИЦПИ, 1984, с. 14-18.

Троянов А.К., Фадеев В.А., Михайлов Ю.А. Исследование геоакустических шумов в Уральской сверхглубокой скважине СГ – 4. Сб. науч. трудов Уральская сверхглубокая скважина СГ – 4, Ярославль, 1992, с. 82 – 91.

АКУСТИЧЕСКИЕ ШУМЫ В СКВАЖИНАХ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УГЛЕВОДОРОДОВ

А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, Н.И. Начапкин

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

В Институте геофизики Уральского отделения Российской академии наук на основе изучения пространственного и временного распределения амплитудно-частотных характеристик сейсмоакустической эмиссии (САЭ) диапазона частот 20-5000 Гц разработан геофизический метод исследования скважин - трехкомпонентный геоакустический каротаж.

В отличие от известного в отечественной и мировой практике метода скважинной шумометрии при измерении САЭ в скважинах используется трехкомпонентная система ортогонально расположенных датчиков-акселерометров, жестко скрепленных с корпусом скважинного прибора. Эта система датчиков регистрирует микровибрации среды в вертикальном и горизонтальном направлениях. Кроме того, по соотношению сигналов с трех датчиков в разных полосах частот можно получать информацию, выраженную в более чем 20 расчетных параметрах САЭ.

Термин «САЭ» обычно используют при исследовании процессов трещинообразования образцов (массива) пород. Акустические сигналы, вызванные процессами флюидогазодинамики, как правило, называют акустическими шумами.

Шумы в диапазоне взаимноперекрываемых частот называют сейсмоакустическими. Строгой терминологии в классификации шумов Земли по частотному составу не придерживаются, поэтому многие авторы пользуются как равнозначными, например, такими терминами: высокочастотные

сейсмические шумы и высокочастотные микросейсмы, сейсмическая и сейсмоакустическая эмиссия или излучение, сейсмоакустические и геоакустические шумы.

Наиболее приемлемым термином является «геоакустические шумы» (ГАШ), так как он перекрывает большой диапазон частот. Высокочастотная часть этого диапазона при микронарушениях геосреды может быть обусловлена процессами САЭ.

Акустический шум в скважине и околоскважинном пространстве зависит от геолого-технических, гидрогеологических и геолого-тектонических процессов. Появление высокочастотного акустического сигнала в толще осадочных пород, как правило связано с процессами флюидогазодинамики. Из опубликованных данных известно, что при движении потока жидкости через перфорационные отверстия и нарушения в трубах, а также по разрушенному цементному кольцу, кавернозным и трещиноватым средам спектр шума излучается в диапазоне частот 1-2 кГц, а при фильтрации потоков в пористых коллекторах спектр имеет высокочастотные составляющие в диапазоне 2-8 кГц. Исследования зависимости интенсивности акустического шума от величины расхода жидкости через заколонное пространство или дефект в колонне показало, что спектр шумового сигнала от дефекта негерметичности обсадной колонны имеет резко выраженные максимумы, при этом высокочастотная составляющая акустических сигналов увеличивается с возрастанием расхода жидкости.

Поток воды через заколонное пространство и негерметичности обсадной колонны генерирует в окружающую околоскважинную среду акустические шумы различной интенсивности и частотного состава. При этом спектр шумового сигнала зависит не только от типа дефекта, но определяется также направлением потока через него и интенсивностью расхода.

Спектры акустических шумов производимых водой и воздухом, продавливаемыми при различных градиентах давлений в лабораторных условиях через специальные моделирующее устройство, по опубликованным данным с увеличением градиента давления расширяются, а максимумы перемещаются в направлении возрастания частот. В диапазоне 1 кГц спектр указывает на существование потоков с турбулентной характеристикой, поэтому двухфазный поток в этом случае не отличим от однофазного.

Флюиды и газы, насыщающие пласт-коллектор, могут генерировать акустические колебания, когда возникает дегазация флюидов и фильтрационный поток становится неустойчивым, с пульсациями скорости и давления, что соответствует переходу числа Рейнольдса через критическое значение. Число Рейнольдса не имеет универсального значения и может находиться в пределах значений от нескольких десятков до тысяч в зависимости от условий фильтрации и свойств флюида или газа. При числах Рейнольдса, превышающих критические значения, движение быстро приобретает сложный и запутанный характер со все меньшими масштабами

турбулентности, возмущения взаимодействуют друг с другом, приводя как к упрощению, так и усложнению движения. Сейчас нет исчерпывающей теории возникновения турбулентности в различных типах течений. Допускаемые уравнениями движения моды возмущений обладают разными масштабами, то есть расстояниями, на которых заметно меняется скорость пульсаций. Чем меньше масштаб движений, тем больше градиенты скорости и тем сильнее они тормозятся вязкостью.

Остановимся на некоторых параметрах турбулентности, которая может встречаться на практике при затрубных перетоках, негерметичности обсадной колонны, в перфорированных интервалах, в пластах с интенсивным газовыделением. По мере возрастания числа Рейнольдса сначала появляются крупномасштабные пульсации, затем их масштаб уменьшается. Крупномасштабные обладают наибольшими амплитудами. Их скорость сравнима с изменениями средней скорости на протяжении основного масштаба турбулентности. Мелкомасштабные пульсации, соответствующие большим частотам имеют значительно меньшие амплитуды.

Рассмотренные выше процессы имеют нестационарный колебательный характер и могут рассматриваться в качестве физической предпосылки большого информационного потенциала акустических шумов для решения соответствующих задач на месторождениях углеводородов.

Измерения САЭ (акустических шумов) сопряжены с рядом требований к аппаратуре. Разработанная в Институте геофизики УрО РАН цифровая аппаратура обладает чувствительностью, позволяющей регистрировать акустический отклик геосреды на деформации порядка 10^{-8} - 10^{-11} м. Регистрация САЭ осуществляется тремя ортогонально расположенными датчиками-акселерометрами типа ДНЗ (преобразователь пьезоэлектрический виброизмерительный). В скважинном приборе устанавливаются датчики с коэффициентами преобразования по напряжению не менее $6 - 10 \text{ мкВ} \cdot \text{с}^2 / \text{мм}$. Амплитудный уровень САЭ в разных полосах частот представляется в единицах регистрируемого ускорения $\text{мм}/\text{с}^2$. Запись сигналов с трех направлений стала возможной благодаря слабой поперечной чувствительности датчиков (относительный коэффициент поперечного преобразования не более 4-10%). Поперечная чувствительность датчика-акселерометра определяется его максимальной чувствительностью к колебаниям в направлении, перпендикулярном его главной оси, т.е. параллельном поверхности, на которой он установлен. Дополнительным благоприятным фактором для разделения сигналов с трех направлений является малая амплитуда микровибраций геосреды. Таким образом, в скважине на заданной глубине фиксируются сигналы с трех направлений, что дает возможность для их сравнения по амплитуде в разных полосах частот.

Информация поступает в оперативную память и после окончания измерений записывается на диск с этикеткой, содержащей номер скважины, исследуемый интервал, шаг измерений, дату проведения исследований и другие

данные. После записи на диск производится расчет измеренных параметров с учетом сигнала калибровки и коэффициентов преобразования датчиков. Выходная информация представляется в виде четырех LAS-файлов. Первый файл содержит всю первичную информацию, зарегистрированную ПК. Во второй файл заносятся осредненные за 10-20 измерений параметры X, Y, Z на разных частотах и данные каротажа естественной радиоактивности в точке наблюдений. Расчетные параметры $M1, M2, N_x, N_y, N_z, G1, G2$ находятся в третьем файле. Четвертый файл содержит среднеквадратичные отклонения измерений. Графическое представление полученной информации возможно с использованием стандартных программ, работающих с LAS-файлами.

Отличительная особенность измерений САЭ – использование трехкомпонентной системы ортогонально расположенных датчиков-акселерометров, жестко скрепленных с корпусом скважинного прибора. Это позволяет не только регистрировать акустические шумы в горизонтальном и вертикальном направлениях, но и получать по соотношению сигналов с трех датчиков в разных полосах частот новую дополнительную информацию.

Шаг измерений в каждом конкретном случае определяется условиями поставленной задачи и варьируется в широких пределах. В продуктивной толще для выделения тонких пропластков его можно уменьшать до 0,5 м. Время записи в точке определяется режимом работы аппаратуры и зависит от времени успокоения скважинного прибора при остановке на заданной глубине. Время успокоения визуально контролируется на персональном компьютере и колеблется в пределах 5-10 с. Общее время нахождения прибора в заданной точке не превышает 1 мин.

В качестве информативных параметров САЭ используются как измеренные, так и расчетные параметры X, Y, Z в разных частотных полосах спектра.

Применительно к задачам исследований скважин на месторождениях углеводородов физический смысл использования того или иного информативного параметра акустических шумов и его последующая интерпретация на качественном уровне сводятся к следующему.

1. Наличие амплитудных аномалий на компонентах САЭ в диапазоне частот 100-500Гц (параметры H1 и Z1) характеризует движение флюида в вертикальном или горизонтальном направлениях, а также динамическую активность осадочной толщи пород.
2. Амплитудные аномалии высокочастотных акустических сигналов (параметры H2 и Z2) отражают наличие и движение газа или флюида с газовым фактором, при этом увеличение сигнала компоненты Z по сравнению с горизонтальными свидетельствует о вертикальном движении газа или газожидкостной смеси.
3. Расчетные параметры $G=Z/H$ позволяют в комплексе с другими параметрами акустических сигналов определить интервалы заколонных перетоков газа или газожидкостной смеси.

4. При слабом движении газа или газожидкостной смеси по пласту, когда не наблюдаются интенсивные амплитудные аномалии акустических сигналов с горизонтальных датчиков, применение параметра $M=X/Y$ в разных полосах частот позволяет зафиксировать это движение, если X/Y не равно единице.

Внедрение в практику промысловой геофизики трехкомпонентного геоакустического каротажа стало возможным благодаря созданию аппаратурно-программной базы метода. Учитывая современные требования, предъявляемые к геофизическим исследованиям газовых и нефтяных скважин, была разработана специальная цифровая аппаратура с регистрацией и обработкой информации на персональном компьютере. Графическое представление полученной информации возможно с использованием стандартных программ, работающих с LAS – файлами. Обработка результатов измерений сводится к получению двух групп информативных параметров акустических сигналов: измеренных и расчетных. Измеренные параметры – это акустические сигналы с трех датчиков в четырех полосах частот и выраженные в единицах регистрируемых ускорений мм/с^2 .

Расчетные параметры представляют отношения амплитуд зарегистрированных тремя датчиками сигналов в разных полосах частот.

На основе исследований акустических шумов в газонефтяных скважинах в последние десятилетия был создан новый геофизический метод – шумовой каротаж, позволяющий решать ряд задач при контроле за разработкой газовых и нефтяных месторождений. Шумовой каротаж включен в комплекс геофизических методов исследования обсаженных скважин и широко используется в мировой практике.

Применение шумового каротажа в зарубежной и отечественной практике показывает перспективность метода в решении следующих задач:

1. Для выявления негерметичности обсадной колонны и затрубных циркуляций в эксплуатационной скважине;
2. При выявлении затрубных циркуляций в скважине до перфорации и после ремонтных работ;
3. Для определения интервала движения жидкости по пласту, являющегося возможным источником выброса;
4. При исследованиях в нагнетательных скважинах;
5. Для получения профиля притока в перфорированном интервале скважины.

К настоящему времени методом трехкомпонентного геоакустического каротажа исследовано более 200 скважин, включая 5 горизонтальных на месторождениях Удмуртии, Пермского Прикамья, Ханты-Мансийского и Ямало-Ненецкого автономных округов Западной Сибири, Казахстана, Украины, Татарстана, Ставропольского края, Астраханской области и других регионов.

Например, 6-7 июля 2004 г. в Ен-Яхинской скважине СГ-7 (Ямало-Ненецкий автономный округ) в интервале глубин 300-6040 м были проведены измерения, которые позволили сделать следующие выводы.

1. В нижней части исследованного разреза (6040-5000 м) отмечается очень слабое заколонное движение газа и газожидкостной смеси
2. В интервале глубин 5000-2000 м наблюдается интенсивный заколонный переток газа и газожидкостной смеси.
3. В верхней части разреза (2000-300 м) заколонный переток газа и газожидкостной смеси уменьшается и в интервале 1300-500 м отсутствует полностью.
4. Выделенные ранее по стандартному комплексу ГИС интервалы коллекторов и аномального проявления суммарного газа по информативным параметрам геоакустических шумов характеризуются как газонасыщенные среды.
5. В отдельных пачках коллекторов наблюдаются различные по интенсивности, в одних случаях вертикальные, в других - горизонтальные движения газа и газожидкостной смеси.

Исследования по обнаружения газопроявлений и выделению газоносных пластов проводились на нефтяных и газоконденсатных месторождениях Ямало – Ненецкого и Ханты – Мансийского округов, в Удмуртии, Пермской и Астраханской областях, а также в отдельных скважинах (Воротиловская глубокая, Тюменская сверхглубокая СГ-6, Сарапульская параметрическая № 1).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 05 – 05 – 65177.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЛОКАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ МЕТЕОСИТУАЦИИ

О.К. Тяпкин

Институт проблем природопользования и экологии НАН Украины, Днепрпетровск

Для Украины, как и для всего мирового сообщества, в настоящее время актуальной проблемой является разработка методологии выбора стратегии устойчивого развития промышленно и техногенно нагруженных регионов с целью сбалансирования природопользования и возможностей окружающей человека среды обитания. Международный форум в Рио-де-Жанейро (1992 г.) очертил основные направления дальнейшего развития человеческой цивилизации. Мировое сообщество определило устойчивое развитие как стратегию существования человеческой цивилизации в XXI столетии. Всемирный Саммит 2002 г. в Йоханнесбурге (ЮАР) подтвердил стремление государств мирового сообщества к устойчивому развитию. На современном этапе другого пути решения социо-экономико-экологических проблем, кроме перехода на принципы устойчивого развития, не существует [6]. В рамках этой проблемы, на фоне общей активной экологизации естественных и

гуманитарных наук, резко возрос вклад геофизики в процесс познания окружающей среды, контроля за ее состоянием, исследования современных природных и техногенных процессов в земных недрах [9].

Современные перспективы развития этого геофизического направления связаны с использованием фундаментальных законов физики Земли для решения прикладных проблем экологической безопасности. Ранее это нами было показано на примере взаимосвязи развития локального подтопления и изменения метеоситуации с перемещением блоков земной коры, первопричиной которых является изменение ротационного режима планеты. При этом за основу была взята новая модель равновесного состояния вращающейся Земли (геоизостазии), предложенная К.Ф. Тяпкиным в 1984 г. на 27 сессии Международного геологического Конгресса [7]. Ее отличительной особенностью (по сравнению с доминирующими на то время концепциями изостазии, основанными на гипотезе о «плавании» земной коры на магме и не учитывающими вращение нашей планеты) является представление о том, что Землю можно считать находящейся в состоянии равновесия, если каждый ее сектор, вырезанный достаточно малым центральным телесным углом будет иметь равный вес. Любые нарушения ротационного режима Земли приводят к активизации систем разломов и относительному перемещению по ним блоков земной коры (на несколько миллиметров), что в свою очередь приводит к изменению равновесного состояния вращающейся Земли (геоизостазии). Нами было показано, что, в частности, его можно восстановить за счет перетока воздушных масс [10]. Выявленные закономерности могут быть положены в основу разработки методики долгосрочного регионального прогноза метеоситуации. В частности было сделано предположение о взаимосвязи направлений перемещения воздушных масс (роза ветров) и особенностей тектонического строения (системы разломов земной коры). Особый интерес к последнему вызван тем что, именно проблема изучения тектонических движений, создающих различные структуры в земной коре и вызывающих стихийные бедствия различного масштаба (от отдельных провалов, оползней, лавин до землетрясений, цунами, вулканизма и других катаклизмов) имеет одно из ключевых значений для понимания всех процессов происходящих в недрах Земли и на ее поверхности. Проявления современных тектонических движений многообразны по своему типу, кинематическим формам, механизму возникновения. Часто о них можно судить только по результатам исследования форм, являющихся конечным продуктом тектонических движений, и проявлениям последних, запечатленным в тектоническом разломно-блоковом строении земной коры. В связи с этим во всем объеме специфического влияния геологических факторов на экологическую обстановку техногенно нагруженных регионов особое место занимает изучение их разломно-блокового строения (населенные пункты и крупные промышленные производства тяготеют к рекам, сеть которых полностью предопределяется системами

разломов; вдоль последних также располагаются месторождения рудных полезных ископаемых на кристаллических щитах (массивах) и локальные структуры в осадочном чехле нефтегазоносных районов, являющиеся ловушками для углеводородов, что предопределяет развитие соответственно горно- и нефтегазодобывающей промышленности.) и создание единых экотектонических карт (экотектонической основы) исследуемых территорий [9].

Для дальнейшего изучения вопроса взаимосвязи особенностей тектонического строения и локальных изменений метеоситуации уникальные возможности открывает информация о последствиях аварии на Чернобыльской АЭС (ЧАЭС) 26.04.1986 г. Как известно [1], неравномерность выпадения радионуклидов и радиоактивные следы Чернобыльской катастрофы обусловлены рядом обстоятельств, в т.ч.: изменением направления и силы ветра, дождями, неравномерностью выбросов из 4-го блока ЧАЭС в результате противопожарных мероприятий. Аварийные выбросы были особенно мощными первые двое суток (26-28.04.1986 г.) и затем 03-05.05.1986 г. При этом следует вспомнить, что первая струя радиоактивности и радиоактивное облако (26.04.1986 г.) разделились на две части в направлениях к западу и северу. Через 3 дня направление ветра изменилось на южное. После 02.05.1986 г. ветер изменил направление на юго-запад, затем на северо-запад и север. За девять суток аварии направление ветра изменилось на 360° , т.е. вектор скорости ветра описал полный оборот. Однако анализ пространственного распространения загрязнения территории позволил отметить дискретность изменения направлений простираия радиоактивных следов (рис.1), которая напоминает некую анизотропию геологической среды, вызванную формированием систем разломов земной коры. В соответствии с ротационной гипотезой структурообразования в тектоносфере [8] поверхность твердой Земли представляет собой мелко блоковую мозаику, образованную взаимным пересечением нескольких систем иерархически соподчиненных разломов. В частности в пределах Украинского щита (УЩ) установлено 6 таких систем взаимно ортогональных разломов с азимутами простираия: 0 и 270° , 17 и 287° , 35 и 305° , 45 и 315° , 62 и 332° , 77 и 347° [8].

Для количественного изучения взаимосвязи направлений перемещения воздушных масс и особенностей тектонического строения была использована соответственно следующая информация: карта-схема радиационного состояния территории Чернобыльской зоны отчуждения [4] и карта систем разломов УЩ масштаба 1:500000 с каталогом их признаков [8]. На рис.2 приведены розы-диаграммы направлений простирания радиоактивных следов, характеризующие изменения метеоситуации в районе ЧАЭС во время аварии 1986 г., и значимости проявления («весов») систем разломов земной коры (а также отдельно их наиболее «молодых» признаков: особенностей погребенного рельефа кристаллического фундамента и современного дневного рельефа), установленных в районе исследований.

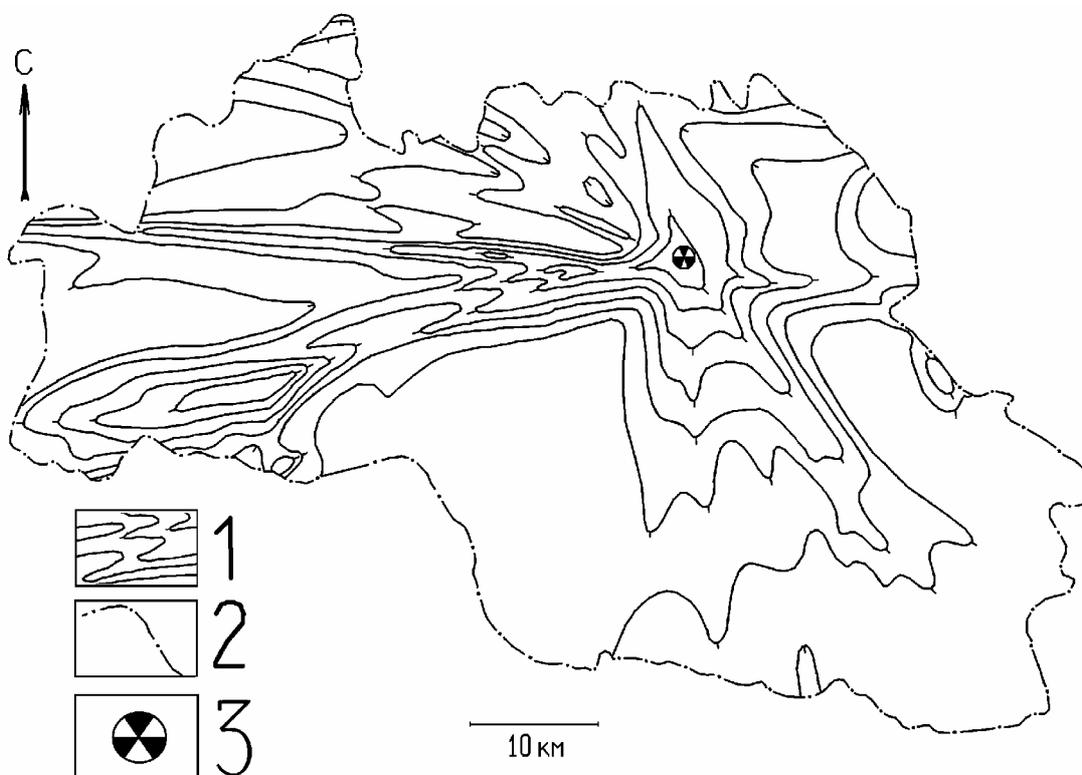


Рис.1. Радиационное состояние Чернобыльской зоны отчуждения (2002 г.)
 1 – изолинии плотности загрязнения почвы Cs^{137} ; 2 – граница зоны отчуждения;
 3 – Чернобыльская АЭС.

«Вес» конкретного разлома вычисляется как среднее арифметическое весовых коэффициентов разных групп признаков разломов (для геометрических и геоморфологических – это отношение параметра признака конкретного фрагмента разлома к максимальному, а для геофизических и геологических – это нормированная к единице степень проявленности того или

иного геолого-геофизического признака конкретного фрагмента разлома) [5]. На рис.2 видно совпадение максимумов «значимости» направлений простирания радиоактивных следов от аварии на ЧАЭС и систем разломов земной коры. Эта зависимость проявляется в районе исследований в особенностях погребенного и современного дневного рельефа и практически незаметна в более «древних» геолого-геофизических признаках этих разломов. Полученные результаты позволяют сделать предположение о возможности прогнозирования с использованием тектонических данных направлений распространения мощных (не только радиоактивных) выбросов существующих и проектируемых промышленных объектов повышенной экологической опасности.

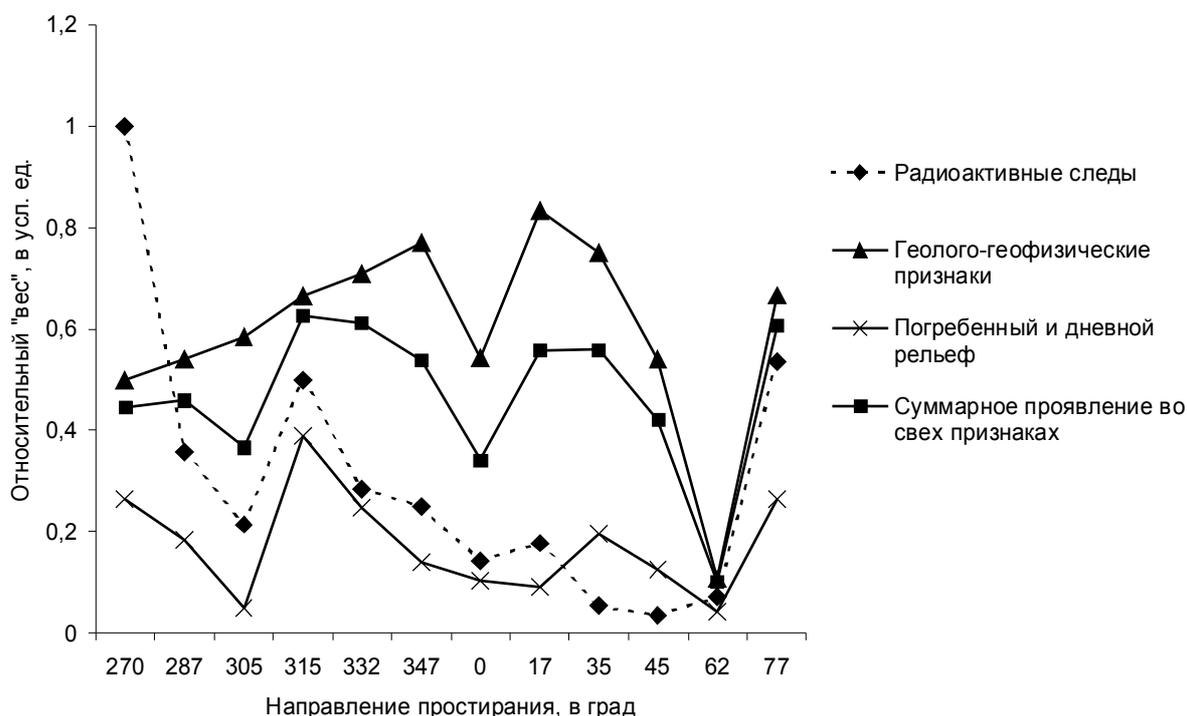


Рис.2. Развернутые розы-диаграммы направлений простирания радиоактивных следов от аварии Чернобыльской АЭС и систем разломов земной коры.

Выявленные закономерности могут быть положены в основу разработки методики прогнозирования подтопления различных регионов, а также — методики долгосрочного регионального прогноза метеоситуации. Для решения последней задачи дополнительно будут использованы хорошо себя зарекомендовавшие законы цикличности разнообразных природных явлений [2, 3]. Такой подход, по нашему мнению, позволит вычленить влияние конкретных геолого-геофизических составляющих на изменение экологического состояния как отдельных регионов, так и целых материков. Очень важно в научном и прикладном планах прогнозировать глобальные изменения состояния окружающей среды на больших территориях под воздействием изменения планетарных параметров функционирования Земли (в первую очередь, ее

ротационного режима), а также прямого экологического воздействия изменения активности Солнца, прохождения планетой различных космических зон и др. Это позволит более достоверно определить экологическую емкость различных экосистем и их способность воспринять ту или иную техногенную нагрузку, с одной стороны, и, с другой стороны, оценить последствия изменения климата и связанные с этим затраты на жизнеобеспечение населения.

Литература

1. *Барьяхтар В.Г.* Чернобыльская катастрофа: проблемы и решения // Доклады академии наук Украины. – 1992. – №4. – С.151-164.
2. *Берри Б.Л.* Основные системы геосферно-биосферных циклов и прогноз природных условий // Биофизика. – 1992. – т.37, вып.3. – С.414-428.
3. *Куликович А.Е.* Планетарные изменения геофизических условий на Земле и их отражение на рисунке истории человечества и его культуры // Труды Международной научной конференции «Геофизика и современный мир». – Москва, 1993. – С.13-14.
4. Радіаційний стан зони відчуження у 2002 році / *В.В. Деревець, С.І. Кіреєв, С.М. Обрізан, Б.О. Годун, В.Г. Халява, П.Г. Купченко, В.В. Бицуля, Б.О. Горський, О.Б. Назаров, В.А. Паланський* // Бюллетень екологічного стану зони відчуження та зони безумовного (обов'язкового) відселення. – 2003. – №1(21). – С.3-33.
5. *Свистун В.К., Пигулевский П.И., Тяпкин О.К.* К вопросу становления геофизики техногенной безопасности и создания тектонической основы для решения ее задач // Вісник Дніпропетровського університету. Сер. Геологія, географія. – 2000. – Вип.3. – С.24-30.
6. Стратегія і тактика сталого розвитку / *А.Г. Шапар, М.А. Ємець, П.І. Копач, О.К. Тяпкін, В.Б. Хазан.* – Дніпропетровськ: «Моноліт», 2004. – 320 с.
7. *Тяпкин К.Ф.* Новая модель геоизостазии // Тезисы докладов XXVII сессии МГК. – Москва: 1984. – С. 438-439.
8. *Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н.* Системы разломов Украинского щита. – Киев: Наукова думка, 1990. – 184 с.
9. *Шапарь А.Г., Тяпкин О.К.* Экогеофизические аспекты районирования промышленно и техногенно-нагруженных регионов // Доповіді Національної академії наук України. – 1999. – №3. – С.133-137.
10. *Шапарь А.Г., Тяпкин О.К.* Использование фундаментальных законов физики Земли для решения некоторых проблем экологии // Науковий вісник Національної гірничої академії. – 2002. – №4. – С.95-97.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Р.В. Улитин, О.И. Федорова

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

В России около 30 тысяч гидротехнических сооружений (плотин, дамб и т.д.). Из них около 500 контролируемые, причем чаще всего визуально, остальные вообще безконтрольные. Результат: многочисленные катастрофы, связанные с прорывом дамб, особенно в паводковый период. Таких событий зафиксировано немало в последнее десятилетие не только в России, но и в других регионах мира.

В институте геофизики Уральского отделения РАН разработана и экспериментально опробована геоэлектрическая система контроля состояния грунтовых гидротехнических сооружений. Надо отметить, подобной системы нет за рубежом.

Предлагаемая методика основана на том, что из физических характеристик насыпного грунтового материала его электрическое сопротивление ($\rho_{\text{гм}}$) зависит от относительного объема порового пространства, занятого влагой (W) и сопротивления поровой воды ($\rho_{\text{в}}$) по следующему соотношению:

$$\rho_{\text{гм}} = \rho_{\text{в}} / [1 - (W - 1)^{2/3}].$$

Из расчетов следует, что при значении $W=0.1$ $\rho_{\text{гм}}=14.7\rho_{\text{в}}$; при $W=0.2$ $\rho_{\text{гм}}=7.25\rho_{\text{в}}$ и т.д.

Из этих оценок следует, что применение геоэлектрических методик весьма перспективно при исследовании состояния грунтовых гидротехнических сооружений. Но при однократной системе наблюдений сделать заключение о приуроченности аномальных участков к очагам просачивания воды сквозь тело плотины затруднительно. Это связано с тем, что насыпной грунт имеет сложный гранулометрический состав, а соотношение между отдельными фракциями в разрезе вдоль плотины не постоянно. То есть содержание дресвяно-щебенистой, песчанистой и суглинисто-глинистой компонент меняется. А электрическое сопротивление такой среды существенно зависит от содержания глинистых фракций: чем выше глинистость грунтового материала, тем ниже его электросопротивление. Поэтому при однократной геоэлектрической съемке на плотине сложно разделить выявленные аномалии на приуроченные либо к увеличению содержания суглинисто-глинистой фракции, либо к увлажнению насыпного материала за счет просачивания воды сквозь тело плотины, ограждающей водохранилище.

Проблема решается посредством организации геоэлектрического мониторинга на гидротехническом сооружении. Мониторинг позволяет перейти от статической к динамической модели исследуемого объекта.

Исходная посылка применения геоэлектрического мониторинга для контроля состояния грунтовых плотин сводится к следующему. Гранулометрический состав насыпных плотин в процессе их эксплуатации остается постоянным. А при просачивании воды сквозь тело плотины морфология участка переувлажнения грунтового материала изменяется со временем: увеличиваются линейные размеры очага, происходит смещение воды

в основание сооружения. Поэтому по динамической модели гидротехнического сооружения, отслеживаемой по материалам геоэлектрического мониторинга, можно разделить локальные участки пониженного электрического сопротивления в насыпном материале на приуроченные либо к увеличению содержания глинистых фракций, либо к просачиванию воды из водохранилища.

Для выбора геоэлектрических методик, необходимых для мониторинга гидротехнических сооружений, экспериментально опробованы: дипольное электромагнитное профилирование в кондуктивном и индуктивном вариантах, дифференциальное электропрофилирование, электромагнитное зондирование, изучение естественного электрического поля и особенностей распределения электрического поля токов растекания. По результатам натурных экспериментов обосновано использование при геоэлектрическом мониторинге кондуктивного электропрофилирования с дифференциальной установкой и электромагнитных зондирований.

Дифференциальное электропрофилирование обладает высокой чувствительностью к локальным объектам, отличающимся по электропроводности от вмещающей среды. Достоинство методики – уверенное выделение областей контактов зоны повышенной проводимости с вмещающими породами. Поэтому дифференциальная установка применяется при мониторинге для изучения возможного изменения линейных размеров зоны пониженного электросопротивления в насыпном материале плотины.

Электромагнитное зондирование позволяет изучить распределение электрофизических характеристик среды в разрезе. В случае просачивания воды сквозь тело плотины использование электромагнитного зондирования дает возможность оценить распределение увлажнения грунта в нижнюю часть грунтового сооружения.

Технологический регламент геоэлектрического мониторинга имеет специфические особенности. Организуется он обычно на двух профилях: фоновом и экспертном. Фоновый профиль размещают на участке, где геоэлектрические характеристики сооружения остаются стабильными с течением времени. Профиль необходим для отслеживания возможных естественных вариаций геоэлектрических свойств грунтового материала, обусловленных метеорологическими, геодинамическими и другими факторами. Второй профиль – экспертный – является основным при мониторинге. Размещается он на выявленном участке просачивания воды из водохранилища.

По опыту многолетних исследований установлено, что оптимальная дискретность наблюдений – это два цикла в год (в течение летне-осеннего периода). При этом измерения на фоновом и экспертном профилях должны выполняться при минимальном разрыве времени.

Различные циклы мониторинга должны выполняться в одних и тех же пунктах измерений. Поэтому положение пунктов необходимо закреплять надежными реперами, чтобы обеспечить их сохранность в течение длительного времени.

Визуализация экспертных данных осуществляется в виде:

- графиков разности падения напряжения между приемными заземлениями для дифференциальной установки;

- разрезов кажущегося электрического сопротивления по данным электромагнитных зондирований;
- схем-разрезов распределения кажущегося электросопротивления, соответствующих различным глубинам.

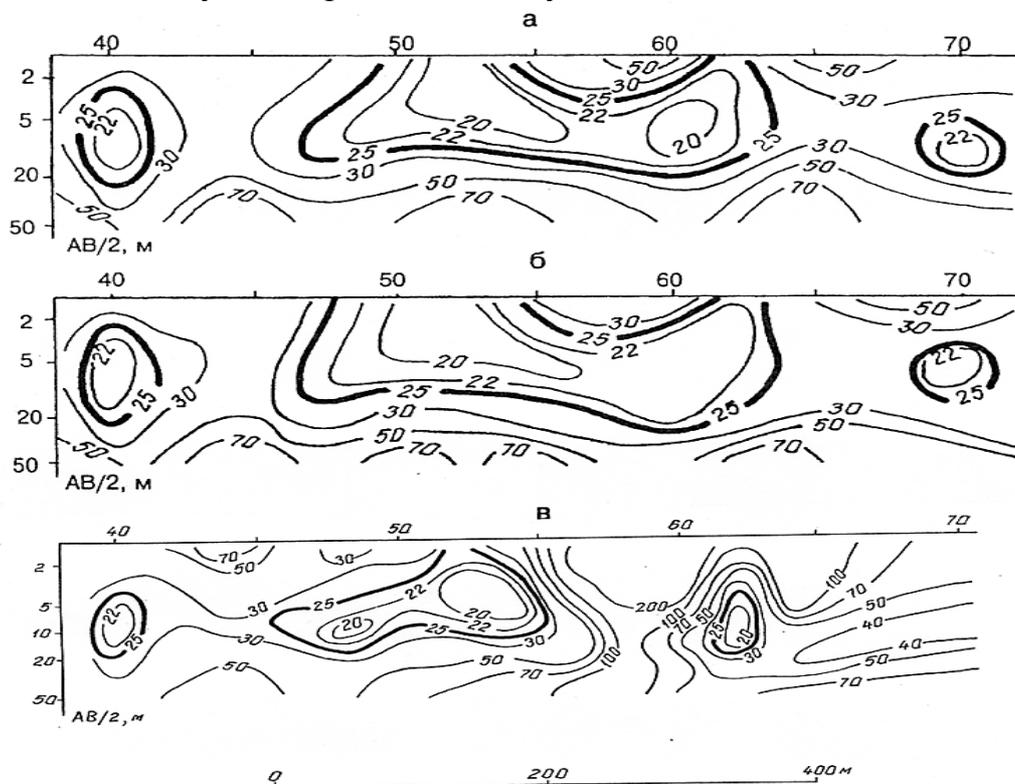


Рис.1. Разрезы кажущегося электросопротивления по профилю 3 у подножья плотины, составленные по результатам измерений в 2000(а), 2001(б) и 2003 (в) гг. Цифры на изолиниях – значения электросопротивления (Ом.м).

Рассмотрим некоторые результаты геоэлектрического мониторинга, полученные на гидротехническом сооружении (ГТС), являющемся последним в Теченском каскаде водоемов (Челябинская обл.). Плотина имеет протяженность около двух километров. Геоэлектрические исследования выполнены по трем профилям: по полотну, по откосу и у подножья плотины. Обнаружено несколько областей повышенной электропроводности насыпного материала. Осуществленный геоэлектрический мониторинг позволил обнаружить очаг просачивания воды сквозь тело плотины. Установлено увеличение горизонтальных размеров участка переувлажнения насыпного материала (табл. 1)

Таблица 1

Динамика горизонтальной мощности очага просачивания

Место наблюдений	Время наблюдений (годы)					
	1997	2001	2002	2003	2004	2005
Подножье плотины (м)	100	180	230	250	?	?
Откос плотины (м)	60	110	123	145	165	180

Необходимо отметить, что отсутствие сведений об электрофизических характеристиках по профилю у подножья плотины связано с тем, что в 2004 году здесь начаты строительные мероприятия по укреплению плотины, сводившиеся к отсыпке крупнообломочного материала. Естественно, что в подобных условиях проводить высокоточные геоэлектрические измерения не представлялось возможным.

Но по результатам электромагнитных зондирований (в кондуктивном варианте) четко прослеживается развитие очага просачивания воды сквозь тело плотины (см. рисунок).

Даже из этого одного примера (а их имеется несколько десятков) следует эффективность геоэлектрического мониторинга при контроле технического состояния грунтовых гидротехнических сооружений.

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Р.В. Улитин, О.И. Федорова

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Сложная экологическая обстановка, сложившаяся во многих регионах России, является следствием негативного воздействия техногенных нагрузок на природную среду. Урбанизация территорий, горнодобывающее и промышленное производство, сельскохозяйственная деятельность резко ухудшают геологическую и гидрохимическую ситуацию в верхней части литосферы на локальном, региональном и глобальном уровнях. Происходит существенное снижение экологического качества природной среды с неблагоприятными медико-биологическими последствиями для населения.

Наибольший ущерб качеству поверхностных и подземных вод наносят сбрасываемые предприятиями неочищенные промышленные стоки и хранилища промышленных отходов. Большинство накопителей промстоков (а их, например, на Среднем Урале более двухсот) не обладают необходимой гидроизоляцией минерализованных вод от вмещающей среды. В результате токсичные вещества фильтруются из хранилищ и мигрируют в геологической среде на значительные расстояния, загрязняя поверхностные и подземные источники водоснабжения. Распространяются токсичные воды по рыхлым осадочным образованиям, перекрывающим коренные породы, либо по тектонически нарушенным, водопроницаемым зонам в основании геологического разреза.

Удельное электрическое сопротивление песчано-глинистых покровных отложений ($\rho_{\text{пг}}$) связано с водно-физическими характеристиками среды следующим соотношением [1]:

$$\rho_{\text{пг}} \approx 8.4 / \Gamma_{\text{кпкв}} M,$$

где Γ - глинистость породы; k_n , k_v – коэффициенты общей пористости и водонасыщения, соответственно; M – минерализация поровых вод.

Очевидно, что при миграции через горные породы подземных вод, обогащенных минерализованными промстоками, текстурные и электрофизические свойства твердой фазы остаются неизменными, а минерализация порового флюида существенно увеличивается. Поскольку электрический ток проходит через горные породы по влагонасыщенному порово-трещинному пространству, то, естественно, что увеличение минерализации подземных вод вызывает уменьшение удельного электрического сопротивления геологических образований. Поэтому из петрофизических характеристик горных пород их электропроводность обладает уникальной чувствительностью к изменению минерализации порового флюида. Следовательно, геоэлектрические методы следует отнести к наиболее информативным и представительным при исследовании геоэкологического состояния геологической среды.

При исследовании техногенного загрязнения подземных вод необходимо получить следующую информацию о состоянии среды, подвергшейся техногенному воздействию:

- изучить распространение минерализованных промстоков по площади и на глубину;
- обнаружить и локализовать источники негативного воздействия (очаги просачивания промстоков из хранилищ отходов) на подземные воды;
- оценить положение фронтальной части ореола миграции токсичных вод и спрогнозировать продвижение его с течением времени.

Для обоснования комплекса геоэлектрических методов и стадийности их применения при решении указанных выше задач исследованы физико-геологические модели, приоритетные для миграции загрязнения. Детально изучена пластово-поровая модель, характерная для распространения промстоков в рыхлых отложениях. Показано, что миграция загрязнителя происходит в пределах линейно-вытянутой полосы, ориентированной в направлении стока подземных вод и имеющей горизонтальную мощность, которая незначительно меньше размеров линейного источника загрязнения [2].

Естественно, что при развитии в массивах пород зон тектонических нарушений происходит смещение загрязнителя из близповерхностных отложений в основание геологического разреза и последующей миграции токсиканта по подземному стоку вдоль линейно-вытянутой тектонической структуры.

Учитывая приведенные выше соображения, предложено:

- выявлять и трассировать зоны миграции загрязненных подземных вод методами электропрофилирования. Теоретически и экспериментально показано, что наиболее эффективной является методика дифференциального электропрофилирования, позволяющая достаточно уверенно устанавливать положение вертикальных контактов электропроводных неоднородностей в верхней части разреза с вмещающей средой;

- исследовать распространение токсичных подземных вод на глубину. Предусматривается оценка пространственного положения кровли и подошвы минерализованной части водоносного пласта. Здесь применяется электромагнитное зондирование (в кондуктивном варианте);

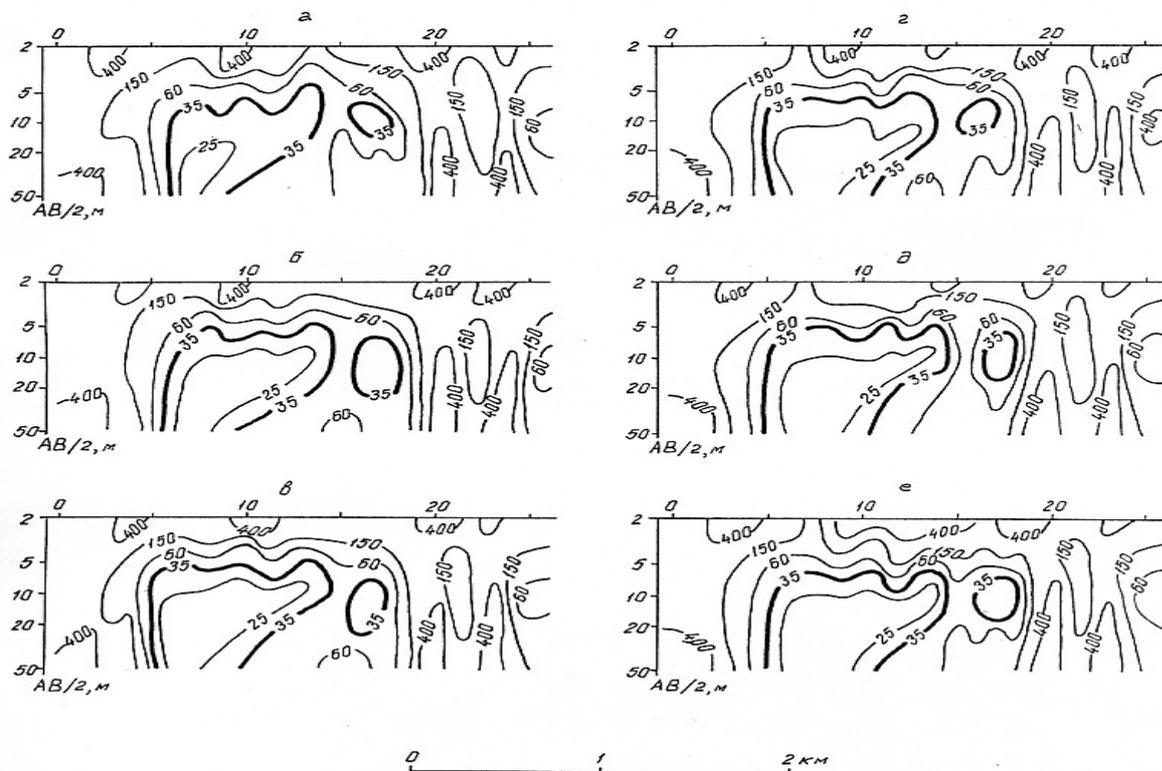
- устанавливать положение источника поступления мигранта из накопителя промстоков. Используется методика изучения направления большой оси эллипса поляризации электрического поля токов растекания;

- производить оценку пространственного положения фронта ореола загрязнения и изучать динамику его распространения. Исследования осуществляются методом заряда с измерением второй производной электрического потенциала [3].

Комплексная геоэлектрическая методика контроля техногенного загрязнения природной среды использована при обследовании более, чем двадцати полигонов в районах размещения накопителей промстоков [4]. Значительная часть геофизических аномалий заверена скважинами и горными работами, подтвердившими наличие в пределах выявленных зон повышенной электропроводности пород загрязненных подземных вод. Геофизические рекомендации использованы при организации и осуществлении природоохранных мероприятий.

Но нередко, особенно в среде геологов, возникают вопросы о связи геоэлектрических аномалий либо с неоднородностями строения верхней части разреза, либо с миграцией минерализованных подземных вод.

Для разрешения этой проблемы предложена система геоэлектрического мониторинга. Нами выполнен геоэлектрический мониторинг на профиле, расположенном в 500 м южнее озера Карачай (Челябинская обл.), в который в течение многих десятилетий сбрасывались производственные азотно-кислые



(нитратные) отходы. Часть результатов режимных наблюдений приведена на рисунке 1.

Рис.1. Разрезы кажущегося электросопротивления пород по профилю южнее оз.

Карачай, составленные по результатам измерений в 1997 (а), 1998 (б), 1999(в), 2000(г), 2001(д) и 2003 (е) г.г. Цифры на изолиниях – значения электросопротивления (Ом.м).

За двенадцать лет мониторинга (дискретность опроса два раза в год) установлено:

- горизонтальная мощность ореола минерализованных подземных вод при разносах питающих заземлений 20-30 м практически не меняется, составляя 780-950 м;
- прослеживается расширение зоны пониженных значений электросопротивления горных пород, залегающих в палеозойском фундаменте, что свидетельствует о смещении минерализованных подземных вод в основание разреза.

Значения горизонтальной мощности проводящих пород в основании разреза в различные периоды измерений приведены в таблице.

Таблица

Мощности проводящих пород в основании разреза

Мощность пород (м) по изолиниям электросопротивления	Время измерений (годы)						
	1997	1998	1999	2000	2001	2003	2005
35 Ом.м	280	380	450	510	550	590	640
25 Ом.м	90	170	190	240	290	380	460

По площадным геоэлектрическим исследованиям выявлено смещение токсичных мигрантов в южном направлении от источника загрязнения по стоку подземных вод. На пути распространения ореола была размещена водозаборная скважина, обеспечивавшая водоснабжение крупного рабочего поселка. На основании наших рекомендаций, подтвержденных бурением гидрогеологических скважин и опробованием воды, водозаборная скважина была закрыта.

В целом, показано, что предложенная геоэлектрическая система контроля экологического состояния природной среды весьма информативна и эффективна.

Литература

1. *Ляховский Ф.М., Хмелевской В.К., Яценко З.Г.* Инженерная геофизика. М.: Недра, 1089. 252с.
2. *Улитин Р.В., Назаров С.В., Федорова О.И.* Физические и методические основы геоэлектрической экспертизы техногенного загрязнения природной среды // Теория и практика геоэлектрических исследований: Сб. науч. трудов. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998.-С.32-65.
3. *Улитин Р.В., Федорова О.И., Харус Р.Л.* К методике геоэлектрического картирования при геоэкологических исследований // Теория и практика

геоэлектрических исследований: Сб. науч. трудов. Вып. 2. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000.-С.41-58.

4. Улитин Р.В., Гаврилова И.Э., Петухова Ю.Б., Федорова О.И., Харус Р.Л. Геоэлектрика при решении геоэкологических и инженерно-геологических задач// Теория и практика геоэлектрических исследований: Сб. науч. трудов. Вып. 2. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000.-С.84-98.

О ПРИРОДЕ ХОБДИНСКОГО И АРАЛСОРСКОГО ГРАВИТАЦИОННЫХ МАКСИМУМОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

А. Т. Урдабаев, Н. И. Божок

РГП «Специализированное гравиметрической предприятие», г. Алматы, Казахстан

Главными особенностями Хобдинского и Аралсорского гравитационных максимумов являются их большие размеры (до 250 км), высокая интенсивность (до 100 мГал) и практически точное совпадение с отрицательными магнитными аномалиями до 300 – 400 нТл. Для объяснения столь редкого для крупных аномалий сочетания потенциальных полей ранее привлекались океаническая кора, граница МОХО, мантийные внедрения в сочетании с загадочным подъемом поверхности Кюри, ниже которой все размагничено.

Даже в последнее время, игнорируя данные магнитометрии, с гравитационными максимумами иногда связывают «палеоподнятия кристаллического фундамента региона, насыщенные интрузиями основного и ультраосновного состава, а также трансгрессивно – перекрытые эффузивно-осадочным девоном» (Айтхожин, 2003, 2005).

Выполненное нами комплексное (гравимагнитометрия) 2-мерное моделирование с опорой на данные сейсморазведки МОГТ-КМПВ-ГСЗ по региональным профилям показывает принципиальную возможность полного объяснения аномальных эффектов без выхода за пределы (по глубине) вулканогенно-осадочного заполнения впадины.

При совместном анализе гравитационного и магнитного полей Прикаспия оказалось, что сочетание полей в региональных максимумах не уникально. Аналогичные комплексные аномалии меньшей интенсивности и размеров (десятки километров) разбросаны по всей впадине, с частью из них связаны ранее открытые месторождения углеводородов. При этом гравитационные аномалии «затушеваны» соляной тектоникой, так как отсутствие сейсмической информации о положении кровли соли в межкупольных мульдах дает большой простор для компенсации практически любых положительных гравитационных аномалий бессолевыми мульдами или подкарнизными блоками надсолевых отложений с плотностью (на глубине более 4-5 км) до 2.7 г/см³. Низкочастотная составляющая магнитного поля не зависит от морфологии кровли соли, поэтому магнитометрия выходит на первый план при изучении литологии подсолевых отложений, в особенности рифовых массивов, палеовулканов и т. п.

Прикаспийская впадина не является «классическим» рифтом растяжения. При трехстороннем динамическом воздействии трех материковых плит дорифтовое основание впадины испытывало сжатия, растяжения, сдвиги. В итоге оно оказалось почти круглым и разбитым на крупные блоки и мелкие осколки. Считать ли расколы мини-рифтами или просто разломами – каналами поступления магматических расплавов и, возможно, водорода для углеводородов

– вопрос дискуссионный и для данного доклада несущественный.

В ходе общего погружения на блоках и осколках основания образовались мощные толщи карбонатов, в том числе и рифогенных, а в зонах расколов – не менее мощные толщи вулканогенных образований. Для краткости термином «вулканиты» будем обозначать всю совокупность интрузивных «корней», вулканических аппаратов, лавовых потоков, туфовых покровов, переотложенных продуктов их разрушения.

Особенно четко проявлены в магнитном поле кольцевые зоны интенсивных положительных аномалий (вулканические аппараты) вокруг глубоких минимумов (карбонатные платформы). Одно из крупнейших месторождений УВ, по нашим данным, залегает на вулканических конусах на периферии крупного массива вулканитов. В Западной Сибири Ханты-Мансийское газоконденсатное месторождение приурочено к рифу на палеовулкане. Ряд месторождений Прикаспия локализованы в краевых частях магнитных минимумов (карбонатных платформ). Возможно, соседство карбонатов с очагами вулканизма создает благоприятные геохимические и термобарические условия для образования УВ.

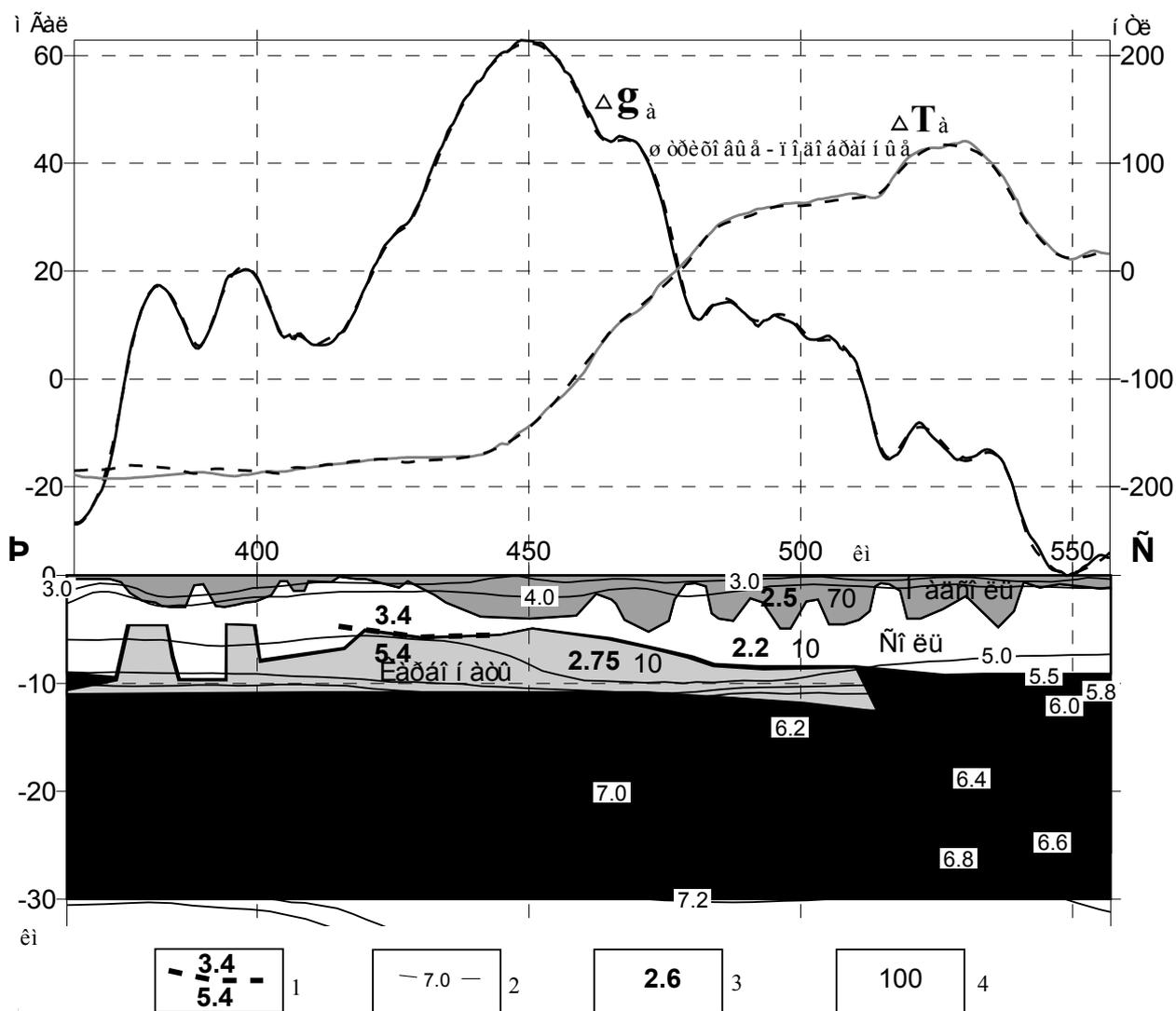
Перейдем к фактам.

На региональном профиле МОГТ – КМПВ – ГСЗ Челкар-Волгоград (Маркарова, 1988) в южной части Хобдинского гравитационного максимума по МОГТ выделена «карбонатная платформа» протяженностью более 200 км в подсолевом комплексе на глубине 9 – 17 км. Отличительные особенности – наличие нескольких хорошо отражающих горизонтов и высокие пластовые скорости до 6000 м/сек. Этот объект хорошо согласуется с комплексной 2-мерной моделью (приложение 1) при вполне реальной избыточной плотности карбонатов по отношению к терригенным породам и вулканитам $+0.15 \text{ г/см}^3$. Некоторые гравитационные максимумы второго порядка мы предположительно компенсируем рифовыми постройками высотой до 5 км. Слабое подтверждение есть на глубинном динамическом разрезе в виде наклонных отражений, прекращения корреляции или изменения наклона фазовых осей, изменения частотного спектра трасс. На одном из участков Прикаспия комплексной интерпретацией предположительно выделены три крупных рифовых массива, пропущенные сейсморазведкой и рекомендованные для изучения. По нашему мнению, с удалением от бортов впадины, из-за резкого сокращения мощности, вплоть до выклинивания, слоистых осадочных пород между рифами и солью, пропадают отражения от них, а неровная поверхность рифов – очень плохой отражатель. Над некоторыми объектами такого типа уже отмечены гравитационные аномалии с признаками автолокализации, а в одном случае – газогеохимический ореол УВ. Возможен такой вариант геологического развития: рифы, держась за поверхность воды, росли при большой глубине палеобассейна (порядка 5 км) и погибли одновременно от изменения климата или засоления бассейна. Если вершины рифовых построек в настоящее время находятся на уровне глубин 4,5 - 5,0 км, то их высота увеличивается с удалением от бортов впадины к ее центру. Такие объекты требуют

целенаправленной переинтерпретации сейсмических материалов в комплексе с гравимагнитометрией и не менее целенаправленной полевой высокоразрешающей сейсморазведки в том же комплексе.

На скоростном разрезе по ГСЗ-КМПВ в восточной части профиля на глубине 20-30 км мозаикой скоростей отмечается, вероятно, крупный фрагмент раздробленного дорифтового основания впадины, перекрытый рифтогенными вулканитами.

Региональный профиль Абдулино-Сагиз (рис.) интересен в двух отношениях. 1. Сейсморазведкой КМПВ на глубине 5-5.5 км прослежен фрагмент преломляющей границы, совпадающий с кровлей карбонатов по моделированию. 2. «Хобдинская» отрицательная магнитная аномалия не имеет южного фланга, так как здесь от нее ответвляется на юг столь же интенсивная аномалия протяженностью более 250 км параллельно восточному борту впадины (карбонатная платформа меньшей мощности?). У южного конца этой аномалии имеется большая группа месторождений УВ.



Ден. *Èì ì ì ääèí àÿ 2-ì äðí àÿ ì ì ääëü ì ì ääèí ì äëüí ì ì ó ì ðí ò èð Áäöèèí ì - Ñäèç*

1 - ì ääèí ì èÿð ù àÿ äðáí èðà ì ì Èì Ì Á, çí à-áí èÿ ñèí ðí ñò äé, 2 - èçí èèí èè ñèí ðí ñò äé ì ðí äí èüí ù ð äí èí ì ì Èì Ì Á ñ ó-àð ì ì äàð ääèðèè (ì ì Á.È. Øàðèèí àó), 3 - ì èí ò ì ì ñò ù ä ä/ñí ³, 4 - ì ääí èò ì àÿ äí ñí äèèí ò-èäí ñò ù ä 4 π ò 10⁻⁶ ÑÈ

Полный график магнитного поля приведен на модели по профилю 9780.

На одном из участков 3-мерным моделированием магнитного поля по программе В. А. Кочнева (г. Красноярск) построены в изогипсах два палеовулкана высотой около 3 км, находящие подтверждение на временных разрезах. Анизотропной трансформацией магнитного поля на конусах выделены радиально-лучистые системы линейных положительных аномалий, похожие на лавовые потоки.

В настоящее время сочетание локальных слабых положительных гравитационных аномалий с такими же отрицательными магнитными используется как индикатор "карбонатности" разреза подсолевых отложений при локальном прогнозе нефтегазоносности и уже учитывается при планировании сейсморазведки и интерпретации ее материалов.

Выводы. Представленная по данным комплексного моделирования

геологическая модель сочетания гравитационных максимумов и магнитных минимумов (немагнитные плотные карбонатные платформы с рифовыми надстройками среди магнитных менее плотных рифтогенных вулканитов и переходных терригенных образований) физически вполне реальна, заслуживает обсуждения и дальнейшего изучения. В случае ее подтверждения возможно открытие гигантских месторождений УВ в центральных частях впадины на суше, что заставит отказаться от разработки подводных месторождений и, хотя бы временно, спасет экологию Каспийского моря. Еще раз подчеркнем полезность комплексирования сейсморазведки и методов потенциальных полей на всех этапах работ – от проектирования до интерпретации.

ПРИМЕНЕНИЕ ПАКЕТОВ ADG-3D И ADM-3D В УСЛОВИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

А.Т. Урдабаев¹, В.А. Кочнев², Н.И. Божок¹, В.М. Телегин³

¹РГП "Специализированное гравиметрическое предприятие", г.Алматы, Казахстан.,

²ИВМ СО РАН, г.Красноярск., ³ТОО "Каспийойлгаз", г.Алматы, Казахстан

В рамках научно-технического сотрудничества РГП "Специализированное гравиметрическое предприятие" с Институтом вычислительного моделирования СО РАН (г.Красноярск, Россия) в 2005 году был апробирован в Казахстане пакет программ ADG-3D и ADM-3D (авторы Кочнев В.А., и др.) для решения прямых и обратных трехмерных и двухмерных задач гравиразведки и магнитометрии.

Описание предназначения и функциональных возможностей пакетов программ неоднократно освещалось в публикациях [1,2,3]. В настоящем докладе приводятся результаты апробации пакетов программ в условиях солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины.

Пример использования технологии и программ ADG-3D и ADM-3D показан на участке, расположенном в междуречье Урал-Эмба. Участок имеет размеры 21.5x14.5 км. Шаг сетки, в которых задано поле, принят 500x500 м. Соответственно число профилей равно 44, а точек по профилю 30, а общее число точек, в которых задано поле равно 1320.

Принята четырехслойная модель строения изучаемого участка. Каждый слой разбивается на блоки с шагом исходного поля по горизонтальным осям и с толщиной, равной толщине слоя в заданной точке. Точка исходного поля оказывается в центре над поверхностью блока в первом слое. Таким образом, вся модель представлена

$$N_x \times N_y \times N_{сл} = N_{бл},$$

где N – соответственно число точек по оси X , Y и число слоев по глубине.

Таким образом, в заданной модели число блоков равно $1320 \times 4 = 5280$.

При решении обратной или контактной задач мы имеем в данном случае 1320 уравнений и 5280 неизвестных при решении обратной задачи и 3960

неизвестных при решении контактной задачи. Естественно, задачи имеют множество решений. Есть смысл ставить задачу на уточнение некоторой исходной модели с заданными ограничениями. Теоретические постановки, обоснование метода решения приведены в работах [1,2,3].

В заданной модели кровля соли – граница 3 и подошва соли – граница 4 были заданы с учетом предыдущих работ. В частности использовались результаты моделирования А.В.Матусевича, система программ которого СПОГМ в течение многих десятков лет успешно применяется в Казахстане при моделировании гравитационного поля в условиях солянокупольной тектоники Прикаспия.

При создании модели было сделано расчленение надсолевой толщи на два слоя с тем, чтобы наилучшим образом учесть изменение плотности с увеличением глубины залегания.

В итоге получена четырехслойная модель. Граница 2 имеет отметки от –22 до –5496 м. Граница 3 имеет отметки от –170 до –6330 м, а граница 4 соответственно от –6330 до –6660 м. Далее в 1-ом и 2-ом слоях получены плотности, изменяющиеся в зависимости от положения подошвы слоя. Плотности в слое 1 меняются от 2.1 до 2.54 г/см³. В слое 2 - от 2.21 до 2.64 г/см³. Плотности в соли приняты 2.15 г/см³, а в подсолевом комплексе 2.7 г/см³.

Для демонстрации возможностей пакета после контактной задачи была решена обратная, в которой исходными были приняты уточненные границы.

Разностное поле изменяется от 0.67 до 0.41 мГал. Были получены уточненные плотности. Особенно интересными оказались уточнения плотности в соли. Исходная плотность была принята равной 2.15 г/см³. На отдельных участках выявилась цепочка повышенных плотностей соли, достигающих до 2.2 г/см³ и более. Этот факт может указывать на наличие плотных масс в теле соли (возможно, карнизы). Можно это также объяснить и завышением мощности соли. Понижение значения плотности соли в юго-западной части площади, возможно, вызваны заниженной мощностью соли.

Итак, в рамках этой части моделирования показаны возможности решения контактной и по уточненной модели – обратной задач с учетом априорной информации. Полученные результаты не противоречат результатам моделирования по А.В.Матусевичу, а позволяют усилить их. Особенно это касается уточнения положения подошвы соли. Ниже на рисунках иллюстрируются некоторые результаты решения обратных задач. На рис.1а и б показаны разности исходного поля и модельного до и после решения обратных задач. На рис 1с и d показаны кровля и подошва соли. По подошве соли выделено три антиклинальных структуры.

Было апробировано также решение обратной задачи, минуя контактное, в ходе которой уточнялись плотности блоков слоев. Интересным является распределение плотностей в подсолевом слое. Увеличение плотности подсолевого комплекса проявляется в северо-восточной и северо-западной частях площади. Изучение строения подсолевых отложений было актуально

всегда. И сегодня недропользователи проявляют огромный интерес к этой части разреза, связывая с ней основную прирост запасов углеводородов.

Моделирование магнитного поля в Прикаспии проводилось до последнего времени лишь в рамках одно- и двумерного моделирования. Объемное моделирование с использованием системы ADM-3D осуществлялось впервые.

Исходное магнитное поле, которое использовалось для решения обратной задачи 3D, получено по данным аэросъемки на высоте 100 м. Поверхность рельефа плоская и, следовательно, поверхность наблюдения также предполагается плоской. Аномальное поле на интерпретируемом участке задано в узлах сетки с шагом 500x500 м, в которых задано и гравитационное поле. Исходное магнитное поле меняется от -50 до 113 нТл. Для решения обратной задачи принята слоисто-блочная модель из четырех слоев. Поверхность первого (надсолевого слоя), поверхность рельефа – 19 м, подошва – кровля соли. Второй слой соли принят по результатам работ Матусевича А.В. Магнитные восприимчивости в этих слоях приняты $7 \cdot 10^{-5}$ и $1 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Ниже заданы еще два слоя. Подошва третьего слоя на глубине 9000 м, 4-го 11000 м. Магнитные восприимчивости в этих слоях приняты равными 100 и $500 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ.

Нормальное намагничивающее поле задано равным $H_x=0.2$, $H_y=0.021$, $H_z=0.4736$ эрстед. Размеры блоков в модели по горизонтальным осям совпадают с шагом сетки, т.е. равны 500x500 м, а вертикальные размеры блоков равны мощности слоя в каждом конкретном узле сетки. Таким образом, мы имеем $65 \times 40 \times 4$ блоков и $65 \times 49 = 3185$ уравнений.

Получены следующие результаты моделирования магнитного поля. Магнитное поле варьирует от -54 до 102 нТл. Разность между исходным и модельным полем изменяется от 0 до 18 нТл. Причем большие разности находятся только в краевых и угловых частях обрабатываемой площади. На оценке параметров это существенно не сказывается, так как площадь была специально расширена.

Магнитные восприимчивости в слое 1 меняются от 8 до $40 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Магнитные восприимчивости второго слоя имеют обратную картину. Это объясняется тем, что магнитные восприимчивости блоков уточняются тем больше, чем больше их мощности. А так как мощности надсолевого слоя уменьшаются там, где увеличиваются мощности солевого слоя, то на карте мощностей картина была бы противоположной.

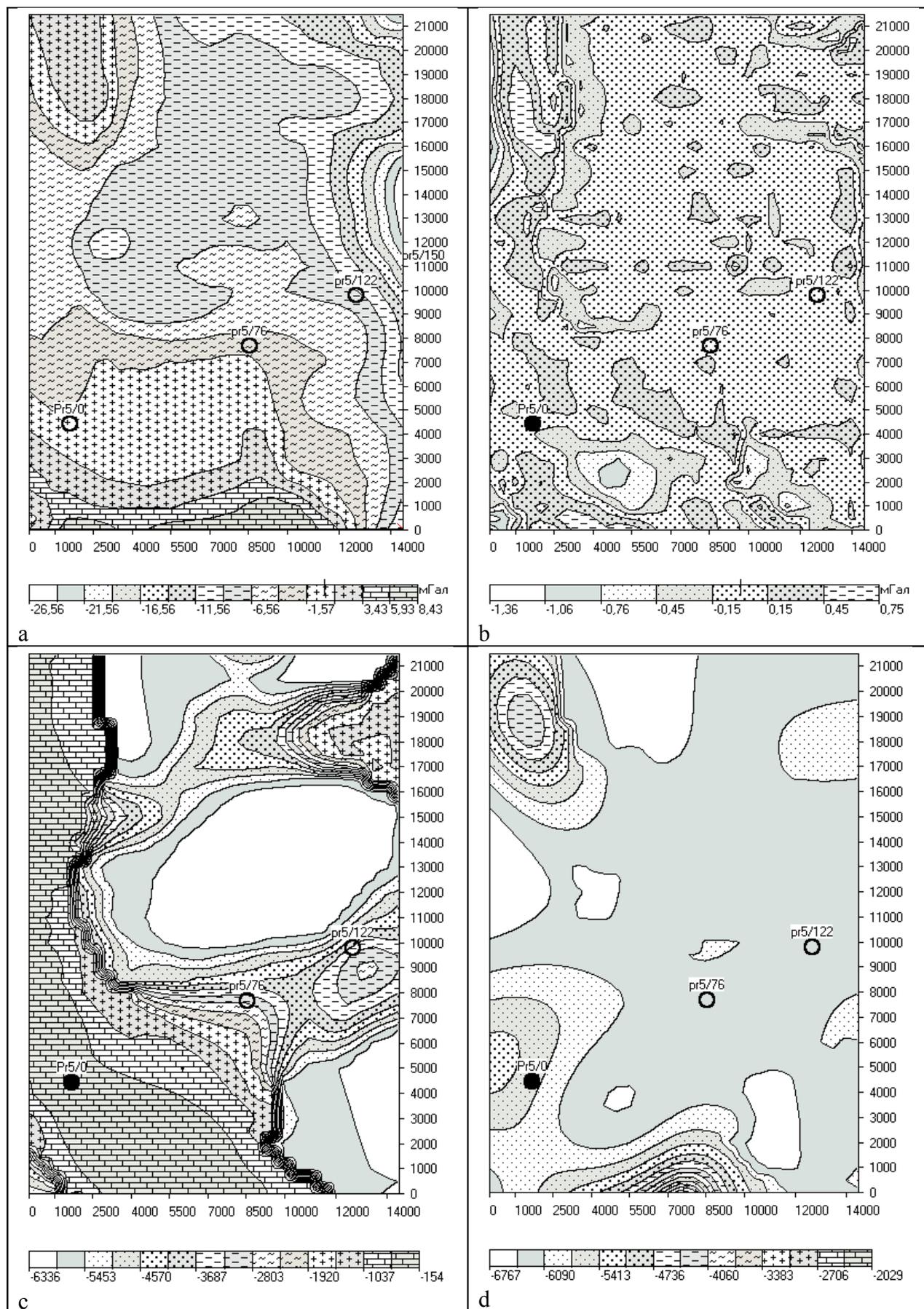


Рис. 1. а – Разность исходного и модельного полей до уточнения модели; б – после уточнения; с – кровля соли; d – подошва соли после уточнения

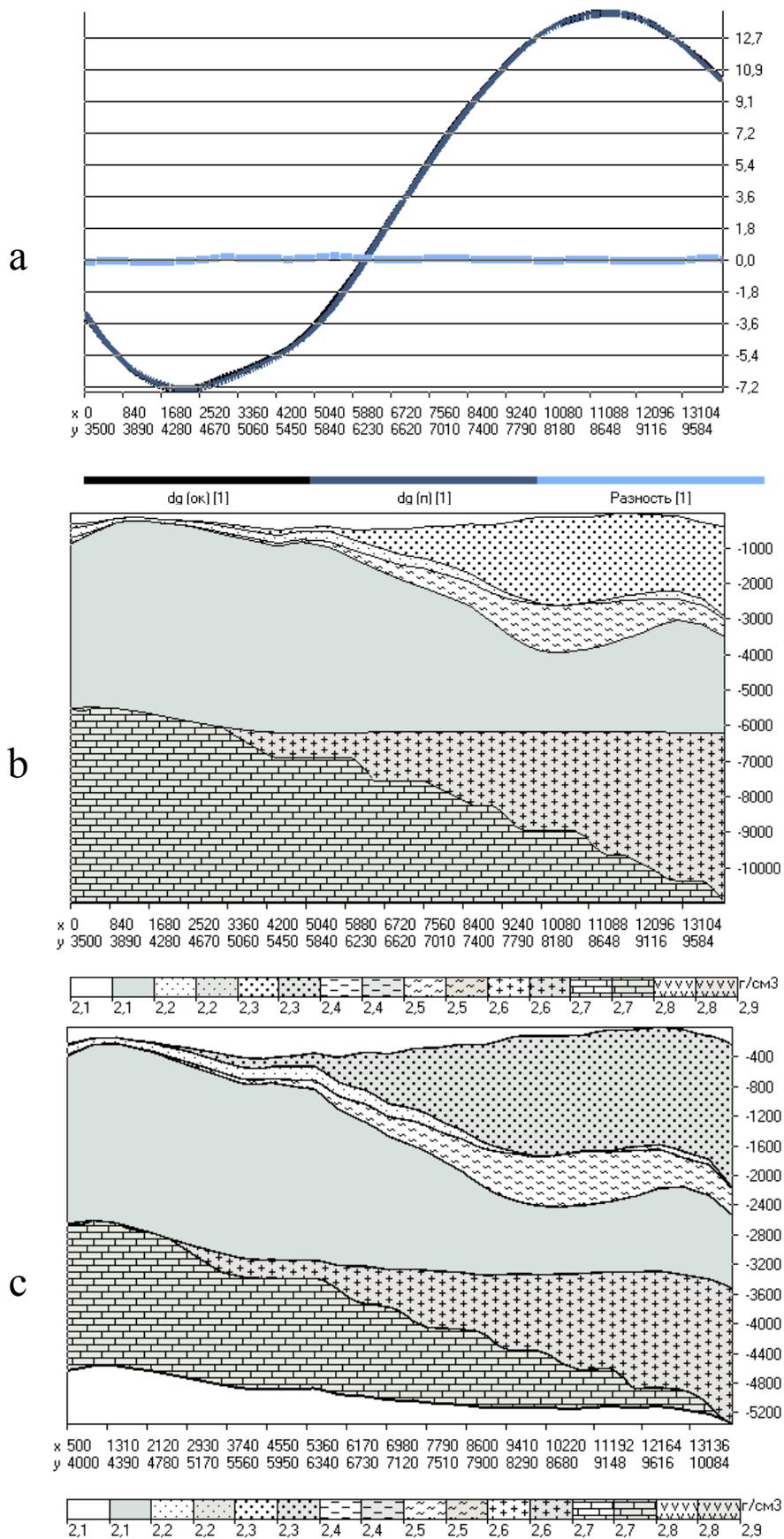


Рис.2. а–графики dg исходный, модельный и разность; б–разрез по сейсмическому профилю (глубинный); с–разрез во временной области

Магнитные восприимчивости третьего слоя меняются от -108 до $231 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Отрицательные значения магнитной восприимчивости при решении обратной задачи могут появляться по двум причинам: 1) наличие остаточного обратного намагничения в породах слоя; 2) начальное приближение задано близким к 0. В этом случае уточнение ведется от 100 как в большую, так и в меньшую сторону. В данном случае наиболее вероятно, что это связано с последней причиной. Если бы начальная восприимчивость была принята равной $200 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, то результат был бы примерно на 100 ед. больше, то есть лежал бы в положительной области. Магнитная восприимчивость в слое 4 была принята равной $500 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. В результате получены пределы оценок от 348 до $762 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Характер изменения магнитной восприимчивости в 3 и 4 слоях практически совпадает. Отчетливо видны два или три направления аномалий: северное, северо-восточное и юго-восточное. В юго-восточной и западной части выделяются положительные изометричные аномалии магнитных восприимчивостей.

Интересным представляется результат исследований на восточном борту Прикаспийской впадины, где по данным 3-D моделирования магнитного поля построены в изогипсах два палеовулкана высотой около 3 км. Выявленные объекты находят подтверждение на сейсмических временных разрезах. Анизотропной трансформацией магнитного поля на их конусах выделены радиально-лучистые системы положительных линейных аномалий, интерпретируемые нами как лавовые потоки.

Необходимо отметить, что в результате объемного моделирования и комплексной интерпретации нами предположительно выделены три крупных рифовых массива, пропущенные сейсморазведкой и рекомендованные для изучения.

Литература

1. *Кочнев В.А.*, 2005. Особенности постановки и решения обратных задач геофизики в адаптивном методе. Мат.32-й сессии Межд. научн. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2005. с.131–133.
2. *Кочнев В.А., Васильев Д.В., Гоз И.В., Сидоров В.Ю.*, 2005. Технологии решения прямых и обратных задач 3d гравиметрии и магнитометрии. Мат.32-й сессии Межд. научн. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 2005. с.134–137
3. *Кочнев В.А.*, 1995. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. (Учебное пособие). Красноярский государственный университет, ВЦК СО РАН (г.Красноярск). 130 с.
4. *Зайберг В., Слонимски П.* и др., 2005. Прямые методы интерпретации потенциальных полей для решения задач смешанного типа на примере изучения Венского бассейна. Геофизический вестник, №7, 2005, с.7–13

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТОКА ПОЧВЕННОГО РАДОНА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ УСЛОВИЙ НА ГРАНИЦЕ ЗЕМЛЯ-ВОЗДУХ.

В.И. Уткин, А.К. Юрков, И.В. Ладовский, Д.Г. Рывкин

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Измерения концентрации почвенного радона-222 (далее радона) вблизи земной поверхности и определение потока эманации важны для оценки его экологической опасности при проектировании и строительстве жилых и промышленных зданий [1]. Как правило, эманационная съемка радона показывает его повышенное содержание в закрытых помещениях (подвалах) по сравнению с обычно низким при съемке в открытых неглубоких шпурах. Это в основном связано с тем, что строительные конструкции существенно изменяют естественные условия миграции радона на границе земля-воздух.

Оценка потока эманации в открытых шпурах связана с большими погрешностями, поскольку измеряется градиент малых концентраций, отнесенный к небольшой базе. Один из возможных путей преодоления указанных трудностей - искусственное создание эманационной «ловушки», то есть перекрытие части дневной поверхности непроницаемым для радона экраном. Подобная ловушка, в какой то мере моделирует условия в закрытых помещениях.

В однородной пористой среде распределение концентрации радона описывается уравнением диффузии частиц с ограниченным временем жизни [2]

$$\Delta C - \frac{\eta}{\tau D} C = -\frac{Q}{D} + \frac{\eta}{D} \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (1)$$

где Δ – оператор Лапласа, t - время, C - концентрация, отнесенная к единице объема пор, η - пористость почвы, τ - среднее время жизни распадающихся атомов (для радона $\tau = 5.52$ суток), D – коэффициент диффузии, Q скорость эманации в единице объема среды.

Допустим, что на всей дневной поверхности однородного эманационного пласта достаточно большой мощности, концентрация равна нулю. Совместим эту поверхность с координатной плоскости xy , а ось z - с осью глубин. Из уравнения (1) следует, что при $t \gg \tau$ одномерное распределение установившейся концентрации с глубиной имеет вид [3]

$$C_1(z) = C_0(1 - \exp(-z/l)) \quad , \quad (2)$$

где $l = \sqrt{D \cdot \tau / \eta}$ – диффузионная длина атомов распадающегося газа; $C_0 = Q \cdot \tau / \eta$ невозмущенная концентрация эманации на глубине $z \gg l$ от поверхности пласта. Далее эту величину будем называть концентрацией насыщения пласта C_0 . Заметим, что только диффузионная длина l определяет (по порядку величины) глубину влияния поверхностного граничного условия на распределение установившейся концентрации радона.

Используя (2), можно определить величину плотности диффузионного потока радона на поверхности пласта:

$$q(0) = D \left. \frac{\partial C}{\partial z} \right|_{z=0} = D \frac{C_0}{l} = Q \cdot l \quad (3)$$

Из (3) следует, что для вычисления потока должна быть известна диффузионная длина l , мощность источников радоновой эманации Q или поровая концентрация насыщения C_0 и коэффициент диффузии D . К сожалению, прямое определение коэффициента диффузии в условиях естественного залегания (например, методом мгновенного источника [4]) связано с использованием открытого источника радиоактивного вещества, что невозможно из-за жестких экологических ограничений.

Выразив коэффициент диффузии через диффузионную длину, перепишем формулу для потока:

$$q(0) = D \frac{C_0}{l} = \frac{D\tau}{\eta} \cdot \frac{\eta C_0}{l\tau} = \eta C_0 \frac{l}{\tau} \quad (4)$$

Здесь ηC_0 имеет смысл объемной концентрации насыщения пласта, а τ (время жизни радона) - известный параметр. И для того, чтобы определение потока эманации стало возможным "in situ", необходимо так организовать методику измерений, чтобы найти величину C_0 и диффузионную длину l .

Применим способ искусственного экранирования, что равносильно изменению граничных условий на поверхности пласта. Сначала допустим, что вся поверхность пласта становится непроницаемой. Это соответствует экрану "бесконечных" размеров. Тогда зависимость приповерхностной концентрации от времени имеет вид [3]

$$C(0,t) = C_0 \operatorname{erf} \sqrt{\frac{t}{\tau}} \quad (5)$$

где $\operatorname{erf}(u)$ -интеграл вероятности. Скорость перехода к новому стационарному состоянию определяется только средним временем жизни атомов τ и за время $t \geq 2\tau$; ($\operatorname{erf}(2) = 0.995$) под поверхностью пласта практически установится концентрация насыщения C_0 . Логично считать, что при размерах непроницаемого экрана, меньших или сравнимых с диффузионной длиной, новое стационарное распределение приповерхностной концентрации радона должно зависеть от диффузионных параметров почвы.

Пусть поверхностный экран конечных размеров имеет форму круга радиуса a . Если начало цилиндрической системы координат (r, z) выбрано в центре экрана, то уравнение диффузии (1) для осесимметричного распределения стационарной концентрации можно представить в виде:

$$\frac{l}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial C}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \frac{(C - C_0)}{l^2} = 0 \quad (6)$$

На дневной поверхности пласта выполняются смешанные граничные условия:

1. Сама поверхность экрана непроницаема для потока эманации, т.е.

$$\left. \frac{\partial C}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \text{ при } r \leq a. \quad (7)$$

2. Вне экрана поверхностная концентрация равна нулю.

$$C(r,0) = 0 \text{ при } r > a. \quad (8)$$

Учитывая оценочный характер модели, допустим, что экран нарушает установившееся одномерное распределение концентрации (2) только в пределах цилиндра $z \geq 0, r < a$

$$C(r,z) = C_0(1 - \exp(-z/l)) \text{ при } z \geq 0, r \geq a. \quad (9)$$

Это условие при $z=0$ совпадает с (8) и нарушается под открытой поверхностью лишь на расстояниях от края экрана, меньших или сравнимых с диффузионной длиной радона в данной среде.

Решение краевой задачи (6), (7), (9) (при $r=a$) в соответствии с граничным условием (7) находится при помощи "cos - преобразования" Фурье

$$C(r,z) = C_0 \left[1 - \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{I_0(\sqrt{u^2 + 1} \cdot (r/l))}{I_0(\sqrt{u^2 + 1} \cdot (a/l))} \cdot \frac{\cos(uz/l)}{(u^2 + 1)} du \right], \quad (10)$$

где $I_0(u)$ – функция Бесселя мнимого аргумента. Практический интерес представляет распределение установившейся концентрации непосредственно под экраном ($z=0; r \leq a$), которое удобно представить в виде интеграла в конечных пределах от ограниченной функции

$$C(r,0) = C_0 \left(1 - \frac{2}{\pi} \int_0^{\pi/2} \frac{I_0(r/(l \cos \varphi))}{I_0(a/(l \cos \varphi))} d\varphi \right). \quad (11)$$

Зависимость (11) для различных диффузионных длин представлена на рис.1.

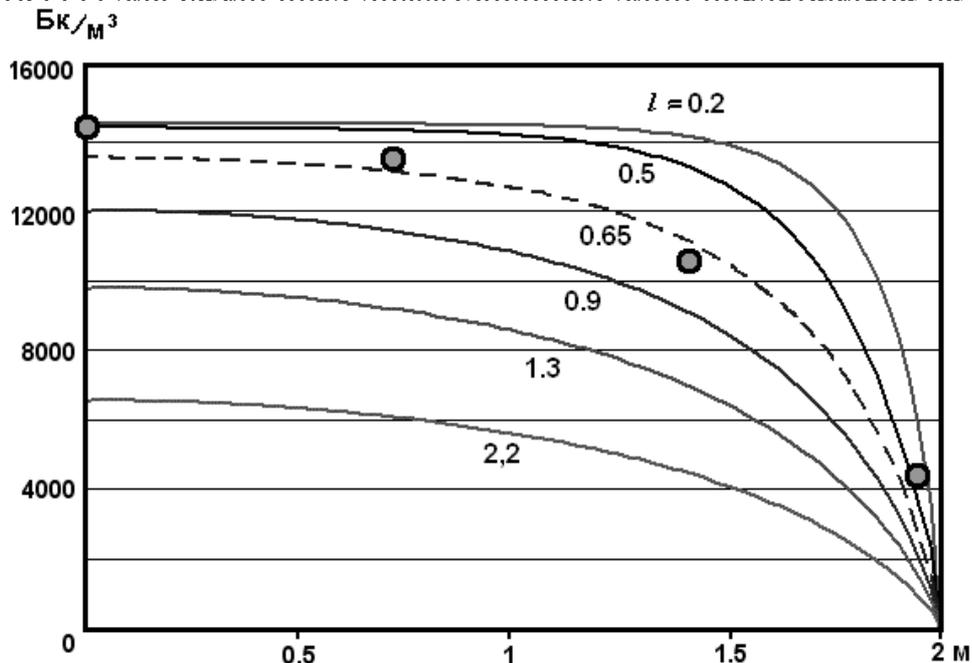


Рис.1. Поверхностная концентрация радона под круглым непроницаемым экраном (радиуса 2 м) на различных расстояниях от его центра. Шифр кривых - диффузионная длина радона в метрах. Точками показаны данные эксперимента.

Значения l , взятые из работы [3], были получены в результате обработки данных экспериментов в осадочных породах, выполненных в условиях естественного залегания.

Экспериментальная часть работы состояла в подборе такого минимального размера экрана, при котором установившаяся под его центром на поверхности пласта концентрация радона переставала меняться при дальнейшем увеличении размеров экрана. Это значение концентрации (~ 14500 Бк/м³) принималось равным концентрации насыщения C_0 . Далее измерялась концентрация на поверхности пласта, установившаяся под экраном на различных расстояниях от его центра.

Для первой части эксперимента была выбрана площадка 4×4 м на площади развития суглинков. Площадка предварительно была взрыхлена на глубину 3 – 5 см. Затем она закрывалась полиэтиленовой пленкой размерами последовательно 1×1, 3×3 и 4×4 м. Для более плотного прилегания к почве пленка сверху присыпалась землей. Большой экран накладывался на меньший. Непрерывные измерения в течении 10 суток ($t/\tau \approx 2$) проводились прибором РГА – 04, установленным в центре площадки под пленкой на глубине 0.25 м. Результаты эксперимента показали, что величина установившейся концентрации под центром экрана растет с увеличением его размеров и достигает концентрации насыщения C_0 под экраном 3×3 м.

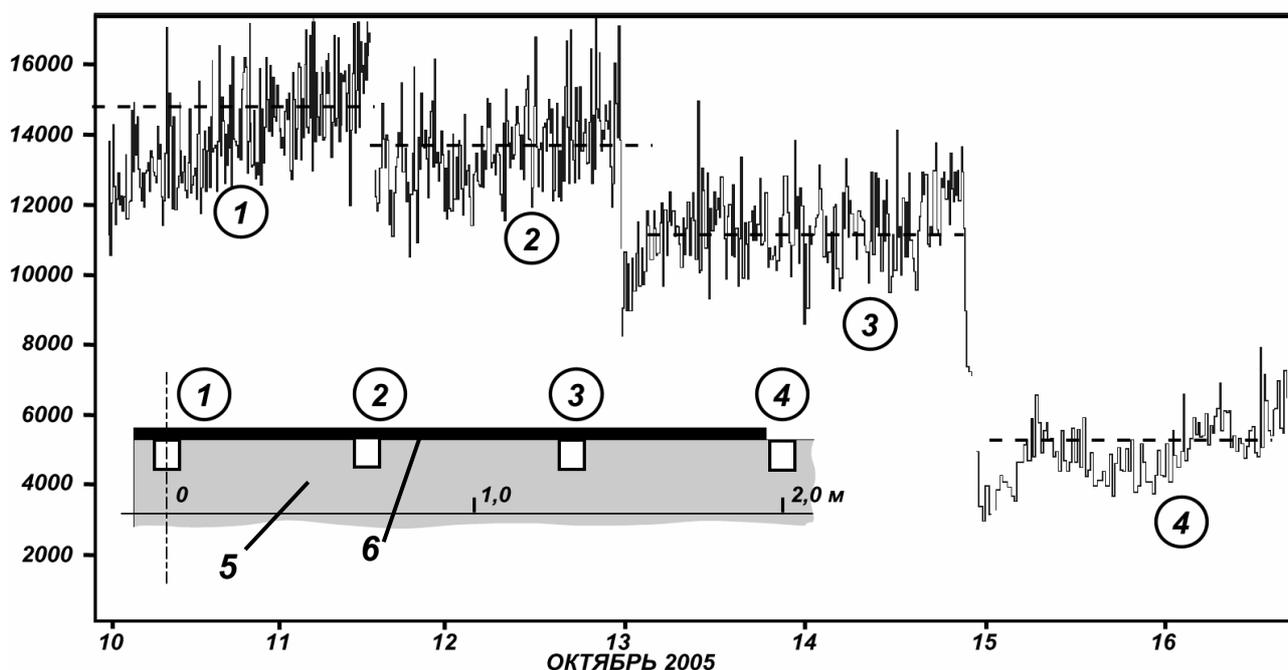


Рис. 2. Схема эксперимента. 1, 2, 3, 4 – расположение точек измерения и объемная концентрация радона в этих точках на расстояниях 0, 0,7, 1,4 и 2,0 метра от центра экрана, соответственно. Верхняя точка 1 – фрагмент кривой измерения концентрации радона под центром экрана 4×4 м с 1.10 по 11.10.2005. В нижней части рисунка: 5 – почва; 6 – непроницаемый экран (двойной слой полиэтилена).

По достижении под экраном концентрации насыщения C_0 , во второй части эксперимента выполнялись измерения установившейся концентрации радона на различных расстояниях от центра экрана 4×4 м (рис 2). При перестановках измерительного прибора экран не снимался. Была получена экспериментальная зависимость поверхностной концентрации радона от расстояния до центра экрана, которая показана точками на рис.1. С экспериментальными точками согласуется пунктирная кривая (рис.1), отвечающая диффузионной длине $l \sim 0.65$ м.

Используя значение измеренной невозмущенной концентрации $C_0 = 14500$ Бк/м³ и рассчитанную диффузионную длину $l = 0.65$ см, можно, (при известной пористости почвы η), оценить величину плотности потока радона с данной площадки по формуле (4):

$$q = \eta C_0 l / \tau \approx 1700 \eta \text{ Бк}/(\text{м}^2 \text{сутки}).$$

Пористость рыхлых отложений верхней части земной коры, представленных в основном глинами и суглинками изменяется в диапазоне 10 – 25%. Следовательно, характерная величина потока радона с поверхности составляет (170-425) Бк / (м² сутки). С учетом влажности диапазон изменения диффузионной длины рыхлых отложений существенно больше [4]. Это позволяет использовать при расчетах потока радона табличные значения пористости, не увеличивая существенно погрешность расчетов.

Отметим, что суточные вариации малых концентраций радона, измеряемых под открытой поверхностью, достигают 100%. Это связано с влиянием внешних факторов. Применение непроницаемого экрана примерно на порядок увеличивает измеряемую концентрацию, что снижает величину ее суточных вариаций до 10% .

Литература

1. Гулабянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Плотность потока радона как критерий оценки радоноопасности. // Анри. 2004. №3. С.16-20.
2. Булашевич Ю.П., Хайритдинов Р.К. К теории диффузии эманации в пористых средах. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959. № 12. С.45-49.
3. Булашевич Ю.П. Некоторые нестационарные задачи диффузии частиц с ограниченным временем жизни. В кн. Ядерно-геофизические исследования.. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1975. С.3 - 15.
4. Булашевич Ю.П., Карташов Н.П. Определение коэффициента диффузии радона в горных породах методом мгновенного источника // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1967. № 10. С.71-76.

ВЛИЯНИЕ АНИЗОТРОПИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НА ДАННЫЕ НАЗЕМНОЙ ГЕОЭЛЕКТРИКИ

А.И. Федоров

Институт геофизики СО РАН

Аннотация

На основании разработанного алгоритма решения прямой задачи в проводящих средах с наклоном оси анизотропии электропроводности проведено моделирование гармонического электромагнитного поля различных дипольных источников, приподнятых над анизотропным полупространством. В результате работы было выяснено, что наклон оси анизотропии изменяет характерное поведение кривых частотного зондирования. Качественная интерпретация кривых частотного зондирования показывает, что кажущееся сопротивление анизотропного полупространства при наклоне оси анизотропии уменьшается.

Введение

В настоящее время существует большое количество различных электромагнитных методов исследований строения земной коры. Эти методы различаются как по особенностям конфигурации, так и по глубинности или разрешающей способности. Подавляющее большинство методов интерпретации данных таких исследований основаны на решении прямой задачи в средах с различным геометрическим строением в предположении изотропной или, в ряде случаев, трансверсально-изотропной электропроводности пород. Однако хорошо известно, что, к примеру, тонкослоистые нефтегазовые коллектора представляют собой почти периодические структуры чередующихся прослоев песчаника и глинистых сланцев. При этом плоскости раздела прослоев могут не совпадать с границами пласта, который такая структура образует. В главных осях тензор электропроводности пласта будет иметь трансверсально-изотропный вид, однако ось этого тензора может не совпадать с нормалью к границе пласта. Таким образом, в системе координат, связанной с границей пласта тензор электропроводности среды не будет диагональным.

Другим не менее важным случаем пород, которые описываются такой моделью, являются породы с наклонной трещиноватостью. При моделировании электромагнитных полей в трещиноватых средах часто за основную модель принимают азимутальную анизотропию пород. Такая модель является частным случаем наклонной анизотропии с углом наклона оси 90° (ось параллельна границе пласта).

Таким образом, возникает вопрос о влиянии наклона оси анизотропии электропроводности на данные наземных геоэлектрических методов. Кроме того, возникает задача интерпретации данных в средах с наклоном осей анизотропии электропроводности. Первым шагом на пути решения этих задач

является разработка математического аппарата для моделирования электромагнитных полей различных источников.

Алгоритм расчета электромагнитных полей дипольных источников, приподнятых над анизотропным полупространством.

Геоэлектрическая модель среды представляет собой анизотропное проводящее полупространство, над которым на высоте h на оси z находится источник электромагнитного поля (рис. 1). Нижнее полупространство характеризуется тензором электропроводности $\hat{\sigma}$. Верхнее полупространство – воздух. Компоненты электромагнитного поля измеряются непосредственно на поверхности ($z = 0$). Основой решения задачи частотного зондирования являются уравнения Максвелла в анизотропной среде в квазистационарном приближении:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{H} &= \mathbf{j}, \\ \operatorname{rot} \mathbf{E} &= i\omega \mu_0 \mathbf{H}, \\ \operatorname{div} \mathbf{H} &= 0, \quad \operatorname{div} \mathbf{j} = 0. \end{aligned}$$

Здесь плотность тока связана с напряженностью электрического поля законом Ома:

$$\mathbf{j} = \hat{\sigma} \mathbf{E},$$

где тензор электропроводности $\hat{\sigma}$ в среде можно представить в виде:

$$\hat{\sigma} = \begin{array}{ccc|c} \text{ж} \gamma_x & 0 & 0 & \text{II} \\ \text{3} 0 & \gamma_x \cos^2 \delta + \gamma_z \sin^2 \delta & (\gamma_x - \gamma_z) \cos \delta \sin \delta & \text{IV} \\ \text{3} 0 & (\gamma_x - \gamma_z) \cos \delta \sin \delta & \gamma_x \sin^2 \delta + \gamma_z \cos^2 \delta & \text{IV} \\ \text{И} & & & \text{III} \end{array}$$

γ_x - продольная электропроводность, γ_z - поперечная электропроводность, δ - угол наклона оси анизотропии. В воздушном полупространстве выполняются те же уравнения с $\sigma_0 = 0$.

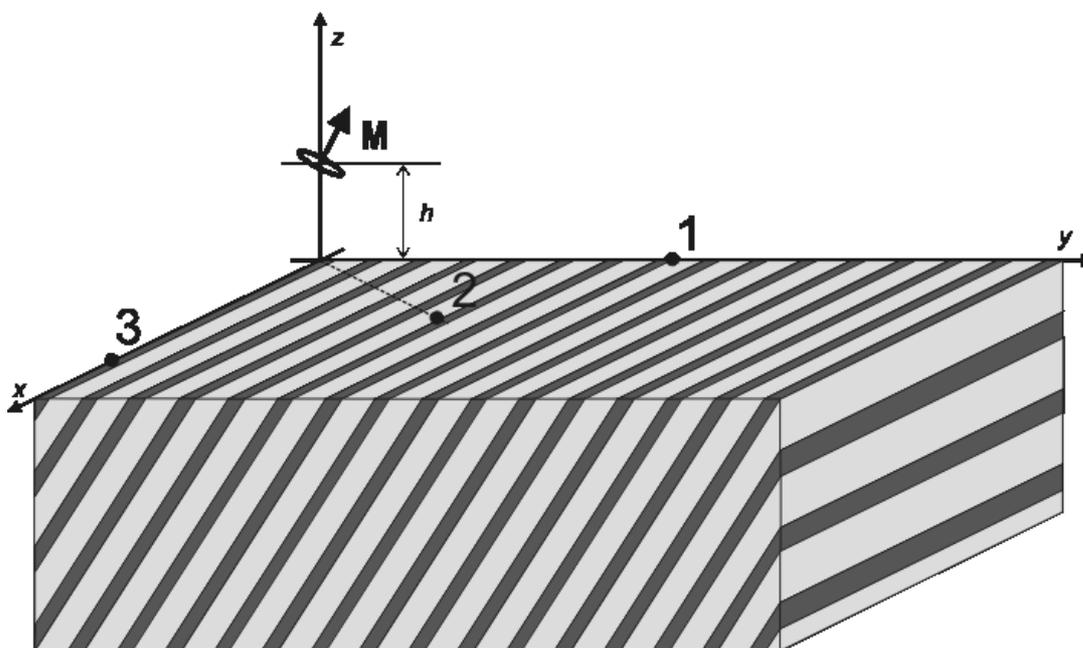


Рис. 1. Модель однородного анизотропного полупространства.

После двумерного преобразования Фурье по координатам x, y и некоторых алгебраических преобразований уравнения Максвелла можно привести к следующей линейной системе обыкновенных дифференциальных уравнений [1,2]:

$$\hat{\beta}_2 \mathbf{W}'' + \hat{\beta}_1 \mathbf{W}' + \hat{\beta}_0 \mathbf{W} = \mathbf{Q},$$

где

$$\mathbf{W} = \begin{pmatrix} \text{ж}i\xi & i\eta & \text{цж}E_x^* & \text{ц} \\ \text{и}i\eta & -i\xi & \text{чш}E_y^* & \text{ш} \end{pmatrix},$$

$\hat{\beta}_2, \hat{\beta}_1, \hat{\beta}_0$ - матрицы постоянных коэффициентов, \mathbf{Q} - источник, ξ, η - Фурье переменные.

Решение для полупространства в Фурье-представлении можно записать в аналитическом виде. Приводить его здесь не будем, поскольку оно чересчур громоздко. На основании полученных аналитических выражений реализован численный алгоритм расчета электромагнитных полей дипольных источников.

Результаты моделирования.

С помощью разработанного алгоритма были проведены исследования влияния наклона оси анизотропии на поведение электромагнитного поля вблизи дневной поверхности. Для этого были получены картины распределения плотности объемных зарядов и токов на дневной поверхности. На рисунке 2 представлены картины распределения плотности тока при различных углах наклона оси анизотропии. Здесь в качестве источника взят вертикальный магнитный диполь. Видно, что произвольный угол наклона оси анизотропии вносит значительные изменения в характер поведения электромагнитного поля. При двух предельных значениях угла наклона $\delta = 0^\circ$ и $\delta = 90^\circ$ линии тока являются окружностями и эллипсами соответственно, тогда как при произвольном значении угла наклона распределение имеет гораздо более сложный вид. Видно, что на оси Y появляются точки, в которых ток близок к нулю или даже течет в обратном направлении по сравнению с предельными случаями.

Характер распределения объемных зарядов таков, что при малых углах наклона это распределение близко к дипольному, в то время как при увеличении угла наклона оси оно приближается к квадрупольному.

Анализ кривых частотного зондирования в широком диапазоне частот показывает, что в некоторых конфигурациях появляются компоненты электромагнитного поля, ранее отсутствовавшие. К примеру, почти в каждой конфигурации появляется отличное от нуля вертикальное электрическое поле. Однако существуют и такие конфигурации, в которых присутствуют только «традиционные» компоненты.

При помощи низкочастотного разложения компонент электромагнитного поля дипольных источников на поверхности изотропной Земли была сделана обработка кривых частотного зондирования, что позволило оценить ошибку

определения кажущегося сопротивления традиционно используемыми методами. В различных конфигурациях эта ошибка составляет от 5% до 70% при достаточно низком коэффициенте анизотропии $\Lambda = \sqrt{\gamma_x/\gamma_z} : 1.7$ и значении угла наклона $\delta = 35^\circ$.

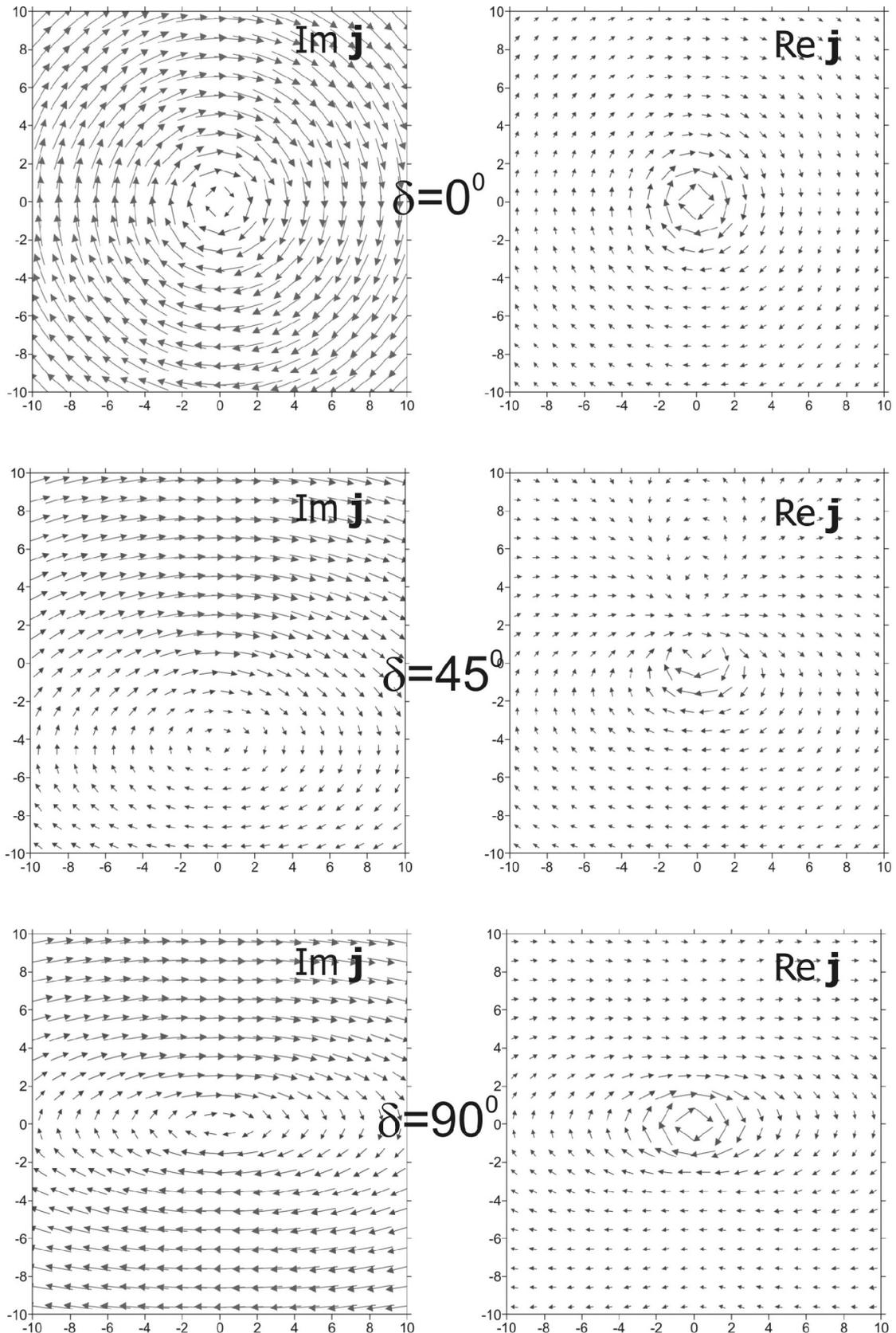


Рис. 2. Распределение плотности тока на дневной поверхности при различных углах наклона оси анизотропии (слева – мнимая часть тока, справа – реальная). Источник поля – вертикальный магнитный диполь, приподнятый над поверхностью на 1 м.

Заключение

Разработанный алгоритм численного моделирования электромагнитных полей в средах с произвольным наклоном оси анизотропии электропроводности позволяет моделировать сигналы дипольных источников, приподнятых над полупространством. Полученные распределения токов и поверхностных зарядов на дневной поверхности говорят о существенном усложнении распределения электромагнитного поля по сравнению с трансверсально-изотропной средой. Качественная интерпретация данных частотных зондирований в низкочастотной области позволяет говорить о сильном влиянии анизотропии на кажущееся сопротивление, полученное по данным наземных геоэлектрических методов.

Литература

1. *Табаровский Л.А., Энов М.И.* Электромагнитные поля гармонических источников в слоистых анизотропных средах.// Геология и геофизика, 1977. №1. С. 101-109.
2. *Федоров А.И. Энов М.И.* Переменное электромагнитное поле в наклонно-анизотропной слоистой среде.// Сиб. журнал. индустр. математики, 2003. Т.VI. № 4(16). С.119-131.
3. Дипольные частотные зондирования двухслойной среды. Методические рекомендации. Часть I. Сост. *Кузнецов А.М., Морозова Г.М., и др.*// Новосибирск, 1980. С.123.

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ГОРОДСКОЙ ПЛОТИНЫ НА Р. ИСЕТЬ Г. ЕКАТЕРИНБУРГА

О.И. Федорова, Р.Б. Журавлева, Б.М. Чистосердов, В.П. Бакаев

Институт геофизики УрО РАН

При длительной эксплуатации плотины, ограждающей водоем, из-за гидравлического напора повышается вероятность просачивания воды сквозь грунтовое сооружение по участкам ослабленной гидроизоляции как в теле плотины, так и в ее основании. В [1] предложена концепция электрометрического мониторинга состояния гидротехнического сооружения, когда внешняя насыпная часть его представлена глинисто-щебенистым материалом, ничем не укрепленным с поверхности. Мониторинг

осуществляется комплексом геоэлектрических методов в кондуктивном варианте, которым эффективно решаются задачи контроля состояния грунтовых плотин.

В городе плотины, как правило, укреплены со всех сторон, поэтому отсутствуют условия заземления, необходимые в кондуктивных методах электроразведки. В июне – августе 2005 г. были проведены геофизические опытно-методические работы на городской плотине через р. Исеть в г. Екатеринбурге. Цель исследований состояла в том, чтобы оценить возможность применения электромагнитных методов в индуктивном варианте для изучения состояния плотины.

Плотина расположена в центре города и имеет протяженность 200 м, высоту 7 м. Строение ее сложное: тело плотины представлено грунтовым материалом; русло реки Исеть проходит через центр плотины, оно укреплено железобетонным тоннелем; в 40 м к востоку от русла в теле плотины находится пешеходный тоннель, также железобетонный; полотно плотины – асфальтированный проспект с трамвайным и автомобильным движением; нижний бьеф плотины вертикальный и укреплен железобетонными плитами.

Работы проводились по полотну плотины (профиль 1 и 1а) со стороны нижнего бьефа и у ее подножья (профиль 2) (рис.1). Применялись методы: дипольное электромагнитное зондирование в дистанционном варианте (ДЭЗ); индукционное частотное зондирование.

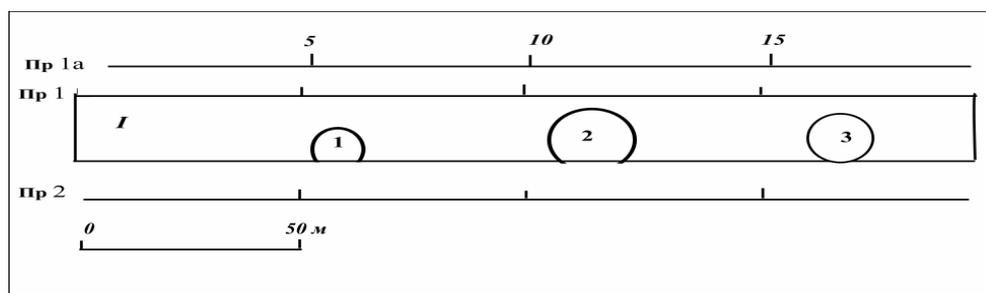


Рис.1. Разрез плотины со стороны нижнего бьефа и схема расположения профилей наблюдений.

I – разрез плотины; 1 – небольшая полость для технических нужд; 2 – тоннель для русла р. Исеть; 3 – сквозной пешеходный тоннель.

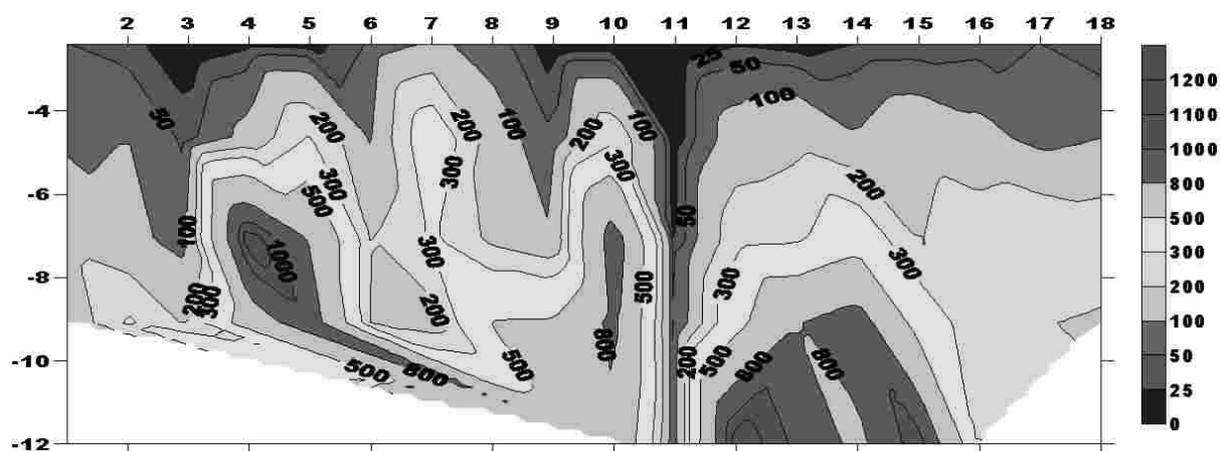
Дипольным электромагнитным зондированием в дистанционном варианте выполнены наблюдения на профиле 1, 1а и 2. Точки зондирования располагались через 10 м. Измерения проводились на частоте 20 кГц с разносами: 10, 20, 30, 40 и 50 м. Использовалась аппаратура ДЭМП-СЧ.

Зондирования выполняли по системе наблюдений с подвижным источником поля. Приемник и источник поля находились на одном профиле, точка записи отнесена к приемнику. Выбранная система наблюдений позволяет наиболее точно определить электропроводные зоны в теле плотины [2].

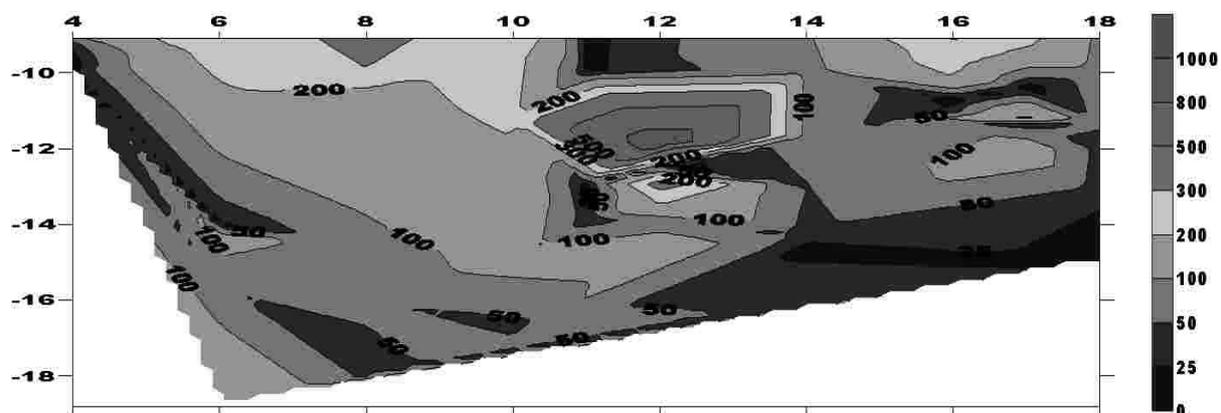
Измеряли вертикальную H_z и горизонтальную H_r составляющие магнитного поля. По параметру H_z/H_r на пунктах зондирования вычисляли

эффективные глубину и электросопротивление среды при каждом разное, применяя методику интерпретации, предложенную в [3].

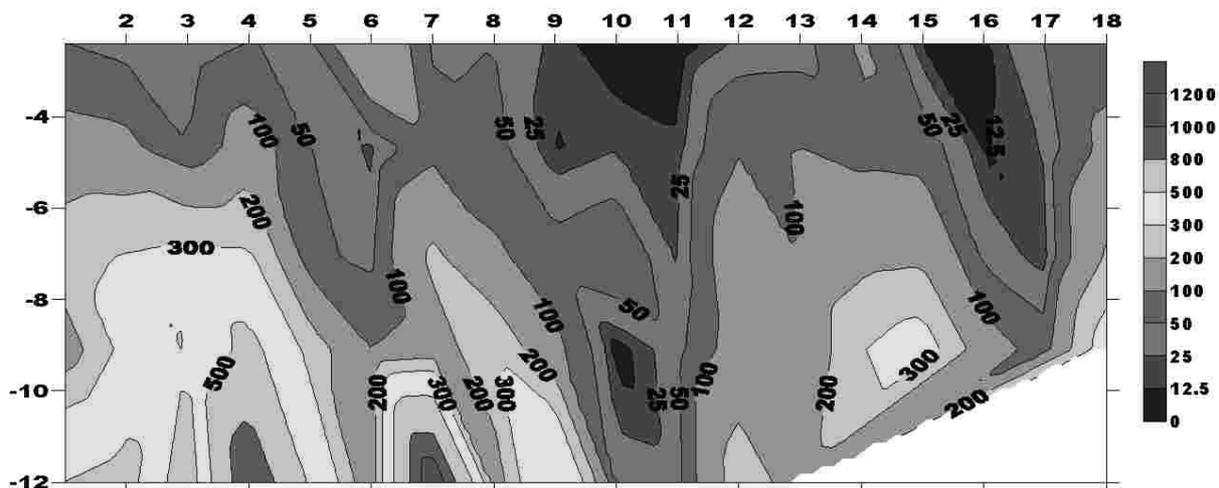
Результаты работ представлены в виде разрезов $\rho_{эф}$ ($h_{эф}$). На разрезе электросопротивлений по профилю 1 (край плотины) выделяется электропроводная зона (< 50 Ом.м) в верхней части плотины до глубины около 2 м с увеличением глубины на пикетах 1-3, 9 и 11, по всей видимости, за счет проникновения атмосферных осадков (рис.2.а). Пикет 11 располагается над центром русла реки, что объясняет интенсивность низкоомной аномалии в этом месте. Нижняя часть плотины (от 2 до 7 м) и ее основание (до 12 м) представлены высокоомным материалом.



а

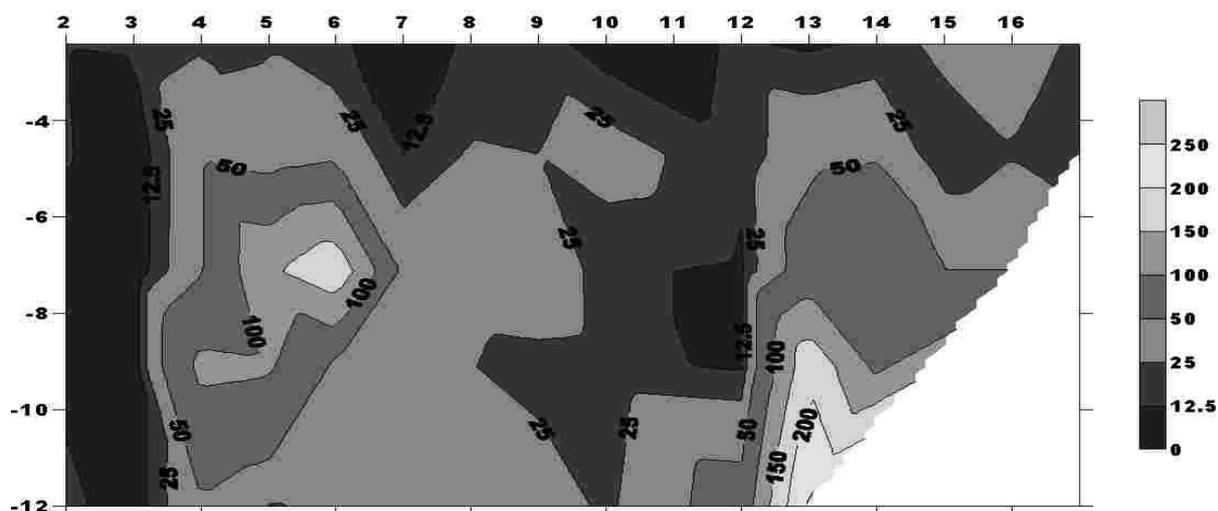


б



В

Рис.2. Разрезы электросопротивлений $\rho_{эф}(h_{эф})$: а - ДЭЗ по профилю 1; б – ИЧЗ по профилю1; в – ДЭЗ по профилю 1а. Цифры на изолиниях – значения



электросопротивления в Ом.м.

Рис. 3. Разрез электросопротивлений $\rho_{эф}(h_{эф})$ ДЭЗ по профилю 2. Цифры на изолиниях – значения электросопротивления в Ом.м.

По результатам частотных зондирований, проведенных на профиле 1, выделяется электропроводная зона на пикете 11 (русло реки), а также под всей плотиной с глубины 12 м (рис.2.б).

На профиле 1а, расположенном в 7 м от профиля 1, наблюдается резкое понижение электросопротивления грунтового материала плотины, особенно на пикетах 4-6, 8-10 и 15-17 (рис.2.в). Можно предположить, что это связано с попаданием дождевых вод в систему ливневой канализации, проходящей рядом с профилем наблюдений, просачиванием их в тело плотины, приводящим к переувлажнению грунта.

Результаты дистанционных зондирований на профиле 2 (в 10 м ниже плотины) показали сильную водонасыщенность песчано-глинистых отложений в долине реки Исеть (< 50 Ом.м) (рис.3). В районе пикетов 2-3 (рядом со склоном), 7 и 10-12 выявлены проводящие аномалии < 12 Ом.м. Судя по

результатам, полученным на профилях 1 и 1а, природа этих аномалий связана также с атмосферными осадками. Аномалия на пикетах 10-12 – русло реки.

В теле плотины имеются две полости на пикете 6 и между пикетами 16-17 (пешеходный тоннель), но по результатам исследований они выделяются областями пониженных сопротивлений. Это можно объяснить в первом случае наличием металлических ворот, а во втором – железобетонными укреплениями [4].

По выполненным исследованиям сделаем следующие выводы:

1. В городских условиях с повышенным уровнем электромагнитных помех возможно применение индуктивных методов с погрешностью до 20%.

2. Выбранная система наблюдений с подвижным источником позволяет выявить электропроводные зоны, связанные с повышенной обводненностью грунтового материала плотины и с наличием металлических конструкций.

3. Состояние городской плотины на р. Исеть, в целом, удовлетворительное. Отмечаются локальные участки пониженного электросопротивления по полотну плотины и у ее подножья за счет проникновения атмосферных осадков. В основании плотины в пределах глубинности исследований наблюдается увеличение водонасыщенности разреза с глубины 12 м.

Считаем необходимым продолжить геоэлектрические исследования на городской плотине: изучить состояние верхнего бьефа плотины; выполнить мониторинг электрофизических свойств плотины на изученных участках.

Литература

1. Улитин Р.В., Назаров С.В., Харус Р.Л. Геоэлектрический мониторинг насыпных гидротехнических сооружений. Материалы междун. конф. им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Екатеринбург, 2002. С. 242-247
2. Титлинов В.С., Девятьяров В.В. Радиальное индукционное зондирование на модели вертикальной проводящей жилы, перекрытой электропроводным слоем // Электромагнитные методы геофизических исследований. Свердловск: Урал. отделение, 1988. С.38-45.
3. Журавлева Р.Б., Колесняк С.А. Пакет “ЕМРАК” для решения прямых и обратных задач электроразведки с использованием стационарных и гармонических полей // Геоэлектрические исследования контрастных по электропроводности сред. Екатеринбург: Наука, Урал. отделение, 1996. С. 46-55.
4. Бакаев В.П., Бездверный А.Г., Лобов Э.С. Определение местонахождения скрытых трещин и пустот в песчаниках и известняках методами индукционной электроразведки. // Электромагнитные методы геофизических исследований. Свердловск: Урал. отделение, 1988. С.69-74.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИРАЗВЕДКИ НА ОСНОВЕ МЕТОДА РЕГУЛЯРИЗАЦИИ ДЛЯ СИСТЕМЫ МНОГОУГОЛЬНИКОВ

В. Г. Филатов

РГГРУ, Москва

Устойчивые методы решения обратных задач гравиметрии на основе регуляризации [1 –9] включают как линейные, так и нелинейные обратные задачи. Для геологического редуцирования используется современная технология алгоритма ПРЭФ Тальвани и Е.А. Мудрецовоу [4, 5, 7, 8] для системы многоугольников в двумерной постановке. В этом случае поле $\Delta g(x)$ представляется формулой:

$$\Delta g(x_k) = \sum_{i=1}^N \sigma_i A_{ik}, \quad 1 \leq k \leq n \quad \text{- число расчётных точек} \quad (1)$$

где σ_i – эффективная плотность i -го многоугольника, A_{ik} – гравитационный эффект i -го многоугольника в т. x_k или в операторной форме:

$$g = A\sigma, \quad (2)$$

где g – вектор-столбец, A – матрица, σ – вектор-столбец.

Согласно методу регуляризации [2 – 6], вводится сглаживающий функционал:

$$M_\alpha = \|g - A\sigma\|_{L_2}^2 + \alpha \|\sigma - \sigma_{оп}\|_{L_2}^2, \quad (3)$$

где α – параметр регуляризации, $\sigma_{оп}$ – вектор опорных значений.

Решение находится из уравнения Эйлера $\frac{\partial M_\alpha}{\partial \sigma} = 0$ для серии значений α , причём $\alpha_{опт}$ находится по квазиоптимальному критерию. Компьютерная реализация РЕЛИН регуляризирующего линейного алгоритма опробована на модельных примерах и эталонных материалах месторождения Уртабулак Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.

Гравиметрическая съёмка на месторождении Уртабулак Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области Узбекской ССР проводилась с целью оценки возможности высокоточной гравиразведки для трассирования рифогенных известняков келловей-оксфорда. Было выполнено три профиля длиной 20-25 км. Рассматриваемый ниже Пр. II имел длину 25 км. Шаг наблюдений в центральной части профиля был 100 м и в краевой – 200 м. Среднеквадратическая погрешность аномалии Буге составила 0,1 мгал.

Кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге $\Delta g_a(x)$ и геологический разрез по Пр. II представлены на рис. 1. Предварительный анализ материалов съёмки показал, что основное гравитационное влияние создаётся толщей бухарских известняков палеогена и отложениями верхнего мела, а также соляно-ангидридной формации. Суммарное влияние остальных гравиактивных границ близко к постоянной величине. Сопоставление результатов расчётов по трёх- и двумерной моделям показало их незначительное расхождение. Это

позволило проводить интерпретацию материалов гравиметрических съёмок в рамках двумерной модели (см. рис. 1). При этом эффективная плотность бухарских известняков и меловых отложений принята $\sigma = \delta_1 - \delta_2 = 0,45 \text{ г/см}^3$, эффективная плотность соляно-ангидридной формации $\sigma = \delta_3 - \delta_2 = 0,16 \text{ г/см}^3$ (где δ_1 - плотность бухарских известняков и верхнего мела, δ_2 - плотность палеогеновых отложений, δ_3 - плотность отложений соляно-ангидридной формации). Кроме того, на основании расчёта плотности промежуточного слоя по способу Неттлтона в приповерхностном слое были введены два локализованных участка с повышенной эффективной плотностью $0,25 \text{ г/см}^3$ в районе пикетов 150-160 и $0,2 \text{ г/см}^3$ в районе пикетов 70-85. Эффективная плотность высокопористых рифогенных известняков келловей-оксфорда принята равной $0,22 \text{ г/см}^3$.

Целью интерпретации было: установить возможность выделения гравитационного эффекта известняков келловей-оксфорда, а также определить параметры их залегания.

Кривая $\Delta g_a(x)$ получена в точках на рельефе, поэтому для сопоставления ее с прямым эффектом от известной части разреза она была пересчитана по программе В. И. Аронова «Редукция-2»[1] на верхнюю точку рельефа $H = 306$ м. Были выбраны следующие параметры программы: глубина залегания источников аппроксимирующего поля $z' = 100$ м, шаг по профилю $\Delta x = 200$ м, число точек на профиле $n = 126$ и палетка с числом точек $N = 10$. Пересчитанная на уровень $H = 306$ м кривая $\Delta g_H(x)$ приведена на рис. 1 и мало отличается от исходной кривой $\Delta g_a(x)$. Было проведено геологическое редуцирование за известную часть разреза – вычисление прямого эффекта от толщи бухарских известняков и верхнего мела, от приповерхностных участков с повышенной плотностью и от толщи соляно-ангидридной формации и вычитание суммарного расчётного эффекта из пересчитанной кривой $\Delta g_H(x)$. Расчёт прямого эффекта проводился по программе «ПРЭФ-2», созданной во ВНИИГеофизике Е. А. Мудрецовой, Е. П. Пучковым и Н. Ю. Нефедовой [4, 5]. Расчётный эффект от указанных источников (см. рис. 1) получен на основе аппроксимации их многоугольными призмами бесконечного простираения. Выделенная остаточная аномалия была сглажена способом скользящего среднего, причём число точек палетки осреднения равнялось 21. По осреднённой остаточной аномалии $\Delta g_0/(x)$ были определены параметры, характеризующие источник полученной аномалии.

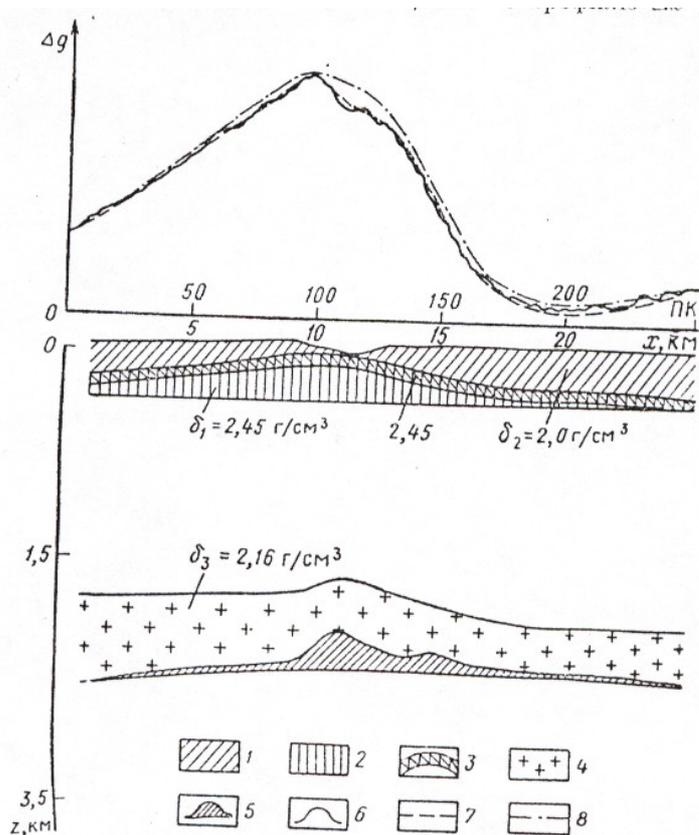


Рис. 1. Геологический разрез месторождения Уртабулак и кривые аномалий силы тяжести. 1 – толща неогена и верхнего палеогена, ограниченная сверху дневной поверхностью, снизу – бухарскими известняками; 2 – отложения верхнего мела; 3 – слой бухарских известняков; 4 – толща соляно-ангидридной формации; 5 – высокопористые известняки келовей-оксфорда; 6 – $\Delta g_a(x)$ - кривая аномалии силы тяжести и редукции Буге; 7 – $\Delta g_H(x)$ - пересчитанная на уровень H кривая $\Delta g_a(x)$; 8 – $\Delta g_a(x)$ рассчитанный по программе «ПРЭФ-2» прямой эффект части разреза.

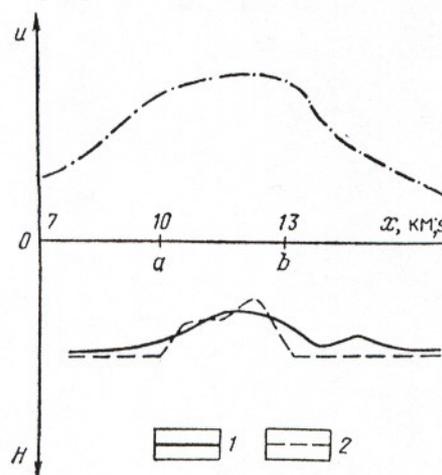


Рис. 2. Определение глубины залегания и формы границы рифогенных известняков. 1 – по геологическим данным; 2 – по программе «ВГФ». $U(x)$ – исходная информация

В рамках модели контактной поверхности, аппроксимирующей осреднённую границу рифогенные известняки – соль, определялась глубина залегания и форма контактной поверхности с помощью метода регуляризации

А. Н. Тихонова [6] для нелинейных задач по программе «ВГФ» [2, 3]. Данная программа основана на решении нелинейного интегрального уравнения

$$U(x) = \int_a^b \ln \frac{(x-s)^2 + H^2}{(x-s)^2 + [H-z(s)]^2} ds,$$

где $U(x)$ – исходная информация (рис. 2), $U(x) = \Delta g_0(x)/\sigma f$; σ – эффективная плотность области рифогенных известняков, $\sigma = -0,22$ г/см³; f – гравитационная постоянная; $f = 6,67 \times 10^{-8}$ см³; a, b – концы интервала, на котором ищется решение; H – искомая глубина залегания контакта; $z(s)$ – искомая форма контактной поверхности.

Поскольку интервал (a, b) известен приближенно, были проведены расчёты для нескольких вариантов интервала. Выбор оптимального интервала проводился на основе сопоставления исходного $U(x)$ и расчётного поля, а также по критерию сравнения последовательных решений [2] для серии вариантов (a, b) .

Длина интервала (a, b) изменялась от 2 до 6 км. Оптимальное решение было выбрано для $a = 10$ км, $b = 13$ км (см. рис. 2). Погрешность ε восстановления границы рифогенных известняков для глубины H составляла 1% ($H = 2520$ м при точном $\bar{H} = 2500$ м), для глубины залегания границы $H-z$ – 3% ($H-z = 2240$ м при точном $H-z = 2300$ м).

Таким образом, построение модели геологического разреза и геологическое редуцирование за влияние известной части разреза позволило уверенно выделить остаточную аномалию $\Delta g(x)$. В предположении, что источником этой аномалии являются рифогенные известняки келловей-оксфорда, на основе регуляризации по программе «ВГФ» была решена обратная задача для определения глубины и формы границы рифогенных известняков. Восстановление с достаточной точностью этой границы свидетельствует о справедливости сделанного предположения о природе источника полученной остаточной аномалии.

Дополнительная интерпретация кривой Δg по программе РЕЛИН для определения плотностей системы многогранников, аппроксимирующих слои неогена, известняков, формаций, показала удовлетворительное определение плотностей с погрешностью 5%, причём задача решалась в двух вариантах: по исходной кривой Δg и по фоновой компоненте Δg_0 по крыльям кривой Δg .

Использование программы РЕЛИН в сочетании с программами Редукция-2, ПРЭФ и ВГФ показало эффективность данного комплекса при решении задач нефтегазовой разведочной геофизики.

Список литературы

1. Аронов В. И. Редукция аномалий силы тяжести в горной области с помощью ЭВМ. – «Обзор. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геология», № 7, вып. 23. ОНТИ ВИЭМС, 1965. 87 с. С ил.

2. Гласко В. Б., Остромогильский А. Х., Филатов В. Г. О восстановлении глубины и формы контактной поверхности на основе регуляризации. – «Журн. вычисл. математич. физики», 1970, т.10, № 5, с. 1292 – 1297 с ил.
3. Мудрецова Е. А., Гласко В. Б., Филатов В. Г. О разрешающей способности метода регуляризации и определении участка характерного изменения формы контактной поверхности. – «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1974, № 6, с. 98 – 101 с ил.
4. Мудрецова Е. А., Нефедова Н. Ю., Учёт влияния погребённой плотностной границы на значения вертикального градиента V_{zz} . – «Прикладная геофизика», вып. 65. М., «Недра», 1972, с. 173 – 187 с ил.
5. Мудрецова Е. А., Пучков Е. П. Учёт влияния рельефа контактной поверхности на измеренные значения градиентов силы тяжести. – «Разведочная геофизика», вып. 55. М., «Недра», 1973, с. 56 – 63 с ил.
6. Тихонов А. Н. О нелинейных уравнениях первого рода. – «Докл. АН СССР», 1965, т 161, №5, с. 1023 – 1026.
7. Интерпретация данных высокоточной гравиразведки на неструктурных месторождениях нефти и газа. Е. А. Мудрецова, А. С. Варламов, В. Г. Филатов, Г. М. Комарова, М., Недра, 1979, 196 с.
8. Мудрецова Е. А., Орловский А. Х., Филатов В. Г. Интерпретация высокоточных гравиметрических данных на месторождении Уртабулак. Разведочная геофизика, вып. 81, М., Недра, 1977, с. 82 – 85.
9. Методические рекомендации по технологии площадной обработки и интерпретации гравимагнитных данных (ТПОИГД). В. М. Берёзкин, Ю. В. Жбанков, В. Г. Филатов и др. М., изд. «Нефтегеофизика», 1992, 80 с.

МЕТОД ОЦЕНКИ И КЛАССИФИКАЦИИ УСТОЙЧИВОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ОСНОВЕ ПАРАДИГМЫ ФИЗИЧЕСКОЙ МЕЗОМЕХАНИКИ

О.А. Хачай¹, О.Ю. Хачай²

¹Институт геофизики УрО РАН, ²Уральский Государственный университет.

В настоящее время для более адекватного понимания динамики процессов, происходящих в геологической среде под воздействием как естественных, так и техногенных факторов академиком Паниным В.Е. на основе результатов полученных в рамках его школы [1] введена новая парадигма на стыке физики и механики деформируемого твердого тела, лежащая в основе физической мезомеханики.

1. Идентификация механизмов пластического течения на различных структурных уровнях деформации, приводящих к кардинальному

изменению исходной внутренней структуры твердого тела и формированию в нем диссипативных субструктур как мезоскопических носителей пластической деформации.

2. Установление связи между внешним воздействием, изменением исходной внутренней структуры, формированием иерархии мезоскопических самосогласованных структурных уровней деформации и возникающими вследствие этого механическими полями.
3. Синергетический подход в методологии описания деформируемого твердого тела как неравновесной многоуровневой среды, которая в точках бифуркации теряет свою сдвиговую устойчивость на различных структурных уровнях и разрушается в условиях глобальной потери своей сдвиговой устойчивости на макромасштабном уровне.

Для экспериментального изучения механизмов деформации образцов на мезоуровне были разработаны новые методы с использованием спектр-интерферометрии, оптико-телевизионных средств технического зрения, измерения фрактальной размерности поверхности деформируемого твердого тела. Оказалось, что на мезоуровне как целое движутся трехмерные структурные элементы (мезообъемы). В этом случае достаточно рассмотреть представительный объем, состоящий из нескольких десятков мезообъемов, чтобы записать уравнения мезомеханики, учитывающие внутреннюю структуру деформируемого твердого тела.

Для осуществления второго пункта новой парадигмы Паниным В.Е. с соавторами была выписана система уравнений, описывающих механическое поле в деформируемом твердом теле [2]. Оказалось, что она подобна уравнениям Максвелла для переменных электромагнитных полей. Подобно электромагнитному полю, в котором взаимосвязаны переменные электрические и магнитные поля, в деформируемом твердом теле возникает единое механическое поле, содержащее органически взаимосвязанные трансляционную и поворотную моды.

Этот результат оказался чрезвычайно важным при выборе геофизических методов, используемых в рамках мониторинга структуры и состояния массива горных пород, находящихся под сильным техногенным воздействием. Для изучения процессов изменения структуры и состояния массивов горных пород, находящихся под сильным техногенным воздействием впервые именно при использовании разработанной в ИГФ УрО РАН попланшетной электромагнитной методики удалось в рамках натуральных исследований реализовать идею выявления зон дезинтеграции в массиве горных пород и организовать мониторинг их морфологии [3, 4]. Используемая методика относится к геофизическим методикам неразрушающего контроля. Она отличается от известных ранее методик просвечивания или томографии системами наблюдения и последующим методом интерпретации, основанной на концепции трехэтапной интерпретации [5-6].

В работе [7] описаны первые натурные результаты по обнаружению явления самоорганизации в массиве горных пород при техногенном воздействии и способу разработки критериев устойчивости на основе предложенной методики классификации. Эти результаты получены на основе анализа нескольких циклов электромагнитного мониторинга массива удароопасного Таштагольского подземного рудника, проведенных в 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005 гг. в ряде выработок, расположенных на четырех горизонтах на глубинах от 540 до 750 м, с целью выявления морфологии зон дезинтеграции в околорудничном пространстве в массиве горных пород, находящемся под интенсивным техногенным воздействием и влиянием естественного поля напряжений.

С использованием математического аппарата интерпретации данных электромагнитных исследований [5–6] была проведена количественная интерпретация. В результате построена объемная геоэлектрическая модель массива на четырех горизонтах, которая представляет собой блоковый разрез с неоднородностями меньшего ранга. Эти неоднородности описываются параметром \tilde{M}_0^i , который является моментом эквивалентного сингулярного источника электрического типа (токовая линия). Он пропорционален относительной контрастности проводимости в локальной зоне неоднородности и во вмещающей среде, длине токовой линии и зависит от частоты в случае вложенности строения выделенной локальной зоны, i - номер источника. В [7] анализируется морфология зон дезинтеграции в почве массива, выявленная по данным электромагнитного индукционного мониторинга в разные годы и в разных выработках. Они разнесены по вертикали на 140 м и по горизонтали на 330 м. Изучение установления подобия структур и их фрактальной размерности позволит понять процессы, происходящие в массиве, которые можно зафиксировать по данным геофизического мониторинга.

Далее в [7] для осуществления количественной оценки устойчивости массива относительно сильных динамических его проявлений введен интегральный параметр поинтервальной интенсивности зон дезинтеграции $S_{pint}(N, T)$, выявленных по данным электромагнитного индукционного

мониторинга: $S_{pint} = e^{\sum_{i=1}^K \tilde{M}_0^i}$, где N -номер интервала, на которые разбивается

подпочвенное выработочное пространство: $N=1$ (0-1м), $N=2$ (от 1м до 2м), $N=3$ (от 2м до 3м), $N=4$ (от 3м до 4м), $N=5$ (от 4м до 5м), $N=6$ (от 5м до 6м), $N=7$ (от 6м до 7м), $N=8$ (от 7м-8м), $N=9$ (от 8м до 12м), $N=10$ (от 12 до 17м), T - циклы измерений: $T=1$ (2000 г.), $T=2$ (2001 г.), $T=3$ (2002 г.), $T=4$ (2003 г.), $T=5$ (2004 г.), $K=k_N$ -количество выделенных неоднородностей в пределах интервала N по всей длине выработке.

Таблица 1

№	1-ая группа	2-ая группа	3-ья группа
1	Горизонт –140, орт 3	Горизонт –210, орт 2	Горизонт –210, орт 8

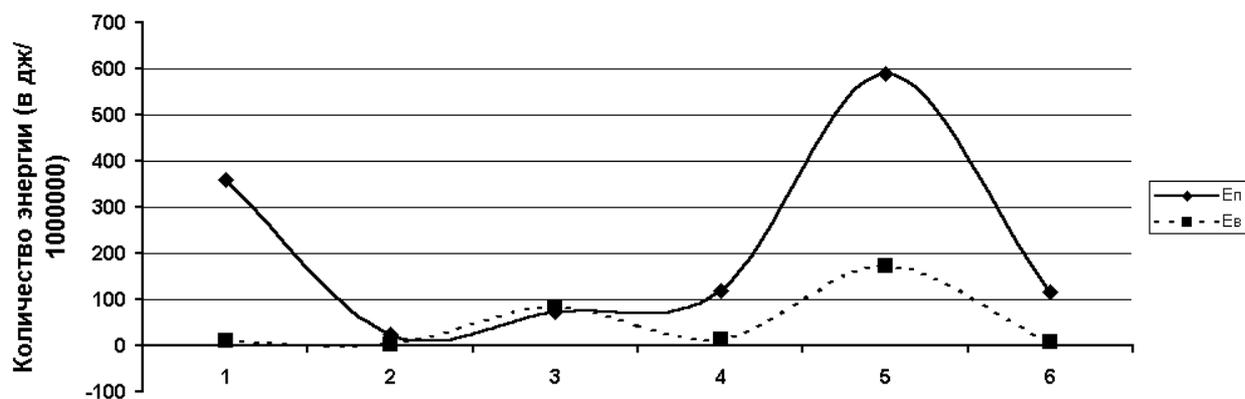
2	Горизонт –350, орт 20	Горизонт –350, орт 18	Горизонт –280, орт8
3	Горизонт –210, орт4		Горизонт –350, орт 19

Анализируя результаты, полученные для трех частот 20, 10, 5 кГц, можно разбить эти орты на три группы, обращая внимание только на количественные значения $Spint(N,T)$: 1-ая группа – до 30, 2-ая группа от 30 до 40, 3-ья группа – более 40.

Структура массива 1-ой группы, не зависимо от глубины залегания орта, характеризуется установлением устойчивой упорядоченности распределения параметра $Spint(N,T)$ от контура вглубь почвы, особенно это характерно для 4 орта –210 горизонта, где были предприняты повторные измерения в течение трех последних лет, а для 2004 г., измерения проводились до и после массовых взрывов. В свою очередь 4-ый орт проходит по охранному целику, наши результаты исследования свидетельствуют об устойчивости его состояния. Распределение параметра $Spint(N,T)$ для массива второй группы характеризуется ежегодным изменением своей упорядоченности по интервалам от контура выработки вглубь почвы, при этом имеет место частотная несогласованность этих изменений, однако амплитуда изменений ограничена. По всей вероятности, состояние этого массива можно характеризовать как квазиустойчивое. Для массива третьей группы особенности распределение параметра $Spint(N,T)$, указанного для массива второй группы только увеличиваются по своей амплитуде, а массив можно характеризовать как потенциально неустойчивый. Следует отметить, что в 2002, 2003 гг. наиболее сильные динамические проявления имели место именно вблизи 8-ых ортов – 210 и –280 горизонтов, орт 19 горизонта –350 также выделяется как аномальный.

Представляет интерес сопоставление результатов электромагнитного активного мониторинга горного массива с энергетическими данными о массовых взрывах и динамических проявлениях в том же объеме. Время энергетического осреднения составляет один год, т.е. промежутку времени между циклами мониторинга.

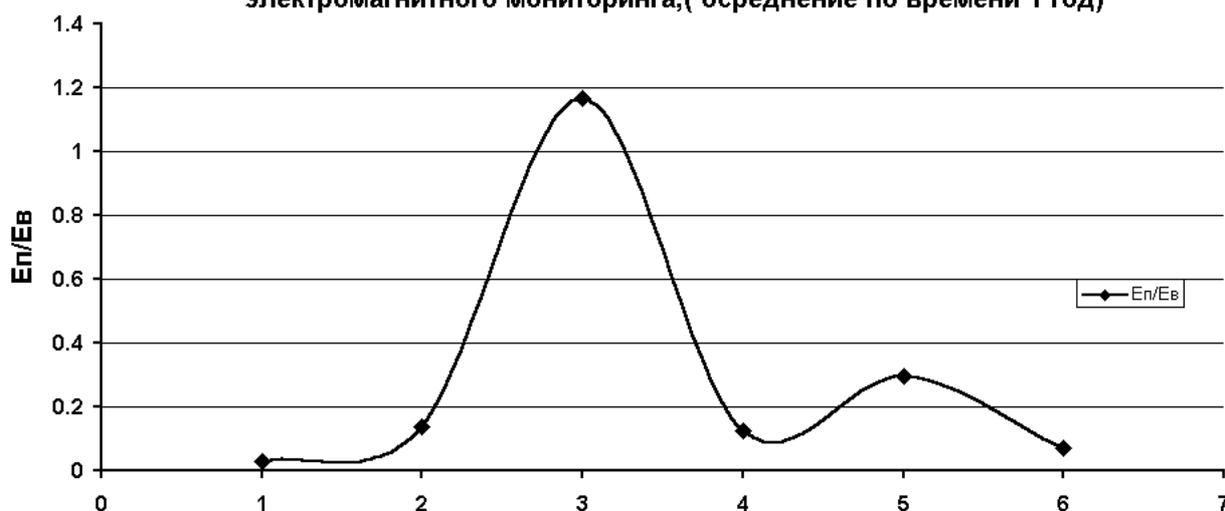
Изменение во времени поглощенной и выделенной энергии в объеме горного массива в пределах проведения электромагнитного мониторинга, осреднение по времени 1 год



Временные интервалы: 1-(январь-август2000г), 2-(август 2000г.-август 2001г.), 3-(август 2001г.-август 2002г.), 4-(август 2002г.-август 2003г.), 5- (август 2003г.-июль 2004г.), 6- (июль 2004г.-август 2005г.)

Рис.1а

Распределение во времени отношения выделенной энергии к поглощенной энергии горным массивом, принадлежащим области проведения электромагнитного мониторинга,(осреднение по времени 1 год)



Временные интервалы: 1-(январь-август2000г), 2-(август 2000г.-август 2001г.), 3-(август 2001г.-август 2002г.), 4-(август 2002г.-август 2003г.) 5- (август 2003г.-июль 2004г.), 6- (июль 2004г.-август 2005г.)

Рис.1б

Из этих данных следует (рис.1(а-б)), что избыточное выделение энергии массивом, а следовательно интенсивное трещинообразование наблюдалось в период между вторым и третьим циклом мониторинга. Проанализируем распределение параметра суммарной интенсивности зон дезинтеграции S_p в почве для различных ортов и горизонтов за шесть циклов наблюдения (рис.2а-2е) и произведем пространственно-временную классификацию массивов по степени наибольшей зависимости “воздействие-отклик”.

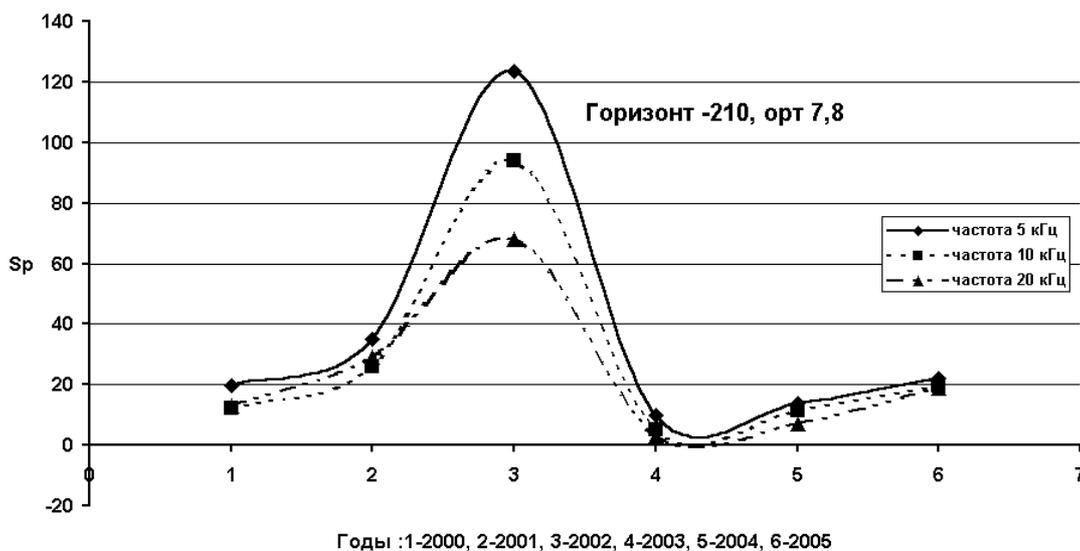


Рис. 2а

Как видно, распределение во времени параметра S_p для массива ортов 7-8, горизонт -210 (рис.2а) наилучшим образом согласуется с геомеханической ситуацией усиленного трещинообразования в период между вторым и третьим циклами наблюдения. При этом имеется частотное подобие этого распределения и наибольшие значения этого параметра имеют место для частоты 5 кГц.

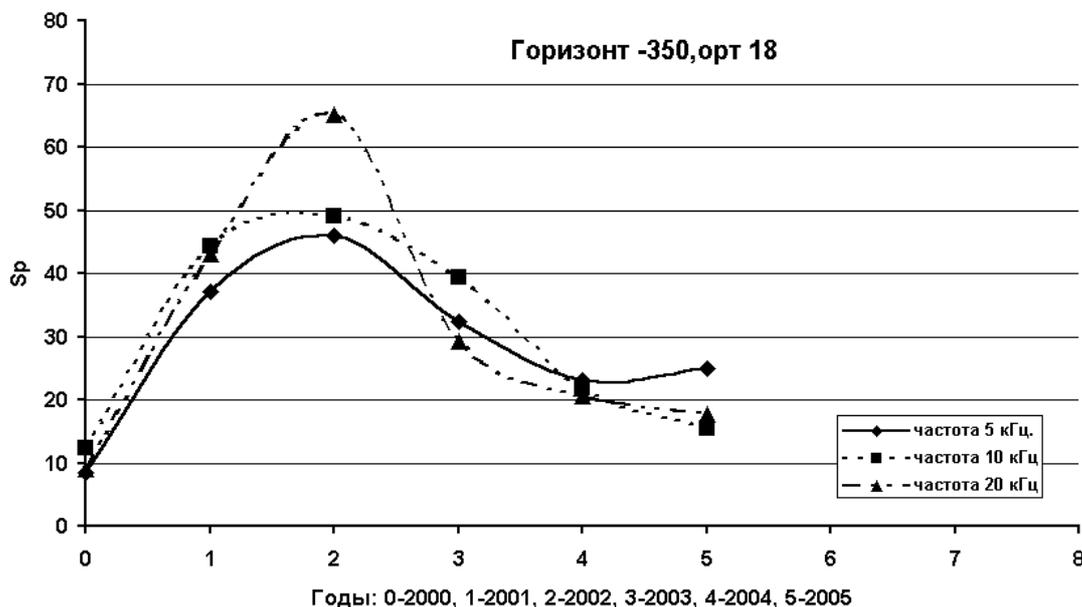


Рис. 2б

Для массива орта 18 горизонта -350 эта зависимость меньше по амплитуде, однако морфологически она подобна распределению S_p для ортов 7-8, гор. -210 . При этом произошло частотное перераспределение этого эффекта: теперь мы имеем максимум амплитуды S_p на частоте 20 кГц и минимум на частоте 5кГц. Этот же эффект наблюдается и для массива

горизонта -210 , орт.2. (рис.2в). При этом усиливается отличие в распределении S_p для частоты 5 кГц и 10, 20 кГц.

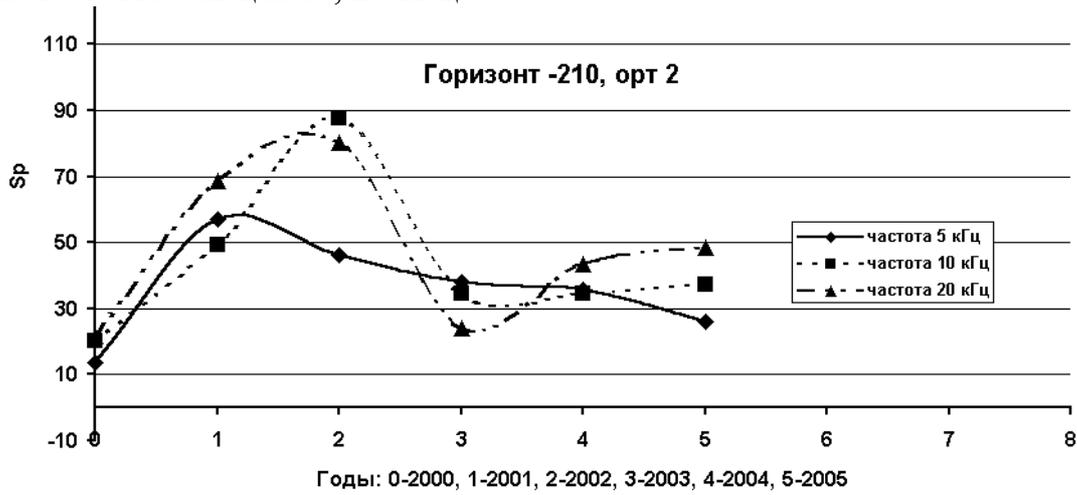


Рис. 2в

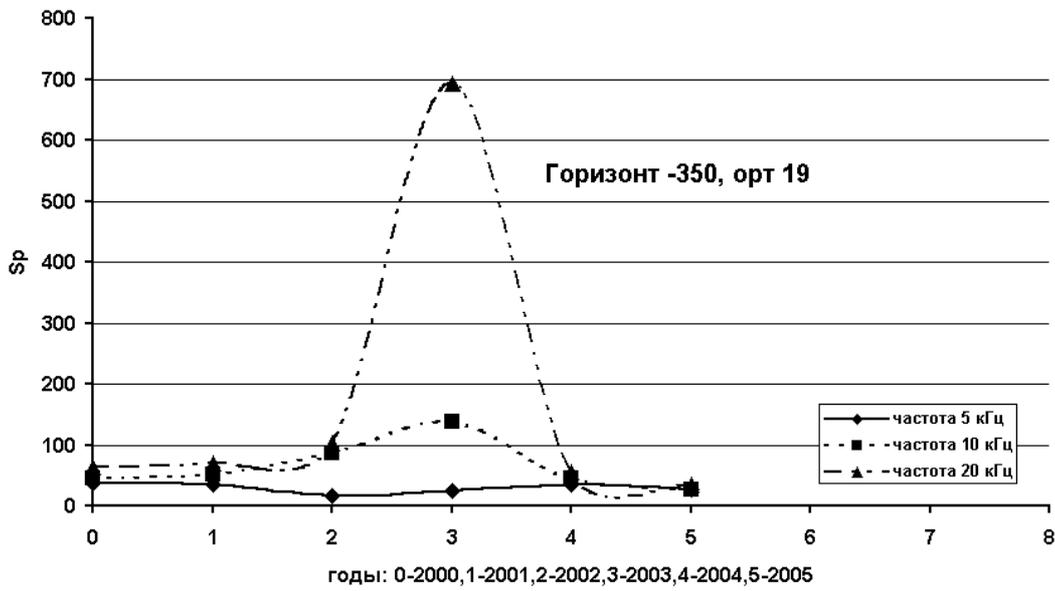


Рис. 2г

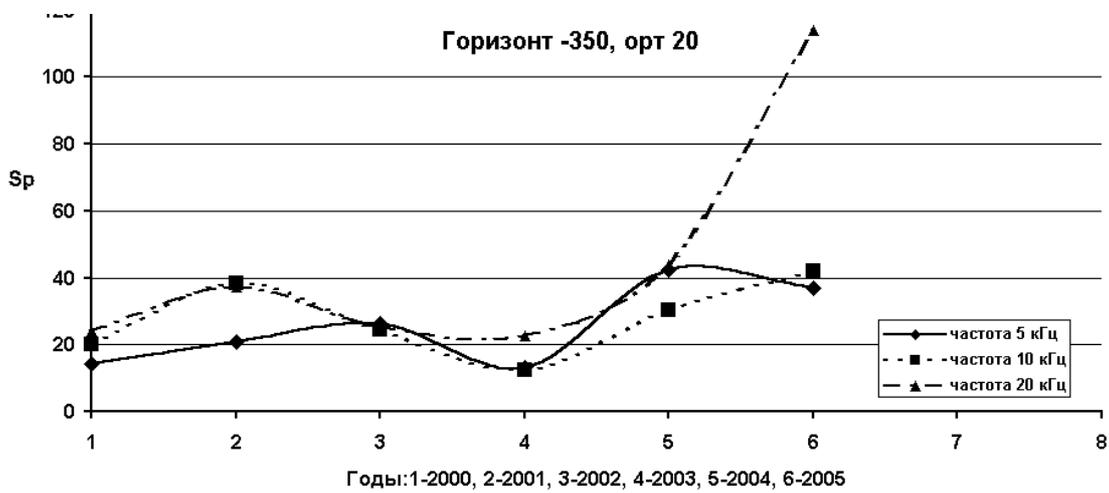


Рис. 2д

Выявлены массивы, которые реагируют с запаздыванием на усиление техногенного воздействия, особенно этот эффект проявился для массива орта 19, горизонт –350 (рис.3г) и орта 20, горизонт –350 (рис.3д). Второй массив по первой классификации был отнесен к категории устойчивого массива. Максимальный эффект частотной дисперсии параметра S_p был достигнут на частоте 20 кГц во время шестого цикла мониторинга., что может объяснено усилением приконтурной трещиноватости массива в этот период.

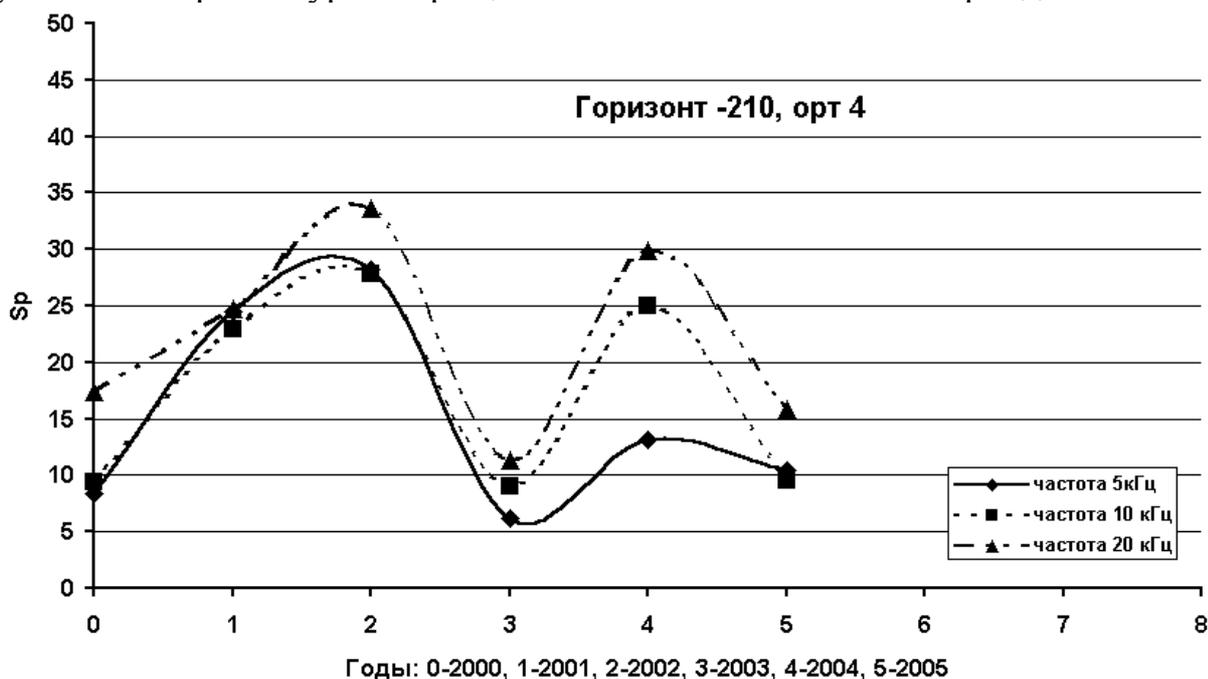


Рис. 2е

Распределение параметра S_p для массива орта 4 горизонта –210 (рис.2е) свидетельствует о его высокой чувствительности к геодинамическим изменениям в массиве в целом и высокой способности подстраиваться к этим изменениям (рис.1б). Такими свойствами обладают устойчивые массивы. Этот вывод совпадает со сделанным раньше по классификации массивов с использованием параметра S_{pint} .

Заключение

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы. Принципы парадигмы физической мезомеханики являются конструктивным средством для изучения нестационарного состояния геологической среды. Натурные эксперименты в реальных горных массивах, находящихся под сильным техногенным влиянием, позволяют выявить особенности поведения геологической среды, фиксируемые в используемых геофизических полях. Важную роль для исследования таких динамических систем играет активный геофизический мониторинг, который можно осуществить с использованием электромагнитных или сейсмических полей. Как показал опыт наших

исследований, изменение состояния системы на используемых пространственных базах и временах проявляется в параметрах, связанных со структурными особенностями среды второго ранга. Поэтому изучение динамики состояния, его структуры и явлений самоорганизации массива можно вести геофизическими методами, настроенными на многоуровневую иерархическую модель среды. Использование попланшетной многоуровневой индукционной электромагнитной методики с контролируемым источником и соответствующей методики обработки и интерпретации позволило выявить зоны дезинтеграции, являющиеся индикатором устойчивости массива. Введение нового интегрального параметра – поинтервального распределения интенсивности зон дезинтеграции, позволяет перейти к детальной классификации массива по степени устойчивости, ввести для этого количественные критерии и характеризовать устойчивость массива с точки зрения выхода на стационарную цикличность положения максимума параметра Sp_{int} в зависимости от глубины от контура выработки Z_{max} . Анализ дисперсии от частоты Z_{max} позволит ввести дополнительные градации по устойчивости массива в детальную его классификацию. Сопоставление с данными сейсмологического мониторинга позволило дополнить геодинамическую классификацию массива с использованием интегрального параметра Sp .

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, и целевым программам по наукам о Земле и интеграционным проектам УрО, СО и ДВО РАН.

Литература

1. Физическая макромеханика и компьютерное конструирование материалов. 1995 Новосибирск, Наука Т.1 СИФР, с. 365
2. Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Егорушкин В.Е. и др. Спектр возбужденных состояний и вихревое механическое поле в деформируемом кристалле. // Изв. Вузов. Физика. 1987, №1, с.34-51.
3. Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай О.Ю. Новая методика обнаружения зон дезинтеграции в околорудном пространстве массивов горных пород различного вещественного состава. // Горный информационный аналитический бюллетень. 2003, №11, с.26-29.
4. Хачай О.А. К вопросу об изучении строения, состояния геологической гетерогенной среды и их динамики в рамках дискретной и иерархической модели. //Геомеханика в горном деле. Екатеринбург. ИГД УрО РАН, 2003. с. 30-38.
5. Хачай О.А. К вопросу об изучении строения и состояния геологической гетерогенной нестационарной среды в рамках дискретной иерархической модели // Российский геофизический журнал , 2004, № 33-34, с.32-37.
6. Хачай О.А., Влох Н.П., Новгородова Е.Н., Хачай А.Ю., Худяков С.В. Трехмерный электромагнитный мониторинг состояния массива горных пород. // Физика Земли, 2001, №2, с.85-92.
7. Хачай О.А. Явления самоорганизации в массиве горных пород при техногенном воздействии. // Физическая мезомеханика 7, Спец.выпуск, Ч.2., 2004, с.292-295.

8. Хачай О.А. Изучение самоорганизации в иерархических структурах на основе данных пространственно-временного электромагнитного мониторинга удароопасных массивов горных пород. // Российский геофизический журнал, 2005, № 37-38, с.24-28.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ДОЛГОВРЕМЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПО ДАННЫМ ПОПЛАНШЕТНОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ИНДУКЦИОННОЙ СЪЕМКИ

О.А. Хачай, Е.Н. Новгородова¹, О.Ю. Хачай²

¹Институт геофизики УрО РАН, ²Уральский Государственный университет.

Проблема обнаружения зон техногенного загрязнения окружающей среды, являющиеся зонами экологического риска приобретает все большую актуальность. Один из таких районов является район озера Карачай, Челябинской области. Зоны трещиноватости, или динамически активные элементы верхней части разреза способствуют транспортировке загрязнения от оз. Карачай на юг к оз. Улагач. В 1995г. были проведены геофизические исследования в рамках 3-d попланшетной электромагнитной индукционной методики, на трех участках. Интерпретация этих данных проводилась в два этапа [1] и в рамках усовершенствованной системы обработки, визуализации с использованием новых разработанных интерпретационных алгоритмов [2-4]. Анализ распределения интенсивности зон дезинтеграции по всем трем участкам для 4-ех частот показал, что пространственное распределение значений интенсивности этих зон больше на первом участке для всех частот и для всех уровней. Максимальное значение имеет место для самого приповерхностного уровня до 1м от поверхности Земли и распределение аномалий интенсивности носит упорядоченный субширотный характер. На более глубоких горизонтах наблюдаются отдельные интенсивные аномальные зоны. На втором участке распределение интенсивности зон трещиноватости носит аналогичный первому участку характер, однако абсолютные значения интенсивности существенно меньше. На третьем участке распределение интенсивности зон трещиноватости носит практически фоновый характер. Построенная объемная блоковая геоэлектрическая модель для всех трех участков, вмещающая проанализированные зоны трещиноватости, позволяет более подробно попрофильно проанализировать собственно распределение проводимости в выделенных блоках и положение зон трещиноватости в соответствующих блоках. Следует отметить, что геоэлектрическая граница четвертичных отложений и коры выветривания понижается от первого участка к третьему. Однако положение зон трещиноватости не всегда отслеживает

рельеф этой границы. Особо выделены разрезы по первому и второму участкам для тех профилей, когда зоны трещиноватости входят в блоки коры выветривания, которая представлена тремя интервалами удельного сопротивления: 200-500 ом.м, 500-1000 ом.м 1000-5000 ом.м.

Введем параметр интенсивного риска:

$$I_R(x, y) = \sum_i \sum_{n=1}^N \tilde{M}_0(x, y, l_i^n) * K_i$$

x, y -декартовы координаты поверхности исследования, \tilde{M}_0 - параметр интенсивности отдельной зоны трещиноватости, введенной в главе 2, l_i^n - номер слоя коры выветривания, $i=1,2,3$, n – количество зон, различающихся только вертикальной координатой, K_i – дополнительный вес к \tilde{M}_0 , введенный по следующему правилу: $i=1$ $\rho_i=(200-500 \text{ ом.м})$, $K_i=2$
 $i=2$ $\rho_i=(500-1000 \text{ ом.м})$, $K_i=5$
 $i=3$ $\rho_i=(1000-5000 \text{ ом.м})$, $K_i=10$

для всех остальных значений i $K_i=0$.

На рис.1-2 приведены распределения этого параметра для первого и второго участка, построенные по данным электромагнитной попланшетной индукционной съемки для трех частот. Эти зоны имеют пятнистое распространение, соединяющиеся в полосы субширотного распространения. В [5] изложена теория и приведены результаты математического моделирования динамики аномального поля давления в сложноорганизованной трещиновато-пористой среде. Используя построенный алгоритм, была выделена зона максимального значения относительного коэффициента гидравлической проводимости на горизонтальном срезе $H=50\text{м}$ (Хачай Ю.В.,1996) для исследуемой площади оз. Карачай - оз. Улагач. Установлена коррелируемость по направлению зоны максимального значения относительного коэффициента гидравлической проводимости на горизонтальном срезе $H=50\text{м}$ и оасположения зон интенсивного риска по первому и второму участков. При этом выделена еще одна дополнительная субмеридиональная зона на первом участке.

Заключение

Можно рассматривать два типа транспортировки загрязнения: один – по четвертичным более пористым и т.о. лучше фильтрующим отложениям и второй - по зонам трещиноватости в коренных породах, морфология которых меняется с течением времени и которые могут служить как зонами транспортировки, так и зонами накопления загрязнений и увеличения их концентрации в коре выветривания. Первый тип можно выделить и с

использованием методов постоянного тока [1]. Второй же тип, который представляет более серьезную опасность и предполагает проведение повторных мониторинговых исследований, можно определить только с помощью 3-d методики. Предложенная методика в усовершенствованном виде представляется эффективной для использования ее в мониторинговом режиме.

Распределение зон интенсивного риска загрязнения участка 1.

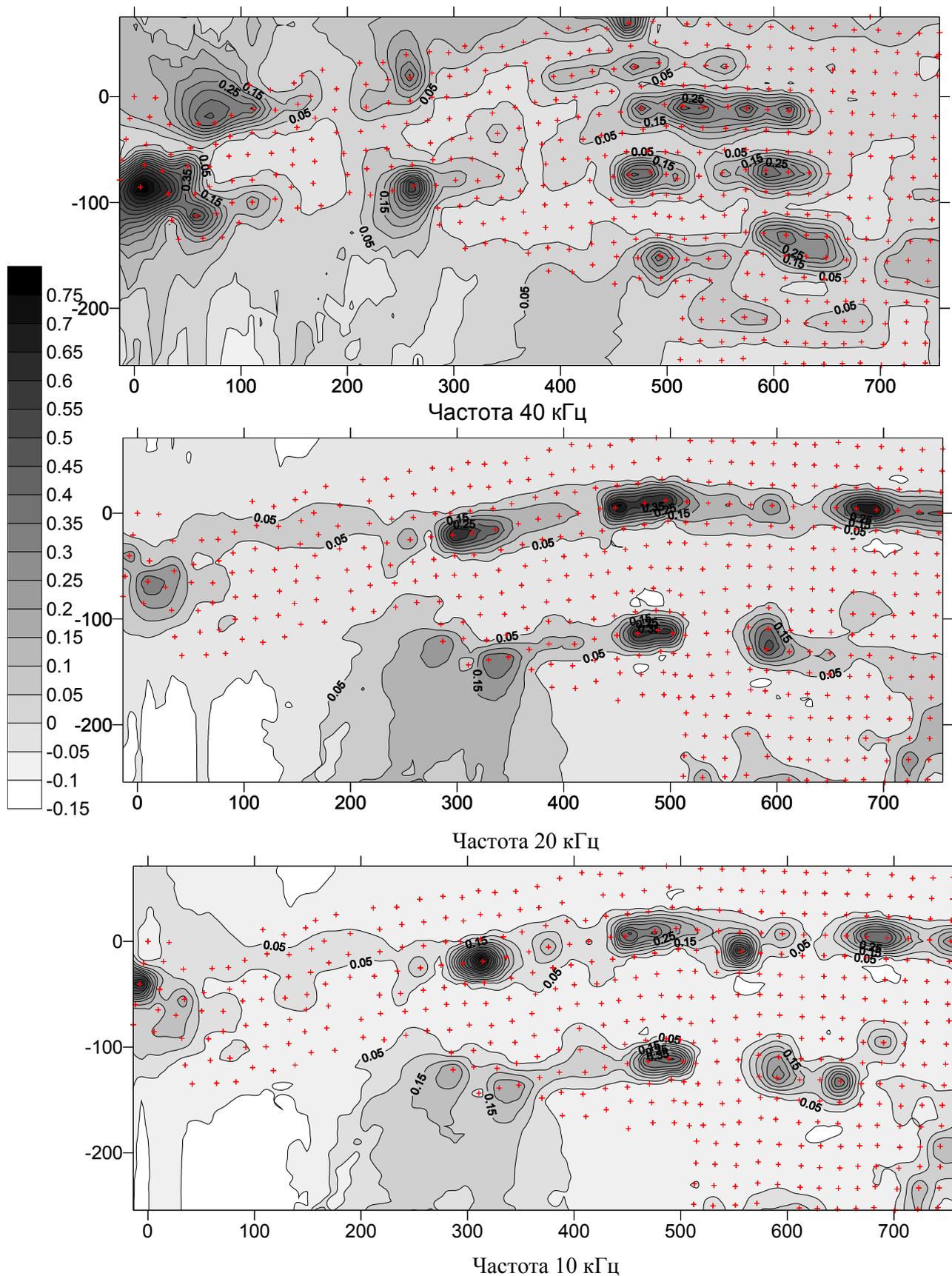


Рис.1

Распределение зон интенсивного риска загрязнения участка 2.

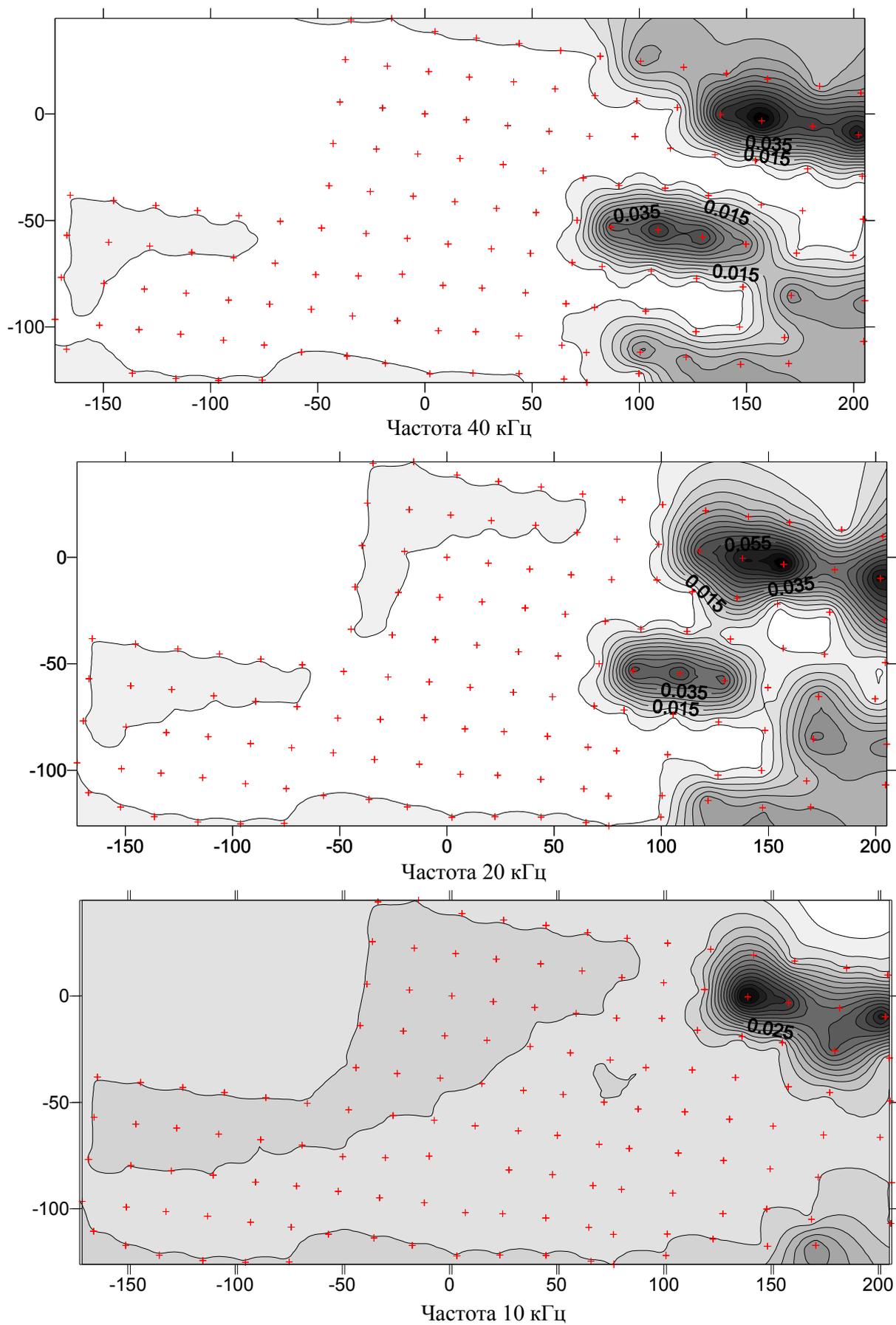


Рис. 2

Литература

1. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Бодин Вд.В.* Использование электромагнитных индукционных малоглубинных исследований трехмерных неоднородных сред при решении инженерно – геофизических задач. // *Физика Земли*. 1999, №5, с. 47-53.
2. *Хачай О.А.* К вопросу об изучении строения, состояния геологической среды и их динамики в рамках дискретной и иерархической модели // *Геомеханика в горном деле. Труды международной конференции. Екатеринбург, изд-е ИГД УрО РАН, 2003, с. 30-38.*
3. *Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай О.Ю.* Новая методика обнаружения зон дезинтеграции в околоразрабатываемом пространстве массивов горных пород различного вещественного состава. // *Горный информационно-аналитический бюллетень, 2003г., №11, с.26-29.*
4. *Хачай О.А.* К вопросу об изучении строения и состояния геологической гетерогенной нестационарной среды в рамках дискретной и иерархической модели // *Российский геофизический журнал* 2004, №33-34, с. 32-37.
5. *Хачай О.А., Хачай Ю.В.* О возможности контроля и мониторинга природно-техногенных процессов с использованием естественного электрического поля.// *Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций. УрО РАН, Материалы международного симпозиума SRM-95. Горный Институт, Екатеринбург. 1997. с. 343-347.*

ЧАСТОТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ И ПРОФИЛИРОВАНИЕ НАД АНОМАЛЬНЫМ ОБЪЕКТОМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДВУХПЕТЛЕВОЙ УСТАНОВКИ

Б.М. Чистосердов

Институт геофизики УрО РАН

В настоящее время при поисках медноколчеданных месторождений основными поисковыми методами остаются метод переходных процессов (МПП) и дипольный метод (ДМ). Однако в последнее время все заметнее становятся недостатки, присущие этим методам. Так, например, МПП невозможно использовать при высоком уровне электромагнитных помех, поскольку этот метод не обладает достаточной помехозащищенностью. ДМ обладает достаточной помехозащищенностью, но имеет по сравнению с МПП более низкую чувствительность.

В работах [1,2] для проведения индукционной электроразведки была предложена двухпетлевая установка (ДПУ), основным достоинством которой является высокая помехозащищенность, что позволяет использовать ДПУ в районах с высоким уровнем электромагнитных помех. ДПУ имеет две генераторные петли, внутренняя петля предназначена для компенсации первичного поля, в центре петель производятся фазочувствительные измерения аномальной компоненты вертикальной составляющей магнитного поля.

Настоящая работа посвящена теоретическому анализу возможностей ДПУ.

В качестве исходного уравнения будем использовать уравнение для электрического поля $\nabla \operatorname{div} \vec{E} - \Delta \vec{E} = i\omega \mu \sigma \vec{E} + i\omega \mu \vec{j}_c$, которое следует из уравнений Максвелла $\operatorname{rot} \vec{E} = i\omega \vec{B}$, $\operatorname{rot} \vec{B} = \mu \sigma \vec{E} + \mu \vec{j}_c$. Следуя работе [3], найдем выражение для $\operatorname{div} \vec{E}$, используя второе уравнение Максвелла $\operatorname{div} \vec{E} = -(\vec{E} \nabla \sigma) / \sigma$. Таким образом исходное уравнение принимает следующий вид $-\nabla ((\vec{E} \nabla \sigma) / \sigma) - \Delta \vec{E} = i\omega \mu \sigma \vec{E} + i\omega \mu \vec{j}_c$. Представим величины \vec{E} и σ в виде суммы нормальной и аномальной составляющих: $\vec{E} = \vec{E}_n + \vec{E}_a$; $\sigma = \sigma_n + \sigma_a$. Используя уравнение для \vec{E}_n в виде $-\Delta \vec{E}_n = i\omega \mu \sigma_n \vec{E}_n + i\omega \mu \vec{j}_c$, нетрудно получить уравнение для аномальной составляющей электрического поля

$$\Delta \vec{E}_a + i\omega \mu \sigma_n \vec{E}_a = -\nabla ((\vec{E} \nabla \sigma_a) / \sigma) - i\omega \mu \sigma_a \vec{E}.$$

Из этого уравнения нетрудно получить интегральное уравнение для полного вектора электрического поля

$$\vec{E} + \int dv \{ -((\vec{E} \nabla \sigma) / \sigma) \nabla G + i\omega \mu \sigma_a \vec{E} G \} = \vec{E}_n,$$

где $G = -\exp(-k_n R) / (4\pi R)$ - функция Грина, $k_n^2 = -i\omega \mu \sigma_n$, $R = |\vec{r} - \vec{r}'|$. Как видно, величина электрического поля внутри аномального тела определяется зарядами, возникающими на поверхности аномального тела (при $\sigma_a = \text{const}$) и индукционными токами, которые с повышением частоты становятся определяющими для величины электрического поля. Качественная оценка отношения второго члена под интегралом к первому дает величину $\alpha = \omega \mu \sigma_a L^2$, где L - характерный размер аномального тела. Наиболее интересные результаты при профилировании дает измерение поперечных компонент магнитного поля

$$B_{ax} = -\mu \sigma_a \int dv E_y \partial G / \partial z', \quad B_{ay} = \mu \sigma_a \int dv E_x \partial G / \partial z'.$$

На рис.1. показано направление поперечного вектора магнитного поля в разных точках на профиле, видно, что по измерениям как минимум в двух точках можно определить положение центра аномального объекта.

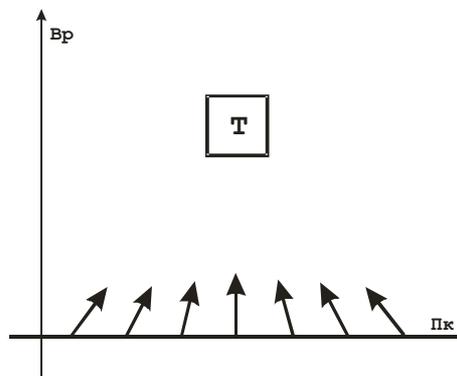


Рис.1

Полученное интегральное уравнение позволяет решать задачи как профилирования, так и зондирования. Однако для решения задач частотного зондирования целесообразно использовать более простой подход. С этой целью возьмем в качестве модели аномального тела цилиндр, помещенный в однородное проводящее пространство, причем ось цилиндра совпадает с осью двухпетлевой установки. В такой постановке задача становится азимутально симметричной, что существенно упрощает решение.

Запишем систему уравнений, полученную из уравнений Максвелла для ненулевых компонент полей

$$(1/\rho)\partial(\rho E_\varphi)/\partial\rho = i\omega B_z, \partial E_\varphi/\partial z = -i\omega B_\rho, \partial B_\rho/\partial z - \partial B_z/\partial\rho = \mu\sigma E_\varphi + \mu j_{\varphi\text{ст}},$$

используя которую нетрудно получить уравнение для E_φ :

$$\Delta E_\varphi - E_\varphi/\rho^2 = -i\omega\mu(\sigma E_\varphi + j_{\varphi\text{ст}}).$$

Представим E_φ и σ в виде $E_\varphi = E_n + E_a$, $\sigma = \sigma_n + \sigma_a$, где индекс "n" относится к нормальным значениям, а индекс "a" - к аномальным. Учитывая, что уравнение для нормального электрического поля имеет вид

$$\Delta E_n - E_n/\rho^2 + i\omega\mu\sigma_n E_n = -i\omega\mu j_{\varphi\text{ст}},$$

для аномального электрического поля получаем следующее уравнение

$$\Delta E_a - E_a/\rho^2 + i\omega\mu\sigma_n E_a = -i\omega\mu\sigma_a(E_n + E_a).$$

Следуя традиционной методике [4], это дифференциальное уравнение можно представить в виде интегрального уравнения

$$E_a = -i\omega\mu\sigma_a \int dv G(\vec{r} - \vec{r}') E_\varphi(\vec{r}')$$

в котором функция Грина $G(\vec{r} - \vec{r}')$ является решением уравнения

$$\Delta G - G/\rho^2 + i\omega\mu\sigma_n G = \delta(z - z')\delta(\rho - \rho')/\rho.$$

При практических расчетах удобно перейти от уравнения для E_a к уравнению для полного значения электрического поля E_φ , которое имеет вид

$$E_\varphi + i\omega\mu\sigma_a \int dv G(\vec{r} - \vec{r}') E_\varphi(\vec{r}') = E_n,$$

здесь интегрирование ведется по объему аномального тела.

Для решения поставленной задачи нужно определить первичное поле во всем объеме вмещающего пространства. Для этих целей воспользуемся уравнением для нормального поля, где $j_{\varphi\text{ст}} = I_0\delta(\rho - R_0)\delta(z+h)$. Используя интегральные преобразования Фурье и Ханкеля, получаем следующее выражение для $E_{n\varphi}$

$$E_{n\varphi} = (i\omega\mu I_0 R_0/2) \int_0^\infty d\lambda \lambda J_1(\lambda R_0) J_1(\lambda \rho) \exp(-\lambda_1 |z|) / \lambda_1, \lambda_1 = (\lambda^2 + k_n^2)^{0.5}.$$

Следует обратить внимание на зависимость $E_{n\varphi}$ от $J_1(\lambda\rho)$. Это означает, что на оси рамки, т.е. при $\rho=0$, нормальное электрическое поле обращается в ноль. Таким образом, вблизи оси рамки аномальное тело возбуждается заметно слабее, чем вблизи края петли. Эту особенность генерации электрического поля рамки следует учитывать при зондировании вертикальных аномальных тел.

Уравнение для функции Грина решается аналогично предыдущему, поэтому сразу запишем решение этого уравнения

$$G = -0.5 \int_0^{\infty} d\lambda \lambda J_1(\lambda \rho) J_1(\lambda \rho') \exp(-\lambda_1 |z - z'|) / \lambda_1.$$

Полученные выражения для нормального электрического поля и функции Грина позволяют приступить к решению уравнения для аномального электрического поля.

При решении интегрального уравнения для E_φ обычно исходят из предположения, что E_φ является медленно меняющейся функцией внутри объема аномального тела, поэтому разбивают объем аномального тела на элементы, внутри которых E_φ считается приближенно постоянной величиной. Учитывая, что искомая величина E_φ не зависит от азимутального угла, целесообразно разбить цилиндрическое аномальное тело по высоте на несколько слоев, а по радиусу на «n» колец. В дальнейшем для упрощения расчетов ограничимся двумя крайними случаями: 1) тонкий диск, имеющий «n» колец и только один слой по высоте, 2) узкий вертикальный цилиндр, разделенный на «n» слоев по высоте.

В первом случае интеграл, входящий в интегральное уравнение можно приближенно представить в виде

$$\int dv G(\vec{r} - \vec{r}') E_\varphi \approx 2\pi \sum_n E_\varphi(n) \int_{2a(n-1)}^{2an} d\rho' \rho' \int_{z_a-b}^{z_a+b} dz' G(\vec{r} - \vec{r}')$$

здесь $2a$ -ширина кольца, z_a -расстояние до центра аномального тела по вертикали, b -полуширина тела по высоте. Условимся считать координатами электрического поля элемента объема следующие величины: z_a -по высоте и $\rho_s = 0.5(2an + 2a(n-1)) = a(2n-1)$ -по радиусу. Интегрируя функцию Грина по элементарному объему, получаем окончательное выражение для искомого интеграла

$$\int dv G(\vec{r} - \vec{r}') E_\varphi \approx -\pi^2 \sum_n E_\varphi(n) \int_0^{\infty} d\lambda (J_1(\lambda \rho)) / \lambda_1^2 (1 - \exp(-\lambda_1 b)) \{ \rho_2 [H_0(\rho_2 \lambda) J_1(\rho_2 \lambda) - H_1(\rho_2 \lambda) J_0(\rho_2 \lambda)] - \rho_1 [H_0(\rho_1 \lambda) J_1(\rho_1 \lambda) - H_1(\rho_1 \lambda) J_0(\rho_1 \lambda)] \},$$

где $\rho_1 = 2a(n-1)$, $\rho_2 = 2an$.

Представление интеграла в виде суммы слагаемых позволяет свести решение интегрального уравнения к решению системы уравнений, где неизвестными величинами являются значения $E_\varphi(n)$. Полученные значения электрического поля далее могут быть использованы для определения магнитного поля вне аномального тела.

Для получения алгоритма расчета магнитного поля вне аномального тела подействуем на уравнение для E_a оператором rot , в результате получаем

$$\vec{B} = \vec{B}_n - \mu \sigma_a \int dv \text{rot}(G(\vec{r} - \vec{r}') E_\varphi(\vec{r}')),$$

здесь в подынтегральном выражении необходимо использовать решения интегрального уравнения. Следует заметить, что оператор rot действует на

переменную r , которая содержится только в функции Грина. Подставляя найденные значения $E_\varphi(n)$ в формулу для аномального магнитного поля, получаем следующее выражение

$$B_{az} = 0.5\mu\sigma_a \pi^2 \sum_n E_\varphi(n) \int_0^\infty d\lambda \lambda [H_0(\lambda)J_1(\lambda) - H_1(\lambda)J_0(\lambda)] \\ \{ (\rho_2/\lambda_{r2}^2) (\exp[-\lambda_{r2}(z_a-b)/\rho_2] - \exp[-\lambda_{r2}(z_a+b)/\rho_2]) - \\ (\rho_1/\lambda_{r1}^2) (\exp[-\lambda_{r1}(z_a-b)/\rho_1] - \exp[-\lambda_{r1}(z_a+b)/\rho_1]) \}, \\ \lambda_{r1} = (\lambda^2 + k_n^2 R_1^2)^{0.5}, \lambda_{r2} = (\lambda^2 + k_n^2 R_2^2)^{0.5}.$$

Измеряемой величиной является полное поле, то есть сумма нормальной и аномальной составляющих магнитного поля, поэтому при интерпретации экспериментальных результатов к величине B_{az} следует добавить значение B_n , которое рассчитывается по следующей формуле

$$B_n = (\mu I_0 / 2R_1) \int_0^\infty d\lambda J_1(\lambda) \lambda^2 (\exp[-\lambda_{r2}|z+h|/R_2] / \lambda_{r2} - \exp[-\lambda_{r1}|z+h|/R_1] / \lambda_{r1}).$$

Для второй модели (вертикальный цилиндр) разделим аномальное тело по высоте на « n » слоев, а по радиусу ограничимся одним слоем. В этом случае интеграл, входящий в интегральное уравнение, имеет вид

$$\int dv G(\vec{r} - \vec{r}') E_\varphi \approx -0.5 \pi^2 R_z \sum_n E_\varphi(n) \int_0^\infty d\lambda (J_1(\lambda \rho) / \lambda_1^2) * \\ [H_0(R_z \lambda) J_1(R_z \lambda) - H_1(R_z \lambda) J_0(R_z \lambda)] * F, \text{ где } \lambda_1 = (\lambda^2 + k_n^2)^{0.5},$$

$F = \exp[-\lambda_1 b(2|m-n|-1)](1 - \exp[-2b\lambda_1])$ при $m \neq n$ и $F = 2(1 - \exp[-b\lambda_1])$ при $m = n$, R_z - радиус цилиндра. Значения вертикальной компоненты аномального магнитного поля в центре ДПУ определяются по формуле

$$B_{az} = 0.5\mu\sigma_a \pi^2 R_z \sum_n E_\varphi(n) \int_0^\infty d\lambda \lambda [H_0(\lambda R_z) J_1(\lambda R_z) - H_1(\lambda R_z) J_0(\lambda R_z)] * \\ \exp[-\lambda_1(z_{an} - b)](1 - \exp[-2b\lambda_1]) / \lambda_1^2, \quad z_{an} = z_a + 2b(n-1).$$

На рис.2 приведены кривые частотной зависимости кажущегося сопротивления, построенные на основе реальной составляющей вертикальной компоненты

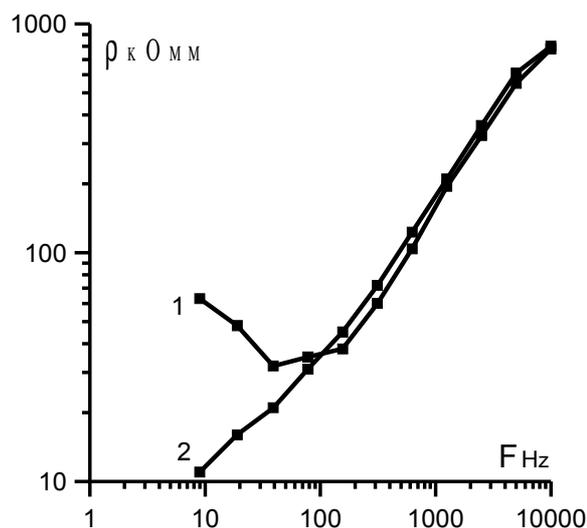


Рис. 2

магнитного поля (ρ_k^f). При расчете кривой 1 в качестве модели использовался диск на глубине 100м с радиусом 95м, толщиной 10м и удельным сопротивлением 1 Ом· м, помещенный в среду с удельным сопротивлением 1000 Ом· м. Кривая 2 построена для вертикального цилиндра с радиусом 10м, длиной 100м, верхняя кромка на глубине 50м. Следует обратить внимание на качественное отличие приведенных кривых: кривая 1 имеет минимум, в то время как на кривой 2 минимум отсутствует. Из сравнения приведенных кривых можно сделать вывод о возможности определения по частотным кривым ρ_k^f тип аномального объекта (горизонтальный или вертикальный пласт).

Суммируя приведенные выше результаты, можно сделать вывод: использование ДПУ при профилировании позволяет определить положение центра аномального тела, последующее частотное зондирование позволяет определить тип аномального объекта.

Литература

1. Патент №2230341, класс G 01 V 3/8. Способ индукционного вертикального зондирования. БИ №16, 2004г.
2. Чистосердов Б.М., Человечков А.И., Байдилов С.В., Способ индукционного вертикального зондирования. Уральский геофизический вестник №6, 2004г.
3. Шестаков А.Ф. Интегральные представления для решения граничных задач электромагнитного поля, возбуждаемого в гармоническом режиме. В сб. Теория и практика геоэлектрических исследований. –Екатеринбург, 2000г., с.23-33.
4. Дмитриев В.И. Электромагнитные поля в неоднородных средах. Труды ВЦ МГУ. 1969. –131с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГОРИЗОНТАЛЬНО СЛОИСТОГО РАЗРЕЗА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДВУХПЕТЛЕВОЙ ИНДУКЦИОННОЙ УСТАНОВКИ

Б.М. Чистосердов

Институт геофизики УрО РАН

В настоящее время определение параметров горизонтально-слоистого разреза осуществляется путем подбора параметров слоев при многократном решении прямой задачи. Как правило, на процесс подбора влияют различные субъективные факторы, в результате чего по одним и тем же экспериментальным материалам разные интерпретаторы зачастую получают разные параметры среды.

В данном разделе описывается методика решения обратной задачи, позволяющая получать однозначно параметры двух- и трехслойного разреза.

Процесс интерпретации имеет две стадии: сначала задаются определенной моделью среды, после чего находят параметры этой модели. Целесообразно уже на первой стадии задаться моделью, которая была бы наиболее близка к реальной.

С этой целью целесообразно использовать двухпетлевую установку (ДПУ) [1,2], которая обладает повышенной чувствительностью к наличию слоев, обладающим пониженным сопротивлением. Для этого необходимо проделать частотное зондирование с использованием фазочувствительных измерений. Частотная зависимость кажущегося сопротивления разреза, полученная на основе реальной составляющей, позволит обоснованно выбрать качественную модель разреза. Величина кажущегося сопротивления определяется отдельно по реальной и мнимой составляющим компоненты поля и в дальнейшем будет обозначаться соответственно ρ_k^r , ρ_k^i . Под величиной ρ_k будем понимать, как обычно, величину удельного сопротивления полупространства, при котором на поверхности земли создаётся то же самое значение магнитного поля при тех же геометрических параметрах установки и магнитном моменте источника, что и при измерении на изучаемом разрезе. В дальнейшем для каждого разреза будет строиться зависимость кажущегося сопротивления от частоты изменения поля.

Рассмотрим сначала кривые ρ_k для двухслойной среды. На рис.1 показаны частотные зависимости ρ_k^r и ρ_k^i . Нетрудно видеть, что кривые ρ_k^r более адекватно отражают динамику изменения величины ρ_k с частотой по сравнению с кривыми ρ_k^i .

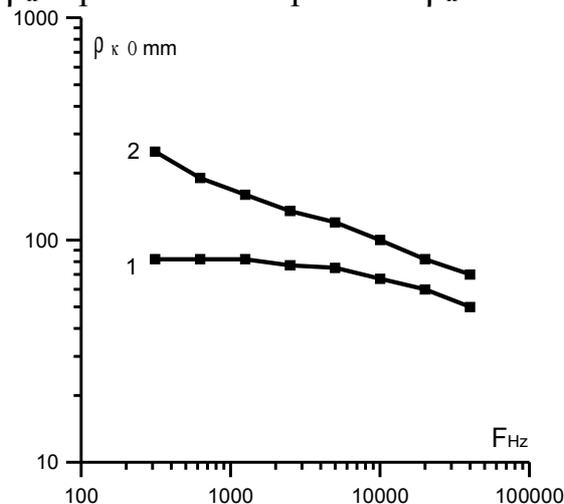


Рис. 1. Частотные зависимости $\rho_k^r(2)$ и $\rho_k^i(1)$, $\rho_1=50$ Ом, $\rho_2=500$ Ом, $h=10$ м, $R_1=10$ м, $R_2=20$ м (двухслойный разрез).

При изучении трехслойных моделей ограничимся разрезами, содержащими наносы, хорошо проводящий слой и высокоомное основание. На рис. 2 приведены

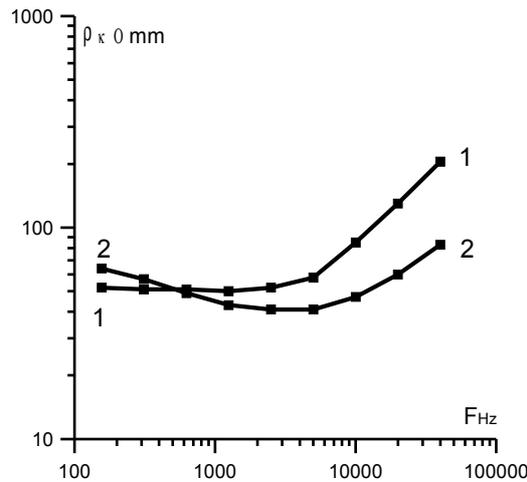


Рис. 2. Частотные зависимости $\rho_k^r(2)$ и $\rho_k^i(1)$, $\rho_1=100$ Ом, $\rho_2=10$ Ом, $\rho_3=200$ Ом, $h_1=20$ м, $h_2=10$ м, $R_1=15$ м, $R_2=30$ м (трехслойный разрез).

кривые ρ_k^r , ρ_k^i , причем обе кривые имеют минимум, но на кривой ρ_k^i этот минимум едва заметен, в то время как на кривой ρ_k^r проводящий слой хорошо выделяется.

Таким образом по измеренным значениям $Re(H_z)$ для двухпетлевой установки можно производить визуализацию разреза, что позволяет обоснованно выбирать модель среды для последующего определения параметров этой модели.

На втором этапе интерпретации необходимо определять параметры выбранной модели.

При интерпретации экспериментальных данных, полученных с помощью двухпетлевой установки, будем исходить из выражения для вертикальной компоненты магнитного поля круглой петли, приведенной в [2]

$$H_z = (IR_0/2) \int_0^\infty d\lambda \lambda J_1(\lambda R_0) J_0(\lambda r) [\exp(-\lambda|z-h_0|) + \alpha_n \exp(-\lambda(z+h_0))], \quad (4)$$

где H_z - измеренное значение радиальной компоненты магнитного поля, h_0 - высота источника над поверхностью земли, α_n - функция отражения n-слойного разреза, зависящая от параметров среды. При практических работах применяемый в настоящее время метод компенсации первичного поля приводит к небольшому смещению точки измерения от центра петель.

В основу предлагаемого метода определения параметров разреза положено использование низкочастотного приближения для функции отражения α_n [3,4]. В качестве конкретного примера рассмотрим трехслойный разрез

$$\alpha_3 \approx (i\omega\mu/4\lambda^2) \{ \sigma_1 + (\sigma_2 - \sigma_1) \exp(-2\lambda h_1) + (\sigma_3 - \sigma_2) \exp(-2\lambda(h_1+h_2)) \}.$$

В этом приближении вертикальная компонента магнитного поля, измеряемая с помощью ДПУ, может быть записана в следующем виде

$$B_z = (\mu I_0/2) \{ S_{01}/R_1 + (i\omega\mu R_1/4) [S_{11}\sigma_1 + S_{21}(\sigma_2 - \sigma_1) + S_{31}(\sigma_3 - \sigma_2)] - 2S_{02}/R_2 + (2i\omega\mu R_2/4) [S_{12}\sigma_1 + S_{22}(\sigma_2 - \sigma_1) + S_{32}(\sigma_3 - \sigma_2)] \},$$

где $S_{0\alpha} = \int_0^\infty du P_\alpha u E_{0\alpha}$, $S_{1\alpha} = \int_0^\infty du P_\alpha E_{p\alpha} / u$, $S_{2\alpha} = \int_0^\infty du P_\alpha E_{p\alpha} E_{1\alpha} / u$, $S_{3\alpha} = \int_0^\infty du P_\alpha E_{p\alpha} E_{1\alpha} E_{2\alpha} / u$, $P_\alpha = J_1(u) J_0(ur/R_\alpha)$, $E_{0\alpha} = \exp(-u|z-z_0|/R_\alpha)$,

$$E_{p\alpha} = \exp(-u(z+z_0)/R_\alpha), E_{1\alpha} = \exp(-2uh_1/R_\alpha), E_{2\alpha} = \exp(-2uh_2/R_\alpha).$$

Нетрудно видеть, что величины σ_1 , σ_2 и σ_3 входят в выражение для B_z в качестве сомножителей, поэтому появляется возможность, сделав три измерения, решить полученную систему уравнений относительно σ_1 , σ_2 и σ_3 . При проведении низкочастотных измерений нет необходимости все измерения делать с помощью ДПУ. Можно два измерения сделать с помощью дипольного метода. В этом случае для горизонтальной компоненты магнитного поля следует использовать следующее выражение

$$B_{r\alpha} = \mu M / (4\pi D_\alpha^3) (\omega \mu D_\alpha^2 / 4) \{ \sigma_1 + (\sigma_2 - \sigma_1)(1 - q_{1\alpha}) + (\sigma_3 - \sigma_2)(1 - q_{2\alpha}) \},$$

$$q_{1\alpha} = 2h_1 / (D_\alpha^2 + 4h_1^2)^{0.5}, q_{2\alpha} = 2(h_1 + h_2) / (D_\alpha^2 + 4(h_1 + h_2)^2)^{0.5}, D_\alpha - \text{разнос.}$$

Значение σ_1 может быть также определено прямыми измерениями с помощью метода ВЭЗ (при минимальных разностях).

Если прямые измерения невозможны, то приходится решать систему трех линейных уравнений

$$v_1 \sigma_1 + v_2 \sigma_2 + v_3 \sigma_3 = 4 / (P_1 \omega \mu R_1^2), \quad b_1 \sigma_1 + b_2 \sigma_2 + b_3 \sigma_3 = 4 / (P_2 \omega \mu R_1^2),$$

$$a_1 \sigma_1 + a_2 \sigma_2 + a_3 \sigma_3 = P_3 4 P_s (S_{01} / R_1 + 2S_{02} / R_2) / (\omega \mu),$$

здесь $v_1 = q_{11}$, $v_2 = q_{21} - q_{11}$, $v_3 = 1 - q_{21}$, $b_1 = q_{12}$, $b_2 = q_{22} - q_{12}$, $b_3 = 1 - q_{22}$,

$$a_1 = R_1(S_{11} - S_{21}) - 2R_2(S_{12} - S_{22}), \quad a_2 = R_1(S_{21} - S_{31}) - 2R_2(S_{22} - S_{32}),$$

$$a_3 = R_1 S_{31} - 2R_2 S_{32}, \quad P_3 = 4P_s (S_{01} / R_1 + 2S_{02} / R_2) / (\omega \mu),$$

P_1 , P_2 - отношение вертикальной и горизонтальной компонент магнитного поля, измеренных дипольным методом, P_s - значение вертикальной компоненты магнитного поля, измеренного с помощью ДПУ. Решением этой системы уравнений являются следующие выражения $\sigma_1 = D_1 / D$, $\sigma_2 = D_2 / D$, $\sigma_3 = D_3 / D$,

$$D = v_1(b_2 a_3 - b_3 a_2) - v_2(b_1 a_3 - b_3 a_1) + v_3(b_1 a_2 - b_2 a_1),$$

$$D_1 = 4 / (P_1 \omega \mu R_1^2) (b_2 a_3 - b_3 a_2) - 4 / (P_2 \omega \mu R_1^2) (v_2 a_3 - v_3 a_2) + P_3 (v_2 b_3 - b_2 v_3),$$

$$D_2 = - \{ 4 / (P_1 \omega \mu R_1^2) (b_1 a_3 - b_3 a_1) - 4 / (P_2 \omega \mu R_1^2) (v_1 a_3 - v_3 a_1) + P_3 (v_1 b_3 - b_1 v_3) \},$$

$$D_3 = 4 / (P_1 \omega \mu R_1^2) (b_1 a_2 - b_2 a_1) - 4 / (P_2 \omega \mu R_1^2) (v_1 a_2 - v_2 a_1) + P_3 (v_1 b_2 - b_1 v_2).$$

Для определения значений h_1 и h_2 следует сделать еще два измерения на высоких частотах. По результатам измерений получаем два уравнения

$$F^{(4,5)}(h_1, h_2) = B_z^{(3,4)} - MI_0 / 2R_1 \int_0^\infty du u J_1(u)$$

$$\{ J_0(u\rho / R_1) [\exp(-u|z-z_0| / R_1) + a_3^{(4,5)}(R_1) \exp(-u(z+z_0) / R_1)] - (2R_1 / R_2) J_0(u\rho / R_2) [\exp(-u|z-z_0| / R_2) + a_3^{(4,5)}(R_2) \exp(-u(z+z_0) / R_2)] \} = 0,$$

где функции отражения зависят от выражений для σ_1 , σ_2 и σ_3 , полученных в результате решения приведенной выше системы уравнений. Поскольку частотная зависимость реальной составляющей поля полнее отражает параметры разреза, целесообразно ограничиться реальными составляющими уравнений, т.е. следует решать систему уравнений $F_r^{(3)}(h_1, h_2) = 0$, $F_r^{(4)}(h_1, h_2) = 0$.

При определении параметров двухслойного разреза с помощью двухпетлевой установки достаточно двух измерений на низкой частоте (это дает зависимость $\sigma_{1,2} = f(h_1)$), и одного измерения на высокой частоте, что позволяет, решая уравнение $F_r^{(3)}(h_1) = 0$, определить величину h_1 .

В заключение заметим, что предложенный в данной работе метод определения параметров двух-и трехслойного разреза не содержит элементов подбора, что позволяет однозначно определять искомые параметры. В том случае, когда разрез содержит геологические помехи, но используемые выше системы уравнений имеют решения, можно говорить о полученных значениях параметров как о кажущихся. При существенном отличии изучаемого разреза от горизонтально однородного, когда системы уравнений решения не имеют, предлагаемый метод неприменим.

Литература

1. Патент № 2156987 (Россия). Способ индукционного вертикального зондирования. Патент G 01 V 3/08. Бюл. № 27, 2000.
2. Патент №2230341, класс G 01 V 3/8. Способ индукционного вертикального зондирования. БИ №16, 2004г.
3. Светов Б.С. Теория, методика и интерпретация материалов низкочастотной индукционной электроразведки. – Москва: Недра, 1973г. –254с.
4. Молочнов Г.В., Радионов М.В. Частотные электромагнитные зондирования с вертикальным магнитным диполем. – Ленинград, ЛГУ, 1982. –216с.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПО ЛОКАЛИЗАЦИИ ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ МЕТОДОМ ОСОБЫХ ТОЧЕК

А.Ф. Шестаков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Ранее были изложены основные элементы технологии интерпретации аномалий гравитационного поля с целью выявления аномалиеобразующих объектов в заданном слое или находящихся ниже определенного уровня [1].

С целью дальнейшего развития технологии интерпретации по выявлению глубинных аномалиеобразующих объектов, перекрытых слоем приповерхностных неоднородностей, предлагается на первом этапе проводить предварительную интерпретацию МОТ для правильной оценки мощности этого слоя, поскольку множество особых точек аналитического продолжения внешнего поля несет объективную информацию о форме и расположении источников аномалии без учета каких-либо априорных сведений.

Кроме того, по вычисленным значениям параметров особых точек можно получить некоторое представление о характере приповерхностных неоднородностей и их пространственной локализации в исследуемом диапазоне глубин. Эти результаты являются основой для проведения дальнейшей комплексной интерпретации, изложенной ранее [2].

Опытная апробация предлагаемой методики была проведена на одном из участков Соликамской впадины [3]. Исследуемая аномалия гравитационного поля в редукции Буге состоит преимущественно из одного вытянутого эпицентра субмеридионального простирания и незначительной интенсивности

с локальным минимумом порядка 3 мГл в эпицентральной области (см рис. 1).

В результате предварительной интерпретации аномалии исходного поля МОТ выяснилось, что определяемые ближайшие к поверхности Земли особенности поля носят преимущественно линейный характер, поскольку значения типа S близко к значению -0.5 , что соответствует протяженному субгоризонтальному цилиндрическому объекту (см. таблицу 1). Кроме того определились две особых точки со значением типа, близким к нулю, но значительно отличающихся по глубине. В первом случае (особая точка №4) расположена выше основной линейной особенности и связана по-видимому с центром масс неглубокой приповерхностной неоднородности, что вполне согласуется с визуальной оценкой морфологии поля в этой области. И наоборот, особая точка №5 лежит значительно глубже основной линии особенностей, что может иметь двоякое объяснение: либо эта точка характеризует обобщенный источник, связанный с линейной особенностью (или ее частью) и расположенный естественным образом ниже ее, либо под линейной особенностью поля в этой области залегают более глубокие аномалиеобразующие объекты.

Таблица 1

Значения основных определяемых параметров особых точек

Ближайшее теоретическое значение типа по трехмерной классификации и связь особой точки с аномалиеобразующим объектом	№ особой точки	Полученные численно значения типа и координат особых точек			
		S	X (км)	Y (км)	Z (км)
S= -0,5 Ближайшая точка субгоризонтальной линии особенностей	1	-0,55	593,0	475,9	0,79
	2	-0,65	590,5	476,2	0,63
	3	-0,54	594,9	475,5	0,57
S=0 Центр масс изометричной неоднородности, либо обобщенный источник	4	0,06	593,5	475,7	0,5
	5	-0,06	590,9	475,9	1,3
S= -1 Вершина штока (штоковой линии особенностей)	6	-1,1	592,7	476,3	0,4

Помимо основной субмеридиональной особенности поля выявилась приповерхностная (тоже линейная, но относящаяся к классу штоковых), с верхней особой точкой №6. Судя по характеру изолиний в этой области, штоковая линия имеет незначительную протяженность и по своей «мощности» значительно уступает основной особенности поля (№1), что не противоречит визуальной оценке морфологии поля в этой области для выделенного слоя (см. рис. 2).

Для получения более определенного представления об источниках аномалии далее проводится комплексная интерпретация. На первом этапе

выделяется гравитационное поле от приповерхностного слоя, содержащего выделенные особенности, кроме обобщенного (№5). Практический способ выделения в поле на дневной поверхности эффекта источников в слое от дневной поверхности до некоторой глубины H рассмотрен ранее [1].

В данном случае оказалось вполне допустимым ограничить мощность этого слоя в 1 км. Кроме того, для достижения более выраженного аномального эффекта предлагается исключить влияние боковых неоднородностей за пределами планшета (см. рис. 2). В результате такого выделения линейный характер основной особенности проявляется более отчетливо, чем в исходном поле.

На втором этапе решается задача определения особых точек поля, образованного вычитанием эффекта приповерхностного слоя из исходного поля. Основная идея состоит в том, чтобы для дальнейшей интерпретации использовать разностное поле без влияния боковых неоднородностей, находящихся за пределами планшета. Учет их влияния достигается в процессе решения плоской задачи Дирихле с заданными граничными условиями (см. [1]) и нахождения регулярного решения уравнения Пуассона $U_{\text{рег}}$ в рассматриваемой области. Из общей теории МОТ известно, что для потенциальных полей допустимо производить отсчет поля не от нулевого, а некоторого постоянного или линейного для всей площади уровня, поскольку такой фон не влияет на вычисление изображения поля. В данном случае в качестве фона выступают значения на дневной поверхности регулярного решения уравнения Пуассона в заданной области.

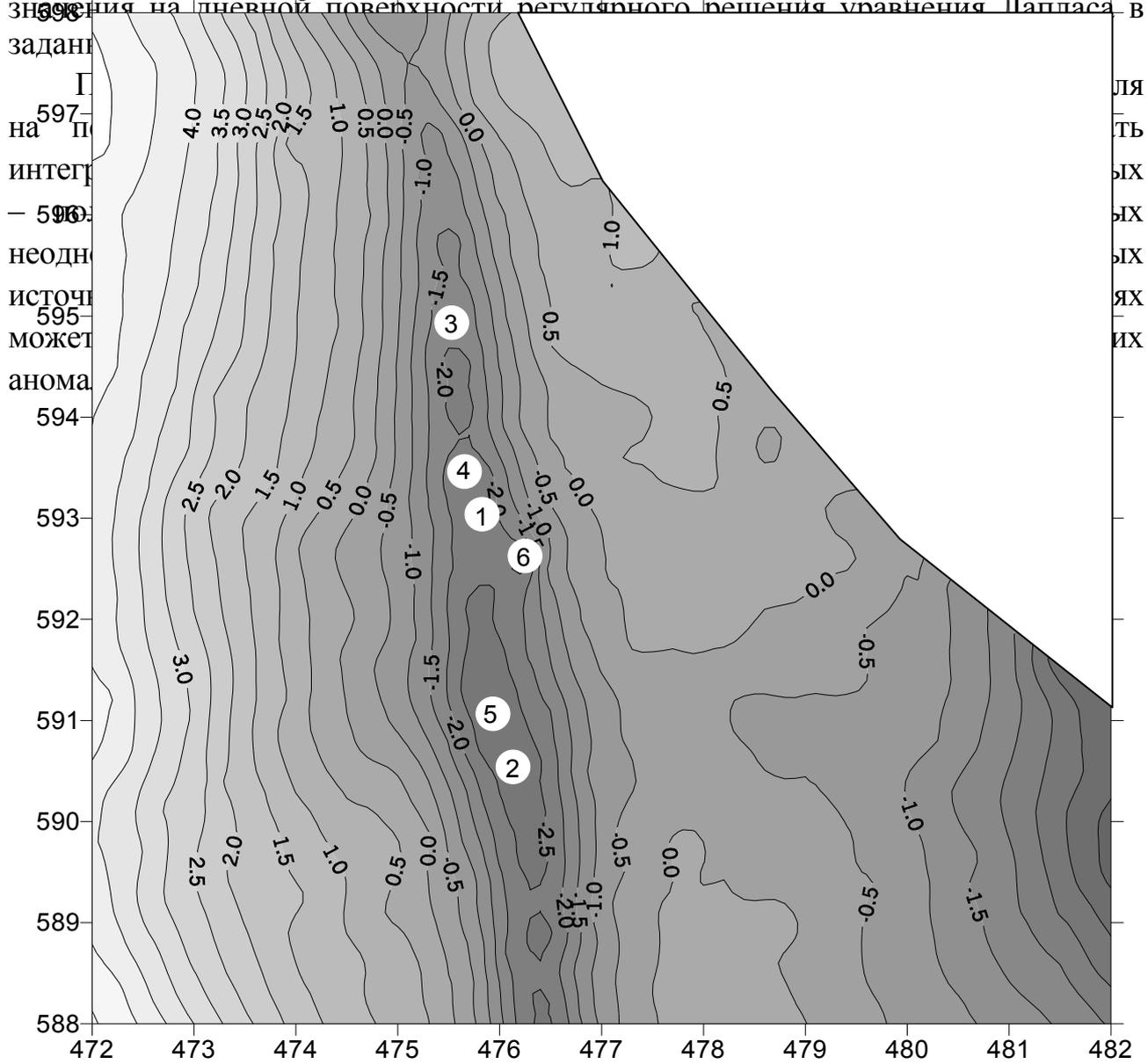


Рис. 1

Аномалия исходного гравитационного поля (в редукции Буге)
исследуемого участка и расположение особых точек, связанных с
приповерхностными неоднородностями

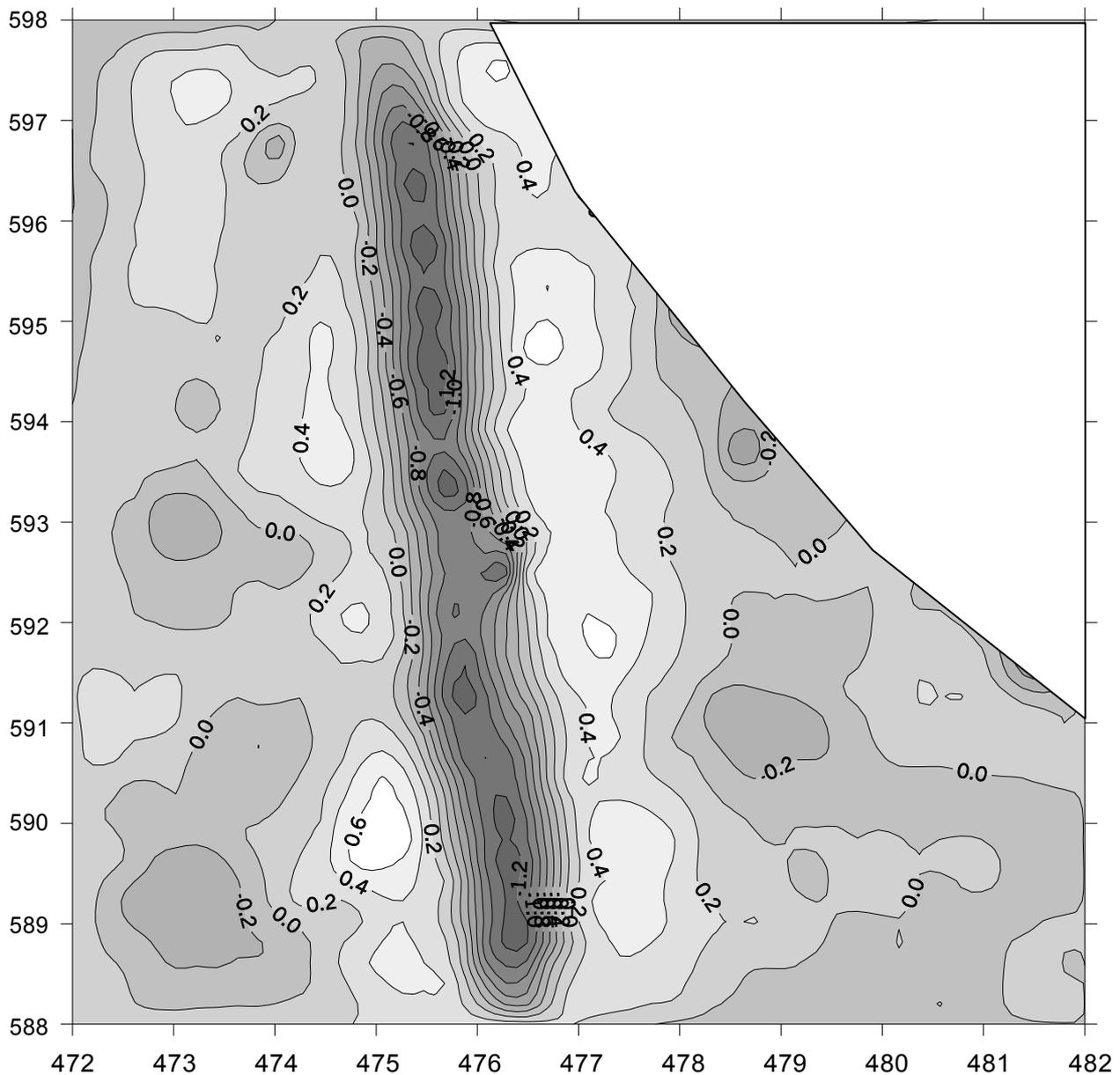


Рис. 2

Изолинии поля на дневной поверхности от приповерхностного слоя мощностью в 1км без учета влияния боковых источников

В рассматриваемом случае, как и следовало ожидать, разностное поле приобрело более регулярную морфологию с ярко выраженным аномальным эффектом от глубинной неоднородности (см рис. 3), не проявлявшимся ранее в исходном поле.

В результате дальнейшей интерпретации были выявлены особые точки, связанные преимущественно с линейными особенностями поля (см. таблицу 2).

Если допустить, что эти точки относятся к одной и той же особенности, то результат интерпретации оказывается следующим. Линейная особенность относится к классу штоковых линий и ориентирована субмеридионально с небольшим падением к северу от эпицентра. Ближайший к поверхности южный ее конец характеризуется местоположением особой точки №8, локализацию другого конца (в данном случае – северного) выполнить не удалось – возможно из-за еще

большого его падения по сравнению с местоположением особой точки №10. Что касается самого объекта, то его протяженность к югу от эпицентра может лишь незначительно отличаться от штоковой линии, если допустить, что он аппроксимируется классом ограниченных круговых субгоризонтальных цилиндров. В действительности неоднородность по-видимому еще более сложная по своей структуре (не описываемая однозначным образом классом форм, которыми оперирует МОТ) и характеризуется переменной мощностью вдоль линии особенностей, свойственной, например, объектам типа сплюснутого эллипсоида. Об этом свидетельствует тот факт, что выявленный обобщенный источник аномалии (характеризующий эффективный центр аномальных масс) тяготеет к вершине штоковой линии, вместо того, чтобы располагаться под эпицентром.

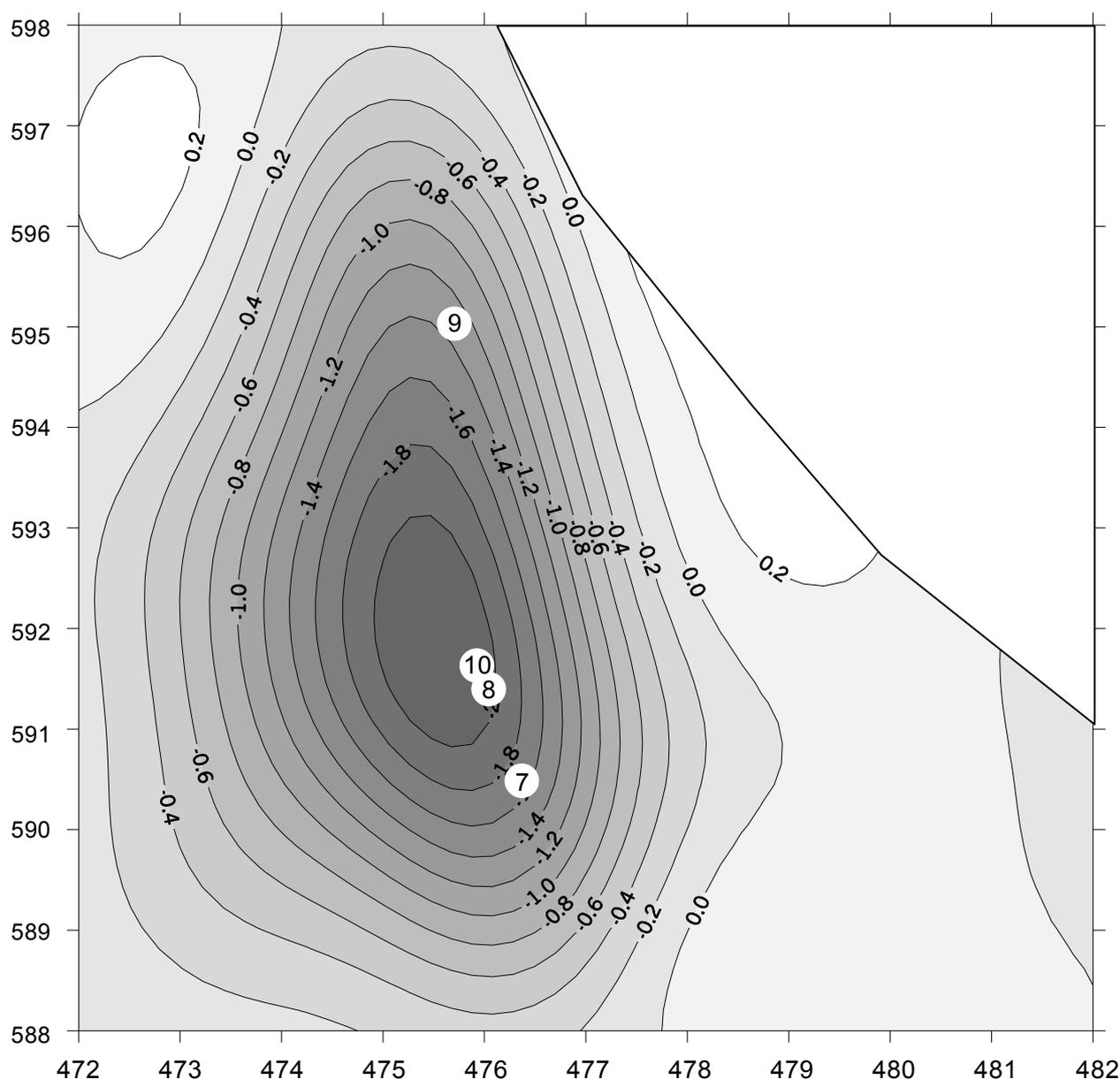


Рис. 3

Изолинии поля на дневной поверхности от источников в слое ниже 1 км без учета влияния боковых источников и расположение особых точек, связанных с исследуемым локальным участком аномалии

Таблица 2

Значения основных определяемых параметров особых точек

Ближайшее теоретическое значение типа по трехмерной классификации и связь особой точки с аномалиеобразующим объектом	№ особой точки	Полученные численно значения типа и координат особых точек			
		S	X (км)	Y (км)	Z (км)
S= -1 Вершина штока (штоковой линии особенностей)	7	-1,1	590,5	476,5	1,6
S= -0,5 Ближайшая точка субгоризонтальной линии особенностей	8	-0,64	591,4	476,2	1,8
	9	-0,39	595,1	475,8	2,2
S=0 Центр масс изометричной неоднородности, либо обобщенный источник	10	-0,13	591,5	476,1	2,1

Более слабых (в математическом смысле) особенностей выявить не удалось и это может быть связано с тем, что аномалиеобразующий объект в эпицентральной области не имеет выклинивающихся зон (характеризующихся линиями ветвления), а имеет вероятнее всего гладкую верхнюю границу. Если к тому же допустить, что форма границы близка к колокообразно-вытянутой, то выявленные линейные особенности поля носят обобщенный характер и могут располагаться глубже самого аномалиеобразующего объекта.

Локализация в плане особых точек, приведенных в таблицах 1 и 2 схематично изображена на рис.1 и рис. 3. соответственно.

Литература

1. *Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л., Шестаков А.Ф.* О разделении источников гравитационного поля по глубине. //Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 29-й сессии Межд. Научного семинара им. Д.Г. Успенского. Часть I. – Екатеринбург: УГГГА, 2002. С.19-25.
2. *Шестаков А.Ф.* Некоторые вопросы методики интерпретации аномалий гравитационного поля трехмерным вариантом метода особых точек // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Межд. Научного семинара им. Д.Г. Успенского. –Пермь: Горный институт УрО РАН, 2005. С.289-291.
3. Отчет по теме «Вопросы математической интерпретации гравитационных данных по Соликамской впадине. II / Авт. колл.: *Мартышко П.С., Пруткин И.Л., Шестаков А.Ф.* – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2002 г.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ 3-D МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ ОБЪЕКТОВ

С.В. Шилова¹, О.М. Вельтистова²

¹УГТУ, г. Ухта, ²ОАО "Севергеофизика", г. Ухта

В последнее время интенсивное развитие получили новые подходы, основанные на углубленном извлечении полезной информации из всего комплекса геолого-геофизических данных.

Отличительной особенностью современных технологий является построение пространственной 3-D геоплотностной модели исследуемых территорий. При этом параметры изучаемого геологического объекта должны быть максимально согласованы и соответствовать не только наблюдаемому гравитационному полю, но всему комплексу данных (сейсморазведочных, промысловых). Методика построения 3-D геоплотностной модели по большей части основана на двумерном варианте, где анализ априорной информации осуществляется с помощью автоматизированной системы GCIS (решение обратных структурных задач сейсморазведки и гравиразведки, а так же решение обратных задач гравиразведки в касе распределения плотностей). Технология GCIS уже была освещена в ряде публикаций [2, 3], поэтому основным акцентом будет являться изучение модели строения среды, основанное на решении трехмерной прямой структурной задачи гравиразведки и прямой трехмерной задачи гравиразведки в классе распределения плотностей. Под руководством д.ф.-м.н., профессора Кобрунова А.И. Григорьевым Д.В. разработана VIP система, позволяющая интегрировать программные комплексы (GCIS, Surfer) и математические библиотеки (Mathcad и Matlab) в единый инструментарий [1]. Основным преимуществом данной разработки (ядром представлен Mathcad) является возможность оперативного вмешательства в процесс вычислений, позволяющий изменять структуру расчета. Математической особенностью применения технологии является метод, вычислительные схемы и алгоритм расчета пространственного гравитационного влияния, создаваемого изучаемым объектом с учетом влияния боковых зон.

В качестве возможности применения 3-D моделирования выбран объект, характеризующийся неоднозначностью интерпретации, связанной со сложным тектоническим строением и недостатком исходной геолого-геофизической информации: Кожвинская площадь Печора-Кожвинского мегавала. Участок работ расположен в одном из наиболее сложных по геологическому строению и в то же время наиболее нефтегазоперспективном районе Тимано-Печорской провинции.

Тектоническая активность территории в составе Печоро-Колвинского авлакогена, проявившаяся более интенсивно, по сравнению с прилегающими территориями, на всем протяжении геологической истории формирования

структуры Тимано-Печорского региона обусловила сложное сочетание тектонических блоков, сопряженное с довольно резкими фациальными переходами и изменениями мощностей. Такие переходы характерны для краевых зон авлакогена, которые на современном структурно-тектоническом плане представлены валообразными мегаподнятиями - Колвинским и Печоро-Кожинским. Перспективность изучаемой территории на залежи углеводородов достаточно высока, однако, сложные сейсмогеологические условия не позволяют проводить уверенную корреляцию отражений и получать однозначную геологическую интерпретацию сейсмического материала. Территория Кожвинской площади характеризуется наличием широких (до 3-4 км), протяженных зон полного отсутствия сейсмических отражений, так называемых "слепых зон". Такие зоны интерпретируются как зоны тектонических нарушений. Между тем, в этих зонах могут быть сформированы тектонически экранированные структуры, перспективные на нефть и газ. Детальная гравиметрическая съемка позволяет получить более определенное представление о тектонической ситуации в пределах слепых зон путем выявления тектонических нарушений, определения их типа, выявления по возможности приразломных, тектонически ограниченных структур.

В общем комплексе проводимых работ по сейсмогравитационному моделированию с целью построения достоверной геолого-геофизической модели привлекались материалы детальных и региональных гравиметрических исследований. Анализ осуществлялся на основе применения методики и технологии (автоматизированная система GCIS) интегрированной интерпретации сейсмогравиметрических данных [4].

На первом этапе, ввиду того, что Кожвинская площадь не достаточно хорошо изучена бурением и вопрос о скоростном распределении остается дискуссионным, этап сейморазведочной интерпретации геофизических данных осуществлялся постепенным продвижением от профиля к профилю с севера на юг, учитывая особенности изменения скоростного закона на сопредельных территориях (Песчанская, Печорокожвинская и Печорогородская). Интерпретация сейсмического материала осуществлялась с помощью решения обратной кинематической задачи. Сформированные параметры критерия оптимальности, используемые в качестве весового множителя для каждого выделенного отражающего горизонта, в результате выполнения итерационных процедур менялись в зависимости от степени неоднозначности корреляции ОГ. Таким образом, уточненные в результате проведения кинематической интерпретации скоростные характеристики позволили сформировать сейсмогеологические модели, которые на следующем этапе были использованы как начальные приближения при интерпретации гравиметрических данных.

На втором этапе интерпретации был проведен анализ наблюдаемого гравитационного поля и его трансформаций с точки зрения отображения в них локальных структурных осложнений осадочного чехла.

Третий этап включал в себя уточнение геологического строения разреза на основе балансирования модели среды с наблюдаемым гравитационным полем.

Кроме того, на Кожвинской площади был проведен анализ пространственной геоплотностной модели и построены горизонтальные плотностные срезы с целью выявления зон локализации аномальных плотностей.

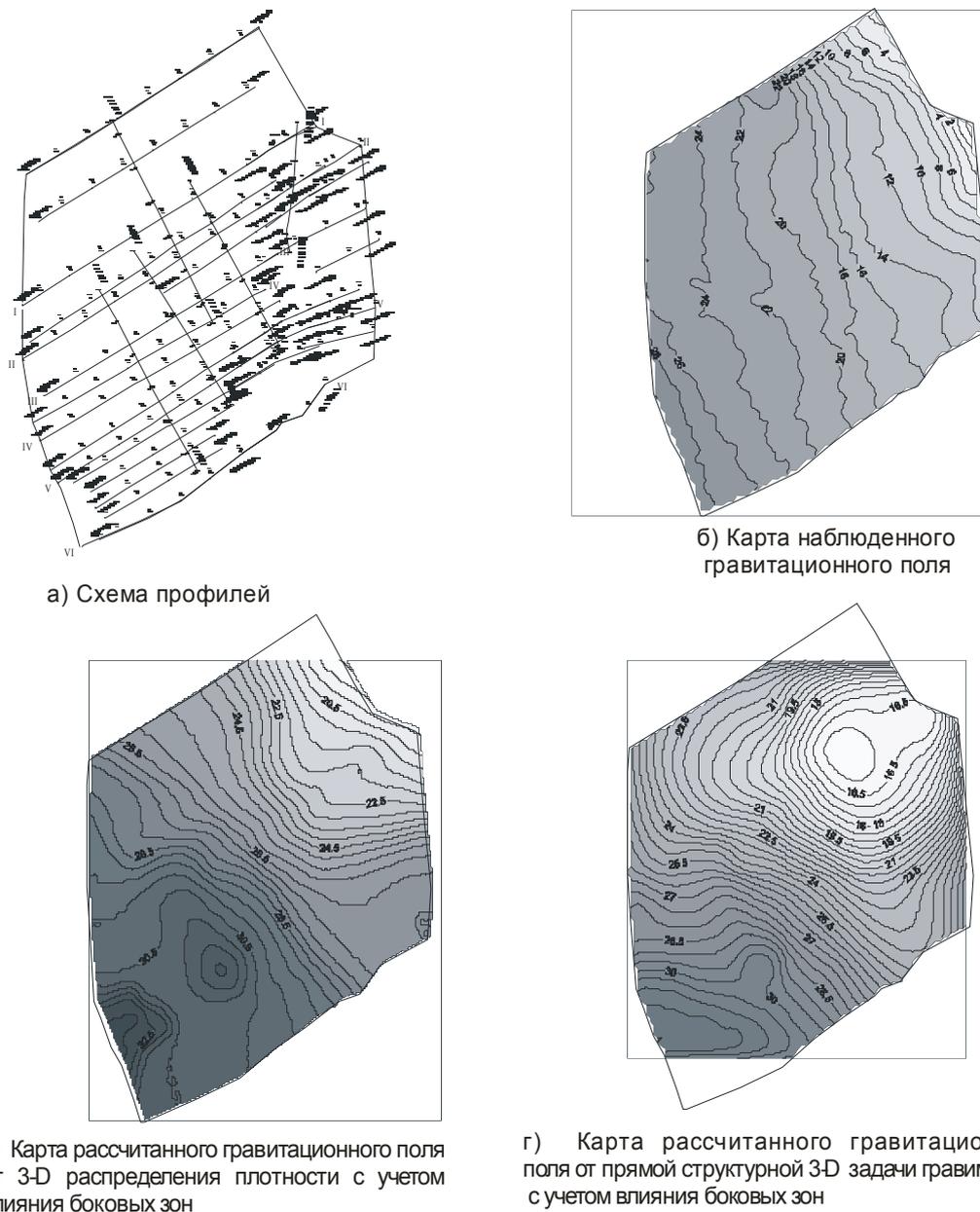


Рис.1. Структурные карты наблюдаемого и 3-D рассчитанных гравитационных полей Кожвинской площади (со схемой профилей).

Полученные результаты двумерного моделирования послужили основой для проведения контрольных расчетов с целью достоверного построения изучаемой модели, поэтому следующим шагом был расчет прямой 3-D структурной и плотностной задач гравиразведки. Это основная задача настоящей работы, заключающаяся в адаптации полученной

(реконструированной) по данным двумерного моделирования модели на основе трехмерного расчета гравитационного поля с учетом влияния боковых зон.

Расчет 3-D прямых структурной и плотностной задач осуществлялся с шагом дискретизации 200 м по площади и по глубине. Результат приведен на рис.1. Почти на всей изучаемой территории гравитационное поле имеет положительные значения (рис.1,б). Сгущение изолиний поля с высоким градиентом в северо-восточной части площади соответствует границе Печоро-Кожвинского мегавала по выделенному тектоническому нарушению – Печорогородскому разлому.

Анализ полученных результатов решения прямой задачи трехмерного моделирования на Кожвинской площади показывает отдельное несоответствие общего характера поведения гравитационного поля. Очевидно, это связано, во-первых, с недоучетом особенностей строения разреза (малоамплитудная разломная тектоника) в юго-западной части площади, во-вторых, с неравномерностью сети наблюдений (присутствие разномасштабной гравиметрической съемки), в-третьих, с особенностями интерполяционной методики Kriging Method, заложенного в прикладной пакет Surfer, на основе которого были построены структурные карты.

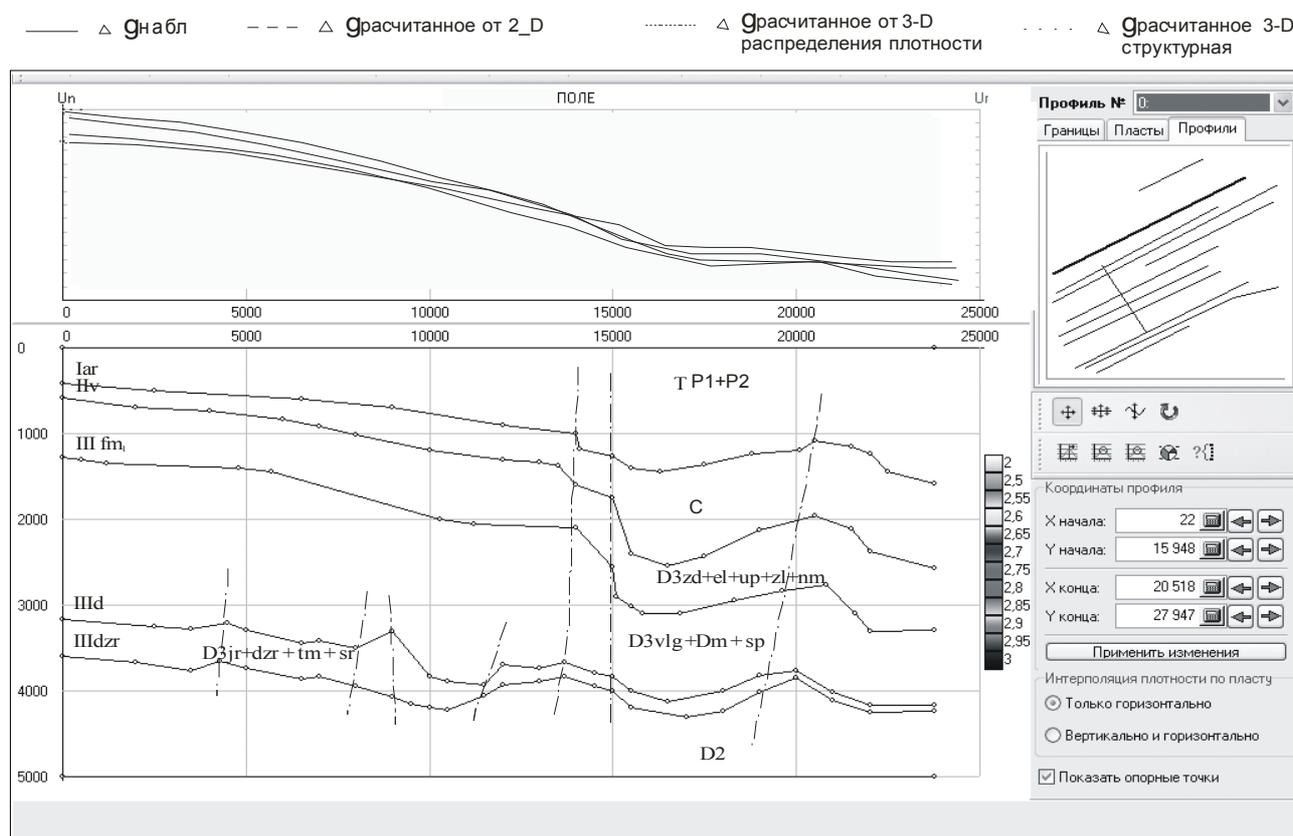


Рис.2. Геолого-геофизическая модель строения Кожвинской площади.

Однако на вертикальном срезе (выборочный профиль) видно, что наблюдаемое и рассчитанные поля (рис.2) имеют близость не только по своей морфологии, но и в отображении поведения основных геоплотностных границ осадочного чехла. На участках, имеющих несоответствия, необходимо проведение дальнейших исследований, то есть повторное проведение

двумерного моделирования с последующим расчетом прямых 3-D задач гравиметрии с целью контроля построения геолого-геофизической модели.

Таким образом, 3-D моделирование геопотенциальных полей позволяет повысить эффективность использования гравиметрических данных на территориях Тимано-Печорской провинции, перспективных на залежи УВ.

Первоочередным направлением здесь является создание алгоритмического процесса и создание на его базе технологии и методики трехмерного моделирования среды с учетом боковых зон, позволяющих решение обратных трехмерных задач гравиразведки.

Литература

1. *Григорьев Д.В.* Программно-алгоритмическое и технологическое обеспечение реконструкции геоплотностных моделей на основе геодинамических принципов / Д.В. Григорьев, А.И. Кобрунов, С.А. Кобрунов // *Материалы 32-й сессии Междунар. науч. сем. им. Д.Г. Успенского.* – Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. – С.68-70.
2. *Кобрунов А.И.* [Методика и технология эволюционного комплексного анализа геолого-геофизической информации](#) / Кобрунов А.И., Петровский А.П., Аминов Л.З, Моисеенкова СВ., Шилова С.В., Вельтистова О.М., Юдин В.М.// *Монография «Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических промысловых и поисково-разведочных работ в Республике Коми». Книга 3 - Ухта, КРОРАЕН 2003.- С. 109-175.*
3. *Петровский А.П.* Технологические особенности автоматизированной системы комплексной интерпретации сейсмогравиметрических данных/ Петровский А.П., С.В.Шилова, С.В.Моисеенкова // *Материалы 30-ой сессии Междунар. сем. им. Д.Г.Успенского.- Москва, 2003.- С. 90-91.*
4. *Шилова С.В.* Методика и технология интегрированной комплексной интерпретации сейсмогравиметрических данных для решения задач нефтегазовой геологии: Дис.. канд. техн.наук / С.В. Шилова– Ухта, 2004.–150 с.

К ТЕОРИИ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ГАЗОВЫХ СКВАЖИН

А.В. Щеглов, З.А. Булатова

Стерлитамакская государственная педагогическая академия

Для улучшения коллекторских характеристик призабойной зоны нефтяных и газовых пластов используются различные физико–химические, а также гидродинамические и волновые способы обработки. Одним из эффективных способов оперативного контроля состояния призабойной зоны скважин до и после обработки являются акустические методы, основанные на особенностях динамики сигналов на проницаемых участках каналов (скважин) из-за фильтрационных процессов. В данной работе представлен дистанционный способ зондирования газовых скважин. Согласно этому способу предполагается, что исходный сигнал создается на некотором расстоянии от обследуемого участка и передается по волноводу, которым может служить, например, обсаженная стенка скважины. Предполагается, что протяженность сигнала значительно меньше длины проницаемого участка скважины. С целью

приближения задачи к реальным условиям рассматривается перфорированный пористый пласт.

В данной задаче необходимо выделить следующие зоны распространения акустической волны: волновод, пронизаемый участок (необсаженная стенка скважины) и пористый пласт вокруг скважины. В волноводе на распространение возмущения оказывают влияние процессы, связанные с наличием внутреннего трения (вязкости) и теплопроводности в пристеночном слое скважины. При прохождении сигнала через границу между обсаженной и открытой (необсаженной) зонами скважины, происходит частичное отражение и прохождение волны через границу. В последующем, при распространении по необсаженной зоне происходит затухание волнового сигнала за счет фильтрационных эффектов в окружающую пористую среду. Поэтому, для определения недостающих физических параметров (таких как, скорость фильтрации газа через пронизаемую стенку скважины, граничащую с пористым пластом), необходимо рассматривать внешнюю по отношению к скважине задачу в пористой среде.

По “эху” от призабойной зоны скважины волнового сигнала прежде всего можно судить о коллекторских характеристиках пористого пласта. Кроме того, отраженные сигналы от границы между обсаженной и необсаженной зонами и от дна необсаженной зоны несут информацию о протяженности и глубине залегания пронизаемого пласта. Результаты расчетов акустических волн в газовых скважинах показывают, что обсаженный участок в большинстве случаев является мало искажающим акустические сигналы, волноводом. В необсаженном участке состояние коллекторских (пористость, пронизаемость и т.д.) характеристик окружающих горных пород оказывает в ряде случаев заметное влияние на эволюцию сигналов. Это обстоятельство позволяет надеяться, что рассмотренные здесь идеи могут быть использованы, при определенных ситуациях, для контроля коллекторских характеристик прискваженных областей горных пород.

РЕШЕНИЕ СИСТЕМ ЛИНЕЙНЫХ АЛГЕБРАИЧЕСКИХ УРАВНЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ, ОСНОВАННЫХ НА ОРТОГОНАЛИЗАЦИИ ВПОЛНЕ ОПРЕДЕЛЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЕКТОРОВ, ТЕСНО СВЯЗАННЫХ С ИССЛЕДУЕМОЙ МАТРИЦЕЙ

А. И. Якимчик, О. А. Черная

Институт геофизики НАНУ, г. Киев, Украина

Основные задачи, в конечном счете, определившие развитие классической линейной алгебры, связаны с определением собственных значений и соответствующих им собственных векторов некоторых матриц n -го порядка, а также с решением систем линейных уравнений. В свою очередь, проблема нахождения устойчивых приближенных решений СЛАУ является

важнейшей вычислительной проблемой гравиметрии, магнитометрии и геодезии.

В докладе представлены ранее опубликованные [1] авторами некоторые методы косвенного определения коэффициентов характеристических полиномов матриц, основанные на ортогонализации некоторых последовательностей векторов и используемые при решении систем линейных алгебраических уравнений.

В развитие положений работы [2] установлено, что методы определения коэффициентов полинома в классическом их исполнении мало пригодны для практических вычислений на компьютерах, особенно в условиях плохой обусловленности матриц. В этой связи сформулирована задача: *определить с высокой точностью коэффициенты характеристического полинома заданной вещественной матрицы*. Решение поставленной задачи обеспечит надежное вычисление, во-первых, собственных чисел матрицы, во-вторых, ее собственных векторов и, наконец, в-третьих, (обобщенного, нормального) решения системы линейных уравнений с рассматриваемой матрицей. В самом деле, при построении аннулирующей матрицу полинома методом К. Ланцоша или ему родственными на промежуточных этапах конструкции мы получаем последовательность полиномов Штурма, что позволяет разделить корни полинома, а для их приближенного вычисления использовать либо итерационный метод И. Ньютона, либо более быстро сходящийся процесс приближений П. Л. Чебышева. Получив собственные числа и располагая последовательностью полиномов Штурма, по известным соотношениям легко восстанавливаем собственные векторы матрицы. После этого не составляет труда решить систему линейных уравнений с этой матрицей при любой правой части системы.

Отметим одну важную характеристику $c(A)$ матрицы A , играющую фундаментальную роль в вопросах устойчивости решений систем линейных уравнений, называемую мерой (или числом) обусловленности матрицы и определяемую соотношением

$$c(A) = \|A\| \|A^{-1}\|,$$

где $\|A\|$, $\|A^{-1}\|$ — некоторые нормы матрицы A и ее обратной A^{-1} , согласованные с нормой рассматриваемого векторного пространства. Если в этом пространстве возмущения Δ_b и Δ_A вектора b и матрицы A системы

$$Ax = b$$

определяются соответственно величинами $\|\Delta_b\|$ и $\|\Delta_A\|$, а их относительные погрешности — числами

$$\delta b = \frac{\|\Delta_b\|}{\|b\|}, \quad \delta A = \frac{\|\Delta_A\|}{\|A\|},$$

то, как известно, относительная погрешность решения системы оценивается неравенством

$$\delta x = \frac{\|\Delta x\|}{\|x\|} \leq \frac{c(A)}{1 - c(A)\delta A} (\delta A + \delta b) \quad (1)$$

Отсюда следует, что относительная погрешность решения возмущенной системы линейных уравнений зависит в значительной мере от числа $c(A)$ обусловленности матрицы A : с одной стороны, чем больше это число отличается, скажем, от единицы, тем ниже относительная точность решения системы. С другой стороны (и на это указывает знаменатель в правой части оценки (1)), чем больше мера обусловленности, тем с большей относительной точностью должна быть известна матрица данной системы для обеспечения существования ее решения. Таким образом, с точки зрения устойчивости весьма существенно, чтобы число обусловленности не было слишком большим. Однако из равенства

$$A^{-1}A = AA^{-1} = E^{(n)}$$

вытекает, что независимо от выбора нормы матрицы эти числа никогда не могут быть слишком малыми, по крайней мере, любое из них (в зависимости от выбора нормы матрицы) не может быть меньше единицы. Очевидно, что мера обусловленности матрицы играет существенную роль в вопросах устойчивости решений систем. В свете последнего замечания и главным образом того, что класс ортогональных преобразований не изменяет меры обусловленности матрицы, следует еще раз подчеркнуть то исключительное положение, которое занимают методы, основанные на ортогонализации некоторой системы векторов, среди прочих методов косвенного определения коэффициентов характеристического полинома. В вычислительном аспекте эти методы оказываются наиболее устойчивыми.

Литература

1. Черная О. А., Якимчик А. И. О процессах доортогонализации некоторых семейств векторов, возникающих при построении характеристических полиномов матриц и используемых при решении систем линейных алгебраических уравнений. 1–2 // Геофиз. журн. – 2005. – 27, № 3. – С. 503–511; – № 5. – С. 790–805.
2. Черный А. В. О точности численных решений некоторых задач геофизики. // Теория и практика интерпретации гравитационных и магнитных полей в СССР. – Киев: Наукова думка, 1983 – С. 263 – 290.

О МОДЕЛИ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЛОИСТЫХ СРЕДАХ С ДИСКРЕТНОЙ СТРУКТУРОЙ

В.Б. Писецкий, С.М. Крылатков, А.Э. Зудилин, В.И. Самсонов

Уральский государственный горный университет

В настоящем докладе представляется логика анализа упругих модулей осадочных отложений и особенности современного геодинамического состояния в системе “осадочный чехол - фундамент”, построенная на

характерных особенностях дискретных сред. Полагая возможность проскальзывания отдельных блоков относительно друг друга в таких средах рассматриваются силы трения, которые, в свою очередь, управляются силовыми нагрузками и фазовым составом флюида в дискретной среде (эффекты смазки). Параметры дискретности, компонент напряжений и трения управляют и значениями упругих модулей стратиграфического объекта. В первую очередь, в связи с этим представляет интерес анализ коэффициента Пуассона, поскольку поперечная деформация дискретного объема среды в таком случае будет определяться абсолютной деформацией индивидуальных дискретов, входящих в рассматриваемый объем.

Особым образом необходимо отметить фундаментальное свойство среды с дискретной структурой – ее упругие модули попадают в зависимость от размера выбранного объема пространства. В горной механике это свойство определяют как *масштабный эффект*. Там же экспериментально установлена критическая дискретность измеряемого объема пространства, которая равна $15 \div 18$ (Фадеев А.Б., 1979). Иначе говоря, считается, что после этого значения дальнейшее увеличение количества дискретов в измеряемом объеме (или увеличение измеряемого объема среды при постоянной дискретной структуре) не приводит к существенным изменениям упругих модулей.

С учетом обсуждаемых особенностей упругих сред с дискретной структурой получено выражение для коэффициента Пуассона в виде:

$$\frac{\nu}{\nu_0} = \frac{1 - \frac{1 - \nu_0}{\nu_0} \cdot f \cdot \frac{P}{P_0}}{1 - 2 \cdot \nu_0 \cdot f \cdot \frac{P}{P_0}} \cdot C(d) \cdot d^{-\frac{1}{3}}$$

где: $\frac{\nu}{\nu_0}$ - отношение эффективного коэффициента Пуассона для объема с дискретной структурой (с количеством дискретов = d) к коэффициенту Пуассона для материала дискретов;

f – коэффициент трения, изменяющийся в диапазоне от 0 до 0.85 (критическое трение по Байерли);

$\frac{P}{P_0}$ - отношение общего горного давления к нормальному литостатическому давлению; $C(d)$ – некоторая константа, задающая начальное состояние (смыкание) дискретов в выбранном объеме.

С нашей точки зрения, предпринятая попытка формализации взаимозависимости упругих модулей осадочных пород от геодинамического (давление) и флюидного (трение) факторов перспективна для дальнейшего развития по целому ряду соображений:

1. В модель включается масштаб рассматриваемого объема среды.

Объем среды, вовлеченной в колебательный процесс сейсмической волной составляет сотни кубических метров. Очевидно, что в этом объеме среда дискретна и это не вызывает сомнений. Столь же очевидно, что изменение измеряемого объема среды (например, за счет изменения длины

волны) влечет за собой и изменение всех его упругих модулей, которые, следовательно, являются частотно зависимыми параметрами.

2. *Упругие и флюидные параметры модели управляются геодинамическим механизмом.*

Поскольку геодинамический фактор определяет существо модели макропроницаемости, постольку оценка параметров напряженного состояния, меняющихся во времени и в пространстве, является основной перспективой развития методов флюидодинамической интерпретации сейсмических данных. Функциональная связь объемных упругих модулей с параметрами упругих напряжений определяет принципиальную возможность их оценки по сейсмическим данным.

3. *Воздействие флюида на твердую фазу дискретного объема.*

Анализ эффектов трения в сочетании с давлением свидетельствует о возможно широком спектре предсказуемого изменения упругих модулей в коллекторах, насыщенных флюидом с различным фазовым составом. А это означает, что вполне возможен *прямой* путь к объективному прогнозу контуров нефтегазонасыщенности коллекторов по сейсмическим данным. Такой подход может основываться на оценке аномальных давлений (например, DFM – технология, Pisetki V., 1998, 2002) или на оценке коэффициента Пуассона. Здесь уместно подчеркнуть, что в основу методов интерпретации сейсмических данных по системе наблюдений 4С как раз и может быть положен принцип оценки коэффициента Пуассона по кинематическим и динамическим параметрам Р-S волн.

МЕТОДИКА И ТЕХНОЛОГИЯ 3D ВСП С ЦЕЛЬЮ ОЦЕНКИ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Писецкий В.Б., Булатов А.В., Силин А.В.,

Уральский государственный горный университет

В докладе обсуждается проблема практического применения современной технологии пространственных систем наблюдений в методе вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Основные задачи, которые целесообразно решать по этой технологии формулируются следующим образом:

- оперативное получение 3D сейсмического изображения околоскважинного пространства с разрешением в 2-3 раза лучше наземных пространственных систем 3D МОГТ,

- высокое качество атрибутов сейсмических сигналов в методе 3D ВСП позволяет надеется на объективный прогноз параметров флюидодинамического состояния коллекторов нефти и газа (проницаемость, флюидное давление, вектор флюидного потока).

Опыт изучения гидродинамического состояния коллекторов свидетельствует о том, что реальные слоистые среды далеки от модели идеального грунта (несжимаемая поровая система). Хорошо известны факты сильных (на порядки) разногласий результатов оценки проницаемости по данным лабораторных измерений на керне, по данным ГИС и, тем более, по

данным гидродинамических испытаний разведочных и промысловых скважин (КВД-технологии). Эти различия вызваны в основном эффектом масштабности параметрического пространства сред различного генезиса с дискретной структурой.

Идея прогноза флюидодинамических параметров по сейсмическим данным разработана на физической позиции, обоснованной теорией и практикой нефтяной геологии и которая связывает модели седиментации, тектоногенеза и флюидных течений в общую активную флюидодинамическую модель /1/. В такой модели основные флюидодинамические параметры нефтегазоносных коллекторов **проницаемость, флюидное давление и вектор течения** флюида функционально связаны с компонентами современного напряженного состояния породного массива с дискретной (блоковой) структурой. В свою очередь, упругие модули таких сред (коэффициент Пуассона) попадают в зависимость от количества дискретов в измеряемом объеме, от их “смазки” флюидом (газ, нефть, вода) и от величины и знака компонент напряженного

состояния нефтегазоносных коллекторов. Кинематический прогноз флюидодинамических параметров по сейсмическим данным. Особенности представления многоканальных наблюдений (до 3000 элементов каналов) в виде трех единичных работ на изображении диаметром CDP до 3000 метров. Только суточные интерпретации состояния скважины.

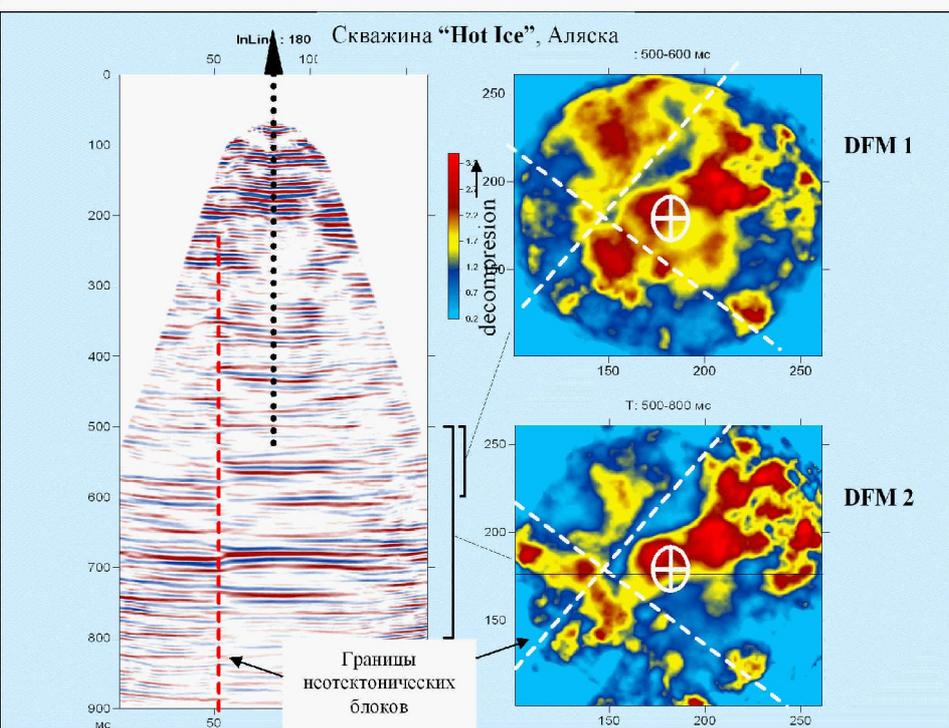
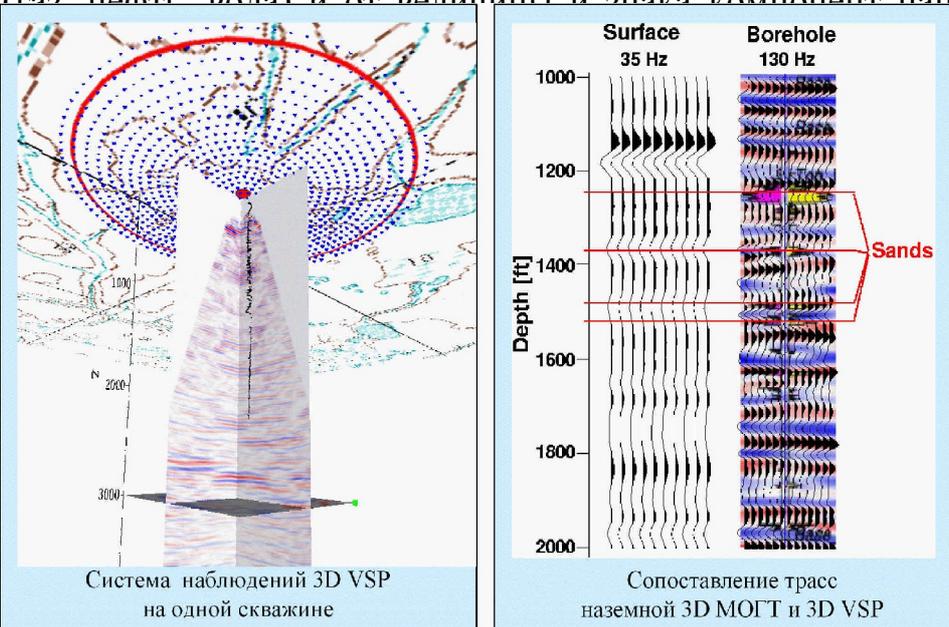


Рис.1. Система наблюдений 3D ВСП в одной скважине и результаты прогноза аномальных давлений в ближней (DFM 1) и дальней (DFM 2) зонах под забоем скважины

параметры прогнозировать по сейсмическим данным. Особенности представления многоканальных наблюдений (до 3000 элементов каналов) в виде трех единичных работ на изображении диаметром CDP до 3000 метров. Только суточные интерпретации состояния скважины. Особенности представления многоканальных наблюдений (до 3000 элементов каналов) в виде трех единичных работ на изображении диаметром CDP до 3000 метров. Только суточные интерпретации состояния скважины.

Опыт применения обсуждаемого подхода свидетельствует о возможности применения методики 3D VSP DFM для объективного прогноза параметров геологической и флюидодинамической моделей в ближней и дальней зонах разведочных и промысловых скважин. Следует особым образом подчеркнуть, что именно такой комплекс решаемых задач переводит методику 3D VSP DFM в разряд коммерчески оправданных технологий в процессах разработки нефтегазовых месторождений.

Литература

1. *Pisetski, V.B.*, 1999. The dynamic fluid method. Extracting stress data from the seismic signal adds a new dimension to our search. *The Leading Edge, September*, Vol.18, No.9, SEG, p.1084-1093.
2. *Pisetski, V.*, 1998. Method for Determining the Presence of Fluids in a Subterranean Formation, *US Patent*, № 5,796, 678.
3. *McGuire, D., Runyon, S., Williams, T., Paulsson, B., Goertz, A. and Karrenbach, M.*, 2004, Gas Hydrate Exploration with 3D VSP Technology, North Slope, Alaska, 74th Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys.
4. *Paulsson, B., Karrenbach, M., Milligan, P., Goertz, A., and Hardin, A.*, 2004, High resolution 3D seismic imaging using 3C data from large downhole seismic arrays, first break volume 23, October 2004.

ОБ ОПЫТЕ ПОИСКА ТРУБОК ВЗРЫВА НА УРАЛЕ

Н.В. Бобровников ¹, А.Ю. Кисин ²

¹Институт геофизики УрО РАН, ²Институт геологии и геохимии УрО РАН

Известно, что западный Урал является давним поставщиком алмазов из россыпей, но попытки отыскать коренные месторождения пока не привели к успеху. Представителям академических институтов трудно организовывать большеобъёмные геологоразведочные работы, чаще приходится опираться на малозатратные технологии, которые тоже способны давать интересные результаты [1]. В докладе сообщается о работах выполненных совместно сотрудниками институтов геологии и геофизики УрО на участке, расположенном на границе Свердловской области и Пермского края.

Отправной точкой служила гипотеза, высказанная А.Ю. Кисиним, о том, что на окраинах платформ, покрытых мощным чехлом отложений, при деформации фундамента, в верхних слоях осадочных пород могут возникать напряжения растяжения, а в нижних – напряжения сжатия. Появляется вертикальный градиент давления, который приводит к образованию в чехле «трубок взрыва» (кимберлитовых трубок) в ослабленных местах.

Участок работ выбран по материалам аэрофотосъёмки. На участке (см. рис. 1) прослеживаются три фотоаномалии (А, Б, В), имеющие радиально-лучистый вид, что вызывает ассоциации с трубками взрыва. Округлыми пятнами на снимке отмечаются карстовые воронки. На геологической карте участку соответствуют сплошные известняковые отложения.

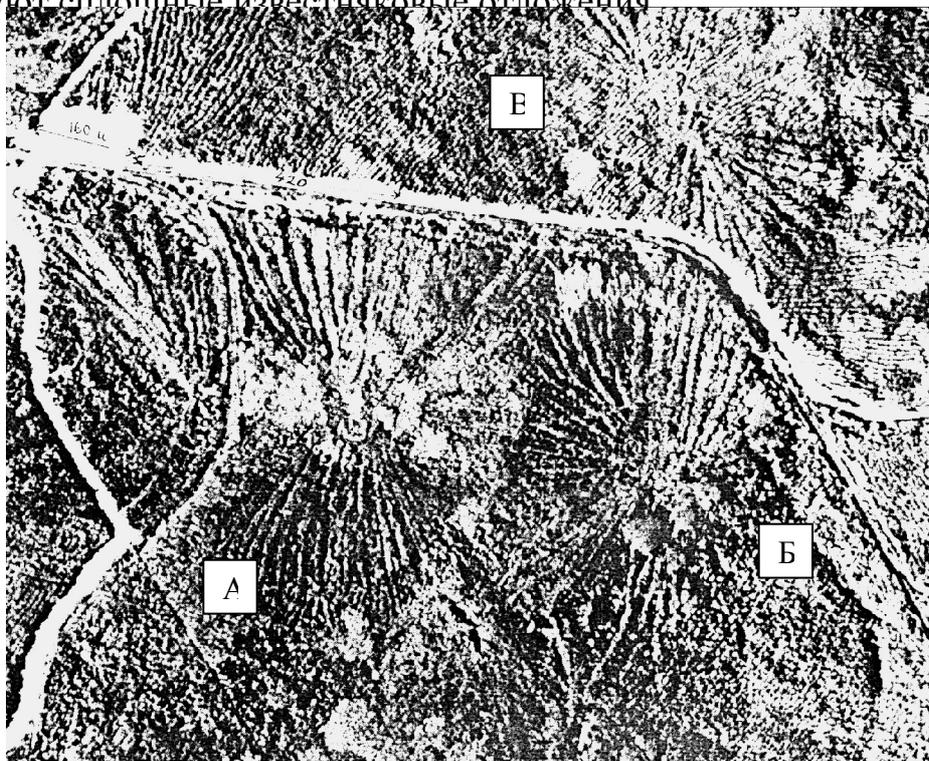


Рис. 1

Как известно, кимберлит включает брекчии ультраосновных пород, которые обычно картируются при постановке магниторазведочных работ. Верхняя часть трубки сильнее подвергается выветриванию, что создаёт аномалию электропроводности. Используя эти сведения, на территории были запроектированы магнито- и электроразведочные работы по трём профилям. Первый проходил субмеридианально от дороги на юг, через центр фотоаномалии А. Второй профиль субширотный проложили через центры аномалий А и Б, а третий субмеридианальный проходил по центральным частям аномалий В и Б. Общая длина основных профилей около трёх километров, пикеты разбиты через 20 метров.

Проведены профильные измерения магнитного поля на 726 физических точках, электроразведочные работы включали: дипольные электропрофилирования – по всем профилям, зондирования – 9 точек на профиле 2 и профилирования по методике ТЭМП на 1 и 2 профилях.

Магниторазведочные работы выполнены с применением протонного магнитометра ММП-203, который обеспечивают точность измерений магнитного поля на уровне единиц нанотесл. Для учёта вариаций магнитного поля применили сложные маршруты, при которых в местах пересечения профилей измерения повторялись по несколько раз. Повторы через короткие промежутки времени обеспечивали возможность вычисления поправок за вариации магнитного поля. Кроме того, проведён 100 % контроль, всё вместе позволило добиться точности измерений в пределах ± 2 нТл.

Графики изменений магнитного поля в целом не содержат больших аномалий, за исключением отдельных пикетов. Например, на профиле 2 выделяются: пк 260 – $\Delta T = 672$ нТл, пк 580 – $\Delta T = 478$ нТл, пк 1120 – 474 нТл. Наличие точечных аномалий указывает на приповерхностное положение маломощных источников. По исследованиям А.Ю. Кисина на участке встречаются локальные скопления маггемита, которые вероятно и создают аномалии магнитного поля.

Из литературных источников [2] известно, что маггемит является характерным минералом почв, а железистые минералы образуются в почвах из гидроокиси железа в местах изменения щелочной среды на слабо кислую. В таком случае, локальные аномалии магнитного поля могут указывать край проницаемой зоны, по которой поднимаются слабокислые воды.

Характерной особенностью графиков магнитного поля по профилям 2 и 3 служит наличие тренда, который отражает региональный фон. Региональный фон для данного участка задаётся манчажской магнитной аномалией, на западной периферии которой он и находится. По карте магнитного поля Урала на эпоху 1972 года горизонтальный градиент в районе участка составляет около 17 нТл на километр. Тренды на указанных графиках не превышают этих значений.

Дипольное осевое электропрофилирование (ДЭП) выполняли с использованием аппаратуры ЭРА-ТРАССА, на частоте 625 Гц, при разносах 40 метров между центрами диполей. Применение повышенной частоты позволяет

обнаруживать проводящие образования перекрытые высокоомным слоем. Контрольные измерения выполнили в объёме 10 %. Дипольные электрические зондирования (ДЭЗ) осуществляли с той же аппаратурой что и ДЭП, но использовали экваториальные установки электродов, с линиями переменной длины.

Результаты электрических профилирований показывают, что удельное электрическое сопротивление пород изменяется в небольших пределах: от 50 до 250 Ом, что соответствует сопротивлению рыхлых пород коры выветривания. Участки повышенных сопротивлений вероятнее всего указывают места понижения мощности коры рыхлых отложений. Материалы электрического зондирования подтверждают возможность такого заключения и отмечают наличие депрессий в кровле фундамента.

Всего выполнено 9 зондирований на профиле 2, построенный по их результатам геоэлектрический разрез приведён на рисунке 2, на котором слева помещена шкала глубин в метрах, другие цифры указывают кажущееся электрическое сопротивление слоёв в Ом.

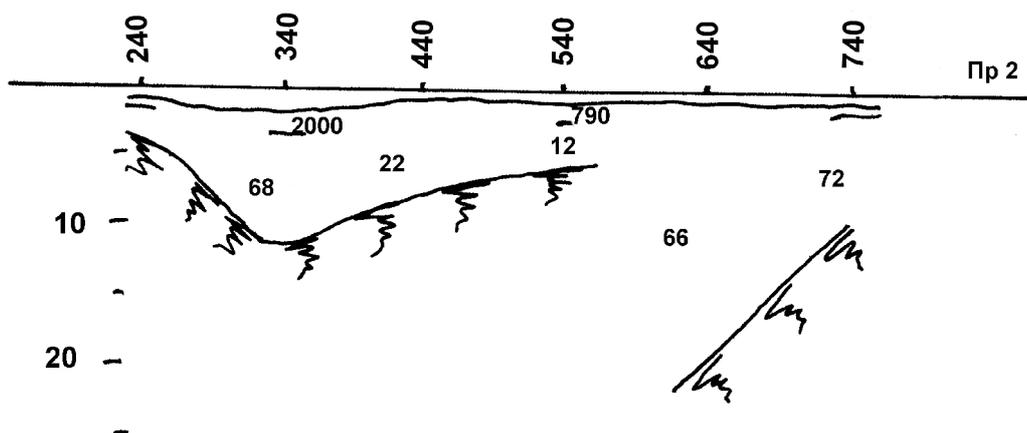


Рис.2

Зондирования проводили с максимальным разносом 200 метров, что в условиях высокоомного разреза позволяет выявлять проводящие слои на глубинах до 100 и более метров, но таких слоёв не выявлено, что не исключает наличия крутопадающих проводников типа «разлом», которые часто проявляются как локальные зоны увеличения мощности рыхлых пород. Нужно также отметить, что внутри слоя рыхлых отложений по материалам зондирований отмечается высокоомный слой с удельным сопротивлением до 2000 Ом. Вероятно, этот слой отражает какие-то особенности окислительных процессов или водного обмена на малых глубинах, и может стать объектом изучения при геоэкологических исследованиях.

Наличие локальной аномалии магнитного поля позволяет оценить магнитные свойства пород фундамента в зоне аномалии. Так для участка 440 – 540 пикетов профиля 2 получено значение $\chi = 20 \cdot 10^{-6}$ ед CGSM. Таким образом, горные породы в фундаменте аномалии по свойствам относятся к

практически немагнитным [3], а выявленные локальные аномалии могут быть объяснены изменениями намагниченности вышележащих глинистых отложений, например, за счёт изменений в содержании маггемита.

Тем не менее нужно отметить, что пространственно эта аномалия совпадает с одной из фотоаномалий, а её границы приходятся на зоны увеличения глубины верхней кромки фундамента, выявленные по материалам зондирований, и которые могут быть интерпретированы как зоны крутопадающих разломов, что делает разрез по профилю 2 похожим на разрез, проходящий через трубку взрыва. Глубинных электропроводных зон на этом месте не обнаружено, но на поверхности найдены образцы кварца, характерные для гидротермальных проявлений.

Геофизическими работами не подтверждено наличие ультраосновных пород на участке выявленных фотоаномалий, но не отвергается возможность переноса к современной поверхности Русской платформы кислого вещества из фундамента.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №04-05-96093

Список литературы

1. Кузнецов А.А., Бобровников Н.В. К оценке рудоперспективности малорефтинской космофотоаномалии//Теория и практика геоэлектрических исследований. Вып.2. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 194 – 202.
2. Минералогическая энциклопедия / Л.: Недра, 1985. – 512 с.
3. Миков Д.С. Методы интерпретации магнитных аномалий / СНИИГГИМС, Изд. Томского университета. – Томск, 1962. – 188 с.
4. Бобровников Н.В. Анализ распространения техногенного электромагнитного поля в неоднородной среде/Сб.статей: Уральский геофизический вестник, № 2, Екатеринбург: УрО РАН, 2001. с.21 – 24.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

Е.Н. Акимова, В.В. Васин, Г.Я. Пересторонина

Институт математики и механики УрО РАН, г. Екатеринбург

Рассматривается трехмерная обратная задача магнитометрии по численному восстановлению разделяющей поверхности сред (геологической границы) на основе данных о магнитном поле, измеренном на некоторой площади земной поверхности, и скачке плотности вектора намагниченности.

Функция $z(x, y)$, описывающая искомую поверхность раздела, удовлетворяет двумерному интегральному уравнению Фредгольма первого рода

$$A[z] \equiv \Delta J \int_a^b \int_c^d \left\{ \frac{z(x', y')}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x', y') \right]^{3/2}} - \frac{H}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2 \right]^{3/2}} \right\} dx' dy' = G(x, y), \quad (1)$$

где ΔJ – скачок вертикальной компоненты вектора намагниченности, $G(x, y)$ – аномальное магнитное поле, обусловленное отклонением искомой поверхности от асимптотической плоскости $z = -H$.

Предварительная обработка измеренного магнитного поля (т.е. получение правой части уравнения (1)) была выполнена коллегами из Института геофизики УрО РАН по методике, разработанной в [1].

Уравнение магнитометрии (1) является существенно некорректной задачей, решение которой обладает сильной чувствительностью к погрешности правой части, которая получена в результате измерений и предварительной обработки магнитного поля.

После дискретизации на уравнения (1) на сетке $n = M \times N$, где задана $G(x, y)$, и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам имеем систему нелинейных уравнений

$$A_n[z] = F_n. \quad (2)$$

Для решения системы (2) используется итеративно регуляризованный метод Ньютона, который хорошо зарекомендовал себя при решении уравнения гравиметрии [2],

$$z^{k+1} = z^k - \left(A'_n(z^k) + \alpha_k I \right)^{-1} \left(A_n(z^k) + \alpha_k z^k - F_n \right). \quad (3)$$

Нахождение очередного приближения z^{k+1} по найденному z^k сводится к решению СЛАУ

$$A^k z^{k+1} = F^k, \quad (4)$$

где $A^k = A'_n(z^k) + \alpha_k I$ – несимметричная матрица порядка $n \times n$,

$F^k = A^k z^k - \left(A_n(z^k) + \alpha_k z^k - F \right)$ – вектор размерности n .

Для повышения устойчивости приближенного решения применяется регуляризация Тихонова, и система уравнений (4) с преобразуется к СЛАУ с симметричной матрицей

$$\left((A^k)^T A^k + \alpha I \right) z^{k+1} = (A^k)^T F^k. \quad (5)$$

При решении СЛАУ (5) привлекались итерационные методы (простой итерации и сопряженных градиентов (МСГ)) с использованием параллельных технологий [2],[3].

Для одного рудного объекта, расположенного в Северном Казахстане, были обработаны реальные данные магнитного поля, измеренного на площади 1630×1950 (м²) с шагом $\Delta x = \Delta y = 20$ м. Измерения магнитного поля для исследуемого района были выполнены специалистами из ИГ УрО РАН (в частности, В.А. Пьянковым). Расстояние до асимптотической плоскости составляло $H = 200$ м. Скачок намагниченности принимался равным $\Delta J = 20$ (А/м).

В случае дискретизации с шагом сетки $\Delta x = \Delta y = 40$ (м) исходная задача сводится к СЛАУ с матрицей высокого порядка 1830×1830 .

В случае использования сетки с шагом $\Delta x = 20$ м, $\Delta y = 40$ м необходимо обращать системы уравнений с матрицей 3600-го порядка.

Были выполнены расчеты на МВС-1000 [4] на сетках с разным числом узлов с использованием параллельных вычислительных технологий. Параллельные алгоритмы реализованы с помощью библиотеки MPI на языке Фортран. Распараллеливание методов основано на разбиении матрицы A вертикальными линиями на m блоков, а вектора решения Z и вектора правой части F СЛАУ на m частей.

Итоговые результаты переданы специалистам по прикладной геофизике для геологической интерпретации.

На рис. 1 представлены изолинии $G(x, y)$ аномального магнитного поля, а на рис. 2 – восстановленная разделяющая поверхность при использовании метода Ньютона с числом итераций $N = 5$ и привлечением метода сопряженных градиентов с числом итераций $N = 15$ на каждом шаге базового процесса.

В таблице приведены времена счета и коэффициенты ускорения $S_m = T_1 / T_m$ и эффективности $E_m = S_m / m$ решения задачи магнитометрии о восстановлении поверхности раздела с использованием на каждом шаге метода Ньютона параллельного и последовательного итеративно регуляризованного метода сопряженных градиентов (матрица 1830×1830). Здесь T_m – время выполнения параллельного алгоритма на МВС-1000 с числом процессоров m ($m > 1$), T_1 – время выполнения последовательного алгоритма на одном процессоре. T_m представляет собой совокупность чистого времени счета и накладных расходов на межпроцессорные обмены, т.е. $T_m = T_c + T_o$.

Метод Ньютона с использованием параллельного МСГ

m (число проц.)	T_m (время, с.)	S_m (ускорение)	E_m (эффективность)
----------------------	----------------------	----------------------	--------------------------

1	99	—	—
2	60	1.65	0.82
3	49	2.02	0.67

Эффективность распараллеливания метода сопряженных градиентов зависит от числа точек сетки. При увеличении числа точек сетки эффективность распараллеливания МСГ возрастает. При увеличении числа процессоров время накладных расходов на передачи и обмены увеличивается, и эффективность уменьшается.

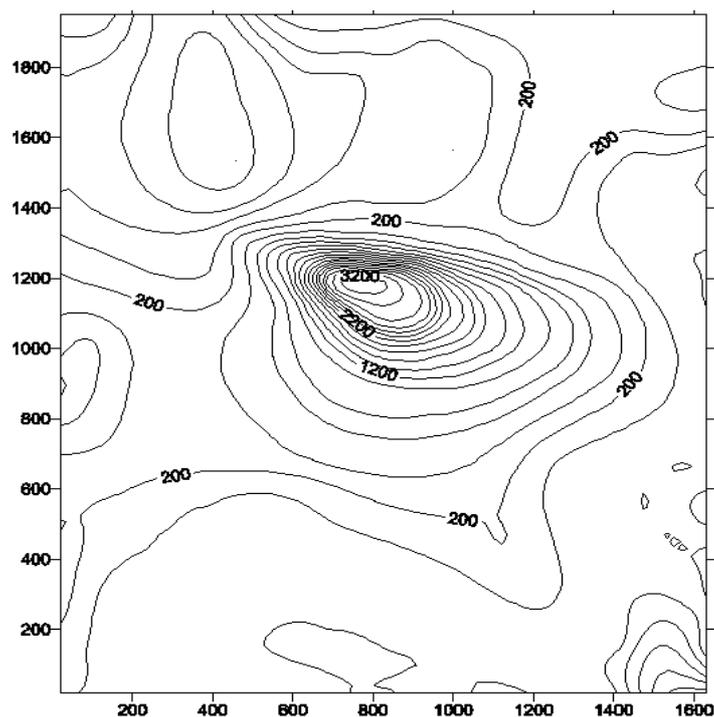


Рис. 1. Изолинии аномального магнитного поля

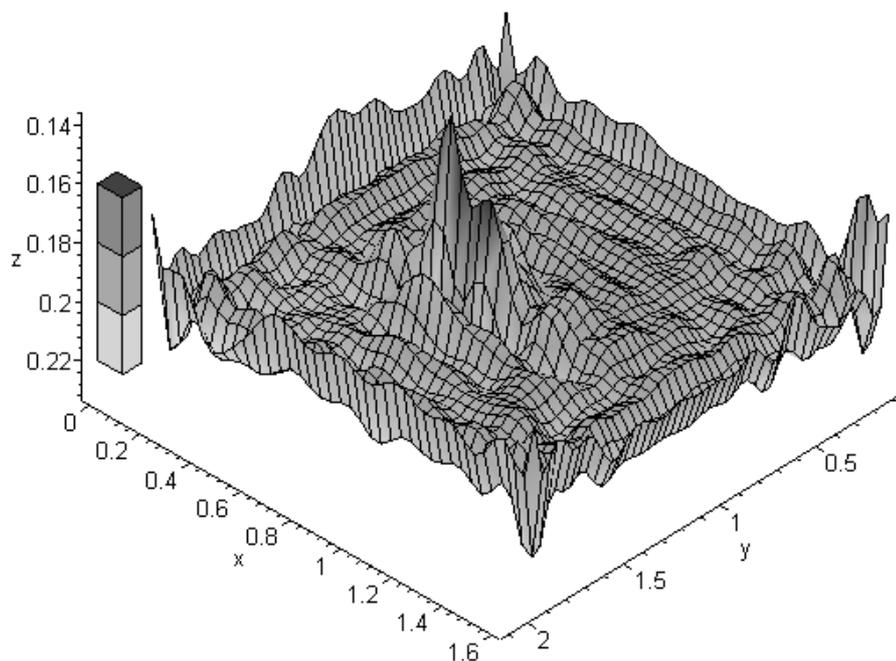


Рис. 2. Поверхность раздела S

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06–01–00116.

Список литературы

1. *Martyshko P.S., Koksharov D.E.* On the construction of the density sections using gravity data // Extended Abstracts of 66th EAGE Conference & Exhibition. Paris, 7–12 June 2004. P–143.
2. *Акимова Е.Н., Васин В.В., Пересторонина Г.Я., Тимерханова Л.Ю., Мартышко П.С.* О регулярных методах решения обратных задач гравиметрии на многопроцессорном вычислительном комплексе // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. – Пермь: Изд-во Пермского университета, 2005. С. 9–10.
3. *Акимова Е.Н., Белоусов Д.В.* Решение обратной задачи гравиметрии с помощью параллельного алгоритма квадратного корня // Вестник УГТУ–УПИ. № 17 (69). – Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ–УПИ, 2005. С. 230–239.
4. *Baranov A.V., Latsis A.O., Sazhin C.V., Khramtsov M.Yu.* The MVS–1000 System User's Guide // <http://parallel.ru/mvs/user.html>.

ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССА КОНСОЛИДАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ АЛТАЙСКОГО (ЧУЙСКОГО) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

М.И. Эпов ¹, Н.Н. Неведрова ¹, С.М. Бабушкин ², А.К. Манштейн ¹,
А.Е. Плотников ¹

¹ *Институт геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

² *Сейсмологический филиал Геофизической службы СО РАН, г. Новосибирск*

Введение

В зоне разрушительного Алтайского землетрясения (2003 г., $M=7.5$) на основе данных геофизического мониторинга, сейсмологических и GPS наблюдений изучается процесс консолидации геологической среды. Мониторинг осуществляется сейсмическими, тектономагнитными и электроразведочными методами. Землетрясение произошло в ближайшем горном обрамлении Чуйской впадины. Область видимого разрыва прослеживается в пределах западной части впадины, в долинах рек Талдура и Чаган. В верховьях р. Чаган образовалась система видимых трещин. Эта зона сейсмических нарушений наблюдается на поверхности долины в виде протяженных и глубоких трещин вспарывания протяженностью более 300 м, среднее расстояние между бортами трещин около 3 м. Простираение зоны распространения трещин с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении в ближнем горном хребте обнаружены оползни.

Электроразведочные измерения проводятся комплексом различных методов в пределах Чуйской и Курайской впадин. Чуйская впадина Горного Алтая является наиболее крупной в этой горной системе. На ее территории в разные годы получен значительный объем полевых электроразведочных данных. В 80-х гг. прошлого века были проведены зондирования становлением поля (ЗС) и вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ). Основным методом являлись ЗС, так как в геоэлектрических условиях межгорных впадин именно этот метод позволяет исследовать разрез до глубин в несколько километров. Тогда основной целью работ являлось изучение геоэлектрического строения осадочного чехла [1]. Для ЗС применялась соосная, симметричная установка (петля в петле). Размер генераторной и приемной петель равнялся 400 (м) x 400 (м) с таким же шагом по профилю. Далее после Алтайского землетрясения в течение 2004-2005 гг. ЗС были повторены в западной части Чуйской впадины с сохранением размеров установки. В течение последнего столетия в области Чуйской впадины крупных сейсмических событий не происходило. Поэтому можно считать, что геоэлектрические параметры разреза были стабильны, и измерения ЗС, проведенные после Алтайского землетрясения, позволяют выявить динамику изменений геологической среды, нарушенной крупным сейсмическим событием. Следует отметить, что в комплекс методов входят магнитотеллурические зондирования (МТЗ), выполненные по двум профилям,

расположенным вдоль и поперек линии основного разрыва Алтайского землетрясения [2]. Интерпретация полевых данных МТЗ выявила наличие субвертикальных электропроводящих зон, совпадающих с основными разломными структурами территории. МТЗ позволяют получать характеристики разреза до глубин в 20 км.

Электромагнитные зондирования становлением поля.

Полевые данные ЗС, выполненные в прошлом веке, были проинтерпретированы в компьютерных комплексах моделирования и инверсии для горизонтально слоистых и сложно построенных сред, что позволило построить трехмерную геоэлектрическую модель осадочного чехла Чуйской депрессии. Было установлено блоковое строение осадочного чехла и верхней части фундамента, получены характеристики разломных нарушений. После разрушительного землетрясения эти сведения позволили выбрать пункты измерений для контроля динамики изменений геоэлектрических параметров.

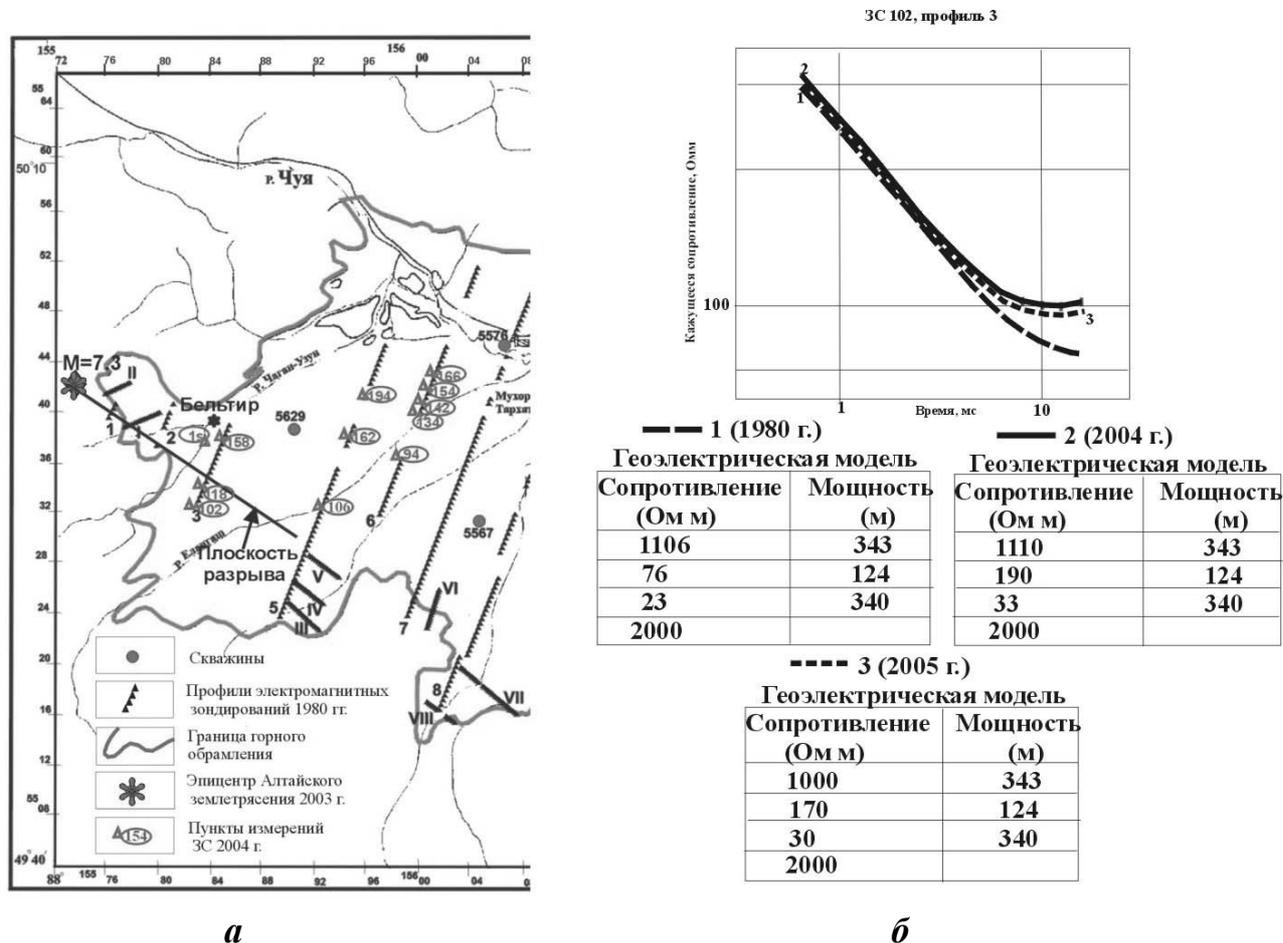


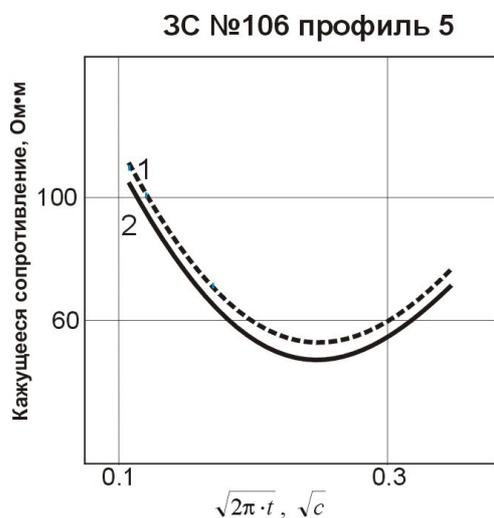
Рис. 1

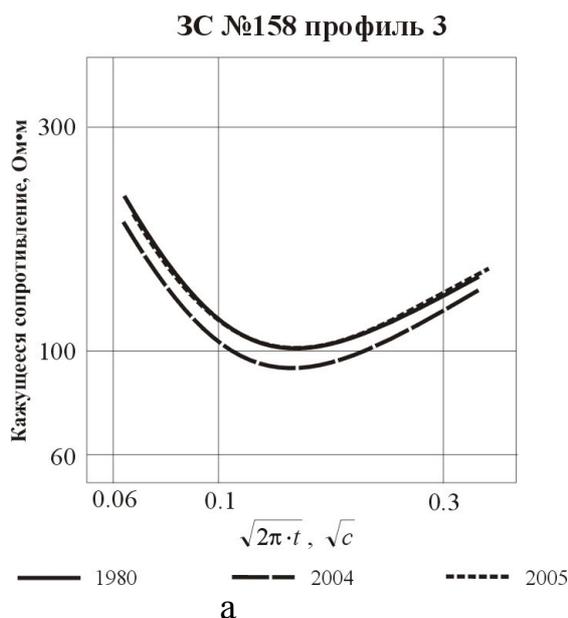
На рис. 1а представлена карта с профилями и пунктами измерений ЗС за разные годы. Показаны скважины и граница горного обрамления Чуйской впадины, эпицентр Алтайского землетрясения, примерная плоскость разрыва. Реальный разрыв имеет достаточно сложную конфигурацию и выражается на дневной поверхности локальными трещинами или группами трещин, оползнями. Современные измерения проведены в пунктах, отмеченных

треугольниками. Пункты зондирования 2004-05 г. были выбраны в западной части впадины на профилях 3, 5 и 6. Основной целью этих измерений было выяснение площадной динамики изменений удельных электрических сопротивлений (УЭС) геологической среды, подвергшейся сильному сейсмическому воздействию. Механизм землетрясения определен как правосторонний сдвиг. Фактически присутствуют два крупных тектонических блока, разделенных плоскостью основного разрыва, которые двигались в разных направлениях. Пункты зондирования, выполненных за последние годы, размещаются в этих двух блоках.

На рис. 1б представлены кривые зондирования № 102, расположенного на третьем профиле и геоэлектрические модели, полученные в результате инверсии полевых данных. Результаты инверсии позволяют определить количественные изменения электрических параметров разреза с течением времени. Кривая с номером 1 соответствует измерениям 80-х гг. Кривая с номером 2 получена в 2004 г. после землетрясения. Сопротивления всех слоев разреза в этом пункте после события повысились. Наиболее сильно изменились сопротивления второго и третьего слоев, на 100 и 60 процентов соответственно.

Общий анализ полевого материала за 2004 г. показал, что характер изменения геоэлектрических параметров разнороден, во многом зависит от местоположения пунктов, а фактически от того, в какой тектонический блок они попадают. Следует отметить, что наиболее существенные вариации наблюдаются при измерениях в разломных зонах и при большой мощности осадочной толщи. Можно сделать следующие предварительные выводы и отметить некоторые закономерности: 1. Изменения электрические параметров горных пород после сейсмического события значительны и достигают 100 и более процентов. 2. Наблюдается определенная закономерность в изменении этих параметров - в тектоническом блоке, который двигался на северо-запад, УЭС всех пород осадочного чехла возросли. УЭС пород юго-восточного блока в основном изменились в соответствии с известной закономерностью - для глинистых низкоомных отложений нижней части разреза сопротивление еще более понизилось, для высокоомных пород верхней части сопротивление возросло.





б

Рис. 2

Теперь рассмотрим некоторые результаты 2005 г. Кривые зондирования № 158, за разные годы показаны на рис. 2а. Пункт этого ЗС находится в юго-западном блоке. Самая нижняя кривая (сплошная линия) была получена в 2004 г. после землетрясения, когда состояние среды резко изменилось. УЭС всех слоев разреза тогда понизилось. Максимальные изменения УЭС составили 30%. Следует отметить, что общая мощность осадочной толщи в этом пункте в 2 раза меньше, чем, например, в 102. Далее, при измерениях в 2005 г. геоэлектрические параметры разреза практически восстановились до уровня предшествующего событию (две верхние кривые за 1980 и 2005 гг. различаются в пределах погрешности).

На рис. 1б под номером 3 показана кривая ЗС в пункте 102, полученная в 2005г. Если рассмотреть геоэлектрические модели в этом пункте за разные годы, то также можно заметить тенденцию к постепенному восстановлению параметров.

На рис. 2б приведены графики зондирования становлением электромагнитного поля (пункт 106, 5 профиль), позволяющие судить о реакции трещиноватой среды на сейсмическое воздействие. Пункт 106 расположен на берегу р. Елангаш, в разломной зоне. Кривая 1 отражает состояние среды до землетрясения, произошедшего в ближайшем горном обрамлении Чуйской впадины 11 августа 2005 г. Координаты эпицентра: 49,9° с. ш., 87,9° в. д., М=4.2. Второе измерение (кривая 2) было проведено через несколько часов после этого события. Как следует из представленных данных, реакция среды заключается в общем понижении УЭС. Полевые данные были подвергнуты инверсии с целью оценки количественных изменений УЭС разреза. Геоэлектрические модели до события и после :

1-до землетрясения	
Геоэлектрическая модель	
Сопротивление (Ом м)	Мощность (м)
400	200
145	110
8.2	82
2000	

2-после землетрясения	
Геоэлектрическая модель	
Сопротивление (Ом м)	Мощность (м)
300	195
90	110
8.4	82
2000	

Решение обратной задачи показало, что вариация этого параметра достигает 50%. Причем, в данном случае наиболее сильно изменились сопротивления двух верхних слоев разреза. В течение полевого сезона 2005 г. район работ был существенно расширен. Кроме зондирований «соосные петли» были выполнены электромагнитные зондирования с гальваническим возбуждением поля и различными приемными установками (заземленные линии и незаземленные петли). В качестве заземления для генераторной линии использовались обсаженные скважины. Эти зондирования были проведены в Чуйской впадине в районе пос. Мухор-Тархата, а также в Курайской степи. Территория Курайской впадины слабо изучена геофизическими методами. Современные измерения позволяют уточнить строение и выявить участки перспективные для проведения электромагнитного мониторинга. Выполненные модификации электромагнитных зондирований с гальваническим возбуждением и приемом позволяют также исследовать анизотропные свойства среды на значительной глубине, включая верхнюю часть палеозойского фундамента. В районе пос. Бельтир в течение двух полевых сезонов проводились режимные наблюдения на постоянном токе методом ВЭЗ. Обработка этих измерений показала, что электрическая анизотропия разреза является информативным параметром, позволяющим судить о степени консолидации среды после сильного сейсмического воздействия. На данном этапе исследований экспериментально доказано, что метод зондирования становлением поля с индукционным и гальваническим возбуждением дает возможность оценивать вариации как удельного сопротивления геоэлектрического разреза так и параметров электрической анизотропии. Таким образом, электромагнитные методы обладают высокой информативностью при проведении мониторинга напряженного состояния среды.

Заключение

Процесс подготовки практически любого тектонического события сопровождается аномалиями геофизических полей, в том числе и электромагнитных. Электромагнитные поля обладают высокой чувствительностью к изменению напряженно-деформированного состояния геологической среды. Это подтверждают многочисленные лабораторные и натурные испытания. Электромагнитные предвестники сейсмических событий подробно описаны во многих научных публикациях и их существование не вызывает сомнений. Например, для Байкальского прогностического полигона, где электромагнитный мониторинг проводится много лет, установлена связь относительных вариаций электрических параметров разреза с происходящими сейсмическими событиями. Обычно сейсмическому событию предшествует локальный максимум электропроводности [3]. Геоэлектрические исследования, развернутые в зоне Алтайского землетрясения, вносят важный вклад в понимание влияния сейсмологических процессов на геологическую среду.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-64503.

Литература

1. *Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д.* 2001г. Реконструкция глубинного строения Чуйской Впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика, т. 42, № 9, с. 1399-1416.
2. *В.Ю. Баталев, А.К. Рыбин, Е.А. Баталева, И.В. Сафронов.* Проявление рамповой структуры Чуйской впадины (республика Алтай) в результатах глубинных магнитотеллурических зондирований. Тезисы докладов третьего Международного симпозиума «Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке», г. Бишкек. 2005г., с. 67-69.
3. *Н.Н. Неведрова, М.И. Эпов, Дашевский Ю.А.* Определение структуры массива горных пород и анализ результатов электромагнитного мониторинга на Байкальском полигоне. Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 3. 2004. С. 29-45.

АНАЛИЗ СООТНОШЕНИЯ МОРФОСТРУКТУР И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

В. С. Захаренко¹, Е. Г. Васильева²

¹МГПУ, ²ОАО МАГЭ г. Мурманск, Россия

Исследование геологических событий Арктики является актуальной научной проблемой, имеющей не только теоретическое, но и важное практическое значение. С геологической точки зрения Шпицберген находится на стыке Норвежско-Гренландского, Амеразийского и Баренцевоморского бассейнов, где на небольшой территории сконцентрировано большое разнообразие геологических формаций.

Морфоструктурное районирование.

Морфоструктурное районирование Западно-Шпицбергенского шельфа проведено с использованием, как карты глубин, так и карты углов наклона поверхности морского дна (карты изокол), которая строилась с помощью модуля расширения Spatial Analyst. Все предлагаемые карты представляют собой геоинформационную систему в программной среде Arc View и были применены в работах Морской арктической геологоразведочной экспедиции.

По углам наклона можно выделить шельф, бровку континентального склона, континентальный склон и подножие, а на шельфе, изоколой 0,5° оконтурены плато и желоба (рис. 1А).

Основные элементы морфоструктурного районирования отражены в орографической схеме (рис. 1В).

Бровка континентального склона проходит примерно по изобате 400м. и трассируется вдоль оси вытянутых замкнутых изолиний, характеризующих максимальные углы наклона.

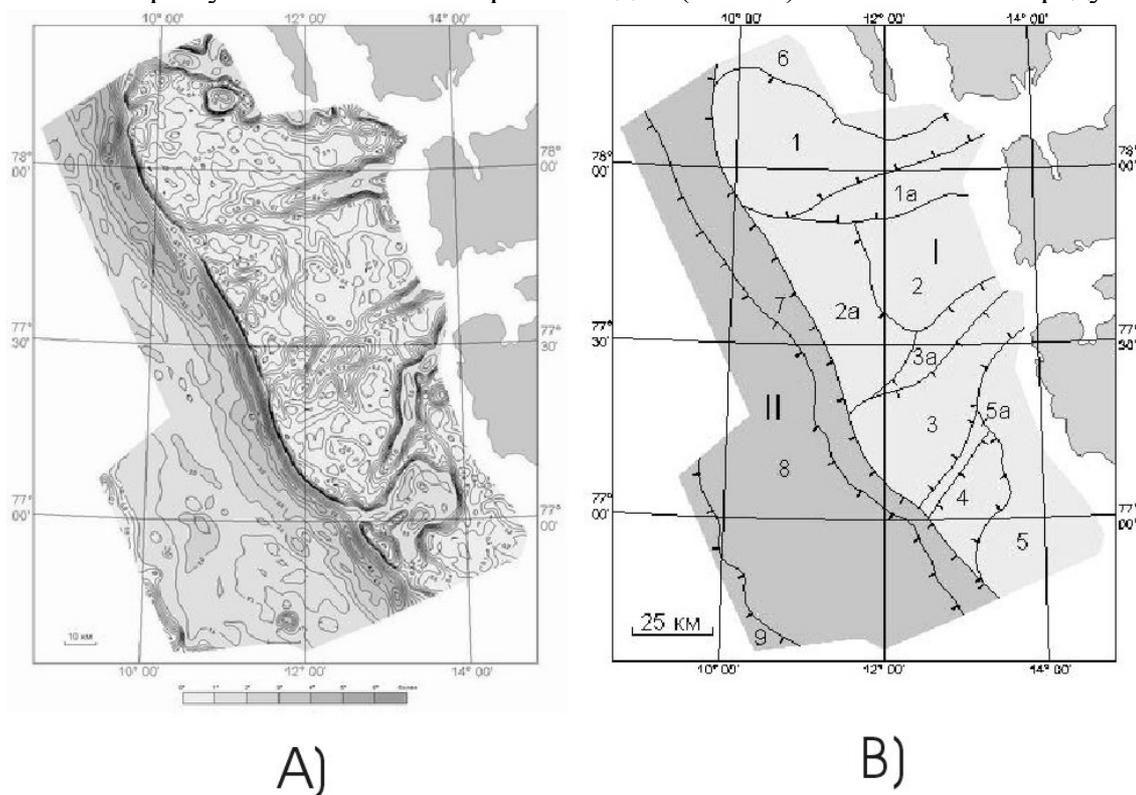
Шельф представляет собой пластовую равнину слабонаклоненную (до 0,5°) в сторону океана. Система неглубоких (50-150 м) краевых (продольных) желобов и некрутых (0,5°) склонов разделяет Западно-Шпицбергенский шельф на внутреннюю (прибрежную) и внешнюю части. Узкий (40-50м) прибрежный

шельф представляет собой экзарационную равнину на каледонском складчатом основании (Матишов, 1978, 2001).

Внешний шельф является пластовой равниной, на которой в изучаемом районе выделяются банки: Исфьорд и Хорнсунн. В морфоструктурном плане эти банки следует рассматривать как структурные плато с небольшим наклоном поверхности к внешнему краю шельфа. В этом направлении увеличивается мощность осадочного чехла, и нарастают глубины. Шельф расчленен глубокими (150-350 м) поперечными желобами Исдьюпет, Бельсунндьюпет, Бредьюпет (рис.1, А, В). Эти желоба (кроме желоба Бредьюпет) являются прямым продолжением на шельфовой равнине горных грабенообразных долин (фьордов) Западного Шпицбергена, образовавшихся в результате сводового неотектонического поднятия и дробления архипелага (Семевский, 1967; Матишов, 1978, 2001). Желоб Бредьюпет, не связан с современной сушей и является крупной котловиной с глубиной более 300м.

Желоб Исдьюпет характеризуется цепочкой котловин, расположенных по линии тальвега, с глубинами до 350 м. В желобе Бельсунндьюпет наблюдается крупная впадина с глубиной более 200м. Характерно, что все переуглубленные впадины приурочены к зонам контакта различных блоков, и их можно рассматривать с точки зрения тектонических проявлений. Однако их образование можно объяснять и выпахающей деятельностью ледника, связанной с его пластичностью и неравномерностью скорости движения.

Рис. 1 А. Карта углов наклона поверхности дна (изокол). 1 - изоколы в градусах (°).



Изоколы проведены от 0° до 1° через 0.1°, для больших углов - через 0.5°.

Рис. 1 В. Орографическая схема. I - шельф, II - континентальный склон и подножие, 1 - желоб Исдьюпет, 1а - южный борт желоба Исдьюпет, 2 - банка Исфьорд, 2а -

терраса Исфиорд, 3 - желоб Бельсундьюпет, 3а - северный борт желоба Бельсундьюпет,
4 - желоб Бредьюпет, 5 - банка Хорсунн, 5а - отрог Хорн, 6 - банка Принца Карла,
7 – бровка, 8 - континентальный склон, 9 - подножие континентального склона.

Континентальный склон начинается резким перегибом на бровке шельфа с крутыми углами наклона в верхней, прибрежной части (4-7°), в средней части углы наклона составляют от 2° до 4° и в нижней от 2° до 1°. Подножие континентального склона характеризуется углами 0.5-1° и контролируется изобатами 2000-2100м. Склон осложнен обвальным участком на севере и разломом ССЗ 30° направления сдвигового характера, что вероятно связано с действием тангенциальных сил и неравномерным погружением различных блоков окраины континента. На продолжении плато Исфиорд склон осложнен террасами, соответствующим различным положениям уровня моря и характеризуется прогибанием шельфа.

Склоны шельфовой зоны вытянуты по бокам плато и желобов и, по сути, маркируют границы между ними. Изоколы подчеркивают ярко выраженный блоковый характер строения региона, изначально предопределенный тектоническими нарушениями, и впоследствии смоделированный деятельностью ледников.

Глубинное строение и его отражение в рельефе дна.

Для обработки потенциальных полей в МАГЭ созданы программы MAG и Grav, а для их интерпретации – пакет программ, осуществляющих трансформации потенциальных полей, вычисление высших производных и полного нормированного градиента кластерный анализ. Все эти программы также адаптированы в среду ArcView.

Глубинное строение нашло отражение в схеме структурно-тектонического районирования по подошве осадочного чехла (рис.2).

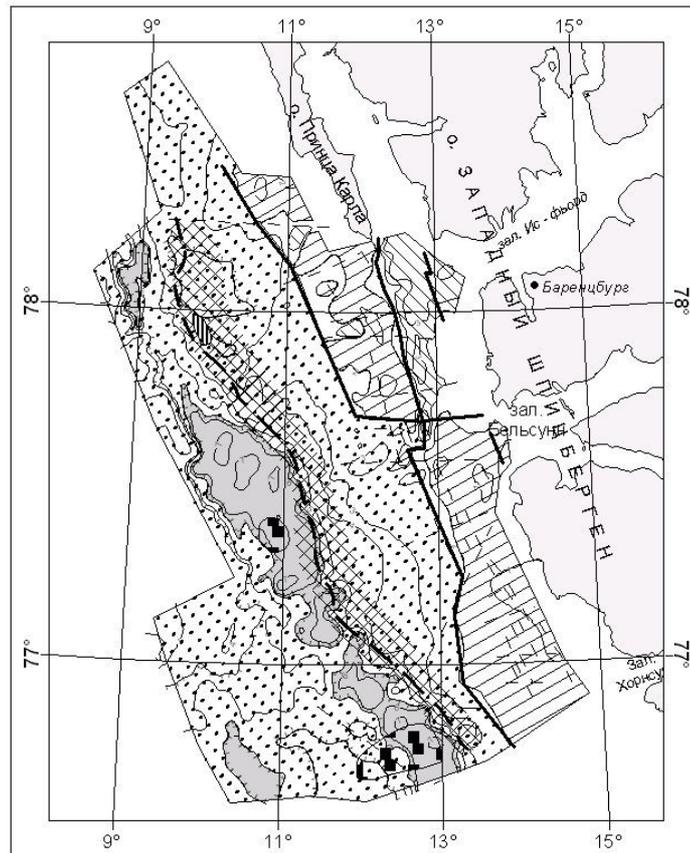


Рис. 2. Структурно- тектоническая схема Западно-Шпицбергенской континентальной окраины по подошве осадочного чехла.

1-структуры на континентальном фундаменте: а) поднятия б) прогибы; 2- структуры на океаническом и переходном фундаменте; 3- границы структурных зон; 4- разломы; 5- изохронны подошвы осадочного чехла; 6- область проградационного, некомпенсированного, бокового наращивания континентального склона; 7- предполагаемые газогидраты; 8- профили геофизических исследований.

С запада в непосредственной близости расположен срединно-океанический хребт Книповича. Рифтовая долина хребта Книповича имеет субмеридиональное простирание и на большем протяжении V-образный поперечный профиль. Крутизна склонов западного и восточного бортов меняется по простиранию рифтовой долины. Присутствуют многочисленные поднятия, которые в большинстве своем представляют действующие и древние подводные вулканы с лавовыми потоками. Борта рифтовой долины осложнены террасовидными уступами, подчеркивающими блоковое строение гребневой зоны хребта. Характерно, что четко выраженные в батиметрии рифтовая долина и рифтовые горы никак не соотносятся с простиранием магнитных аномалий, что позволяет связать его формирование с новейшими наложенными тектоническими процессами (Гусев, 2005).

В пределах прогиба Атка, который имеет субмеридиональное простирание и постепенно сужается в северном направлении по мере сближения хребта

Книповича с континентальным склоном Западного Шпицбергена, по сейсмическим данным МОВ ОГТ, отчетливо выделяется переходная зона континент-океан (Батулин, 1993). Она представляет собой относительно узкую (20-35 км) область, в которой уже не прослеживается как континентальный фундамент со стороны Шпицбергена, так и океанический – со стороны глубоководной котловины Гренландского моря. Зона перехода в районе прогиба Атка располагается приблизительно под бровкой шельфа, к ней же приурочен и депоцентр осадконакопления прогиба с мощностями до 10-12 км. Характерно, что в рельефе дна прогиб Атка практически не находит отражения, так как на протяжении всей истории развития сюда идет вынос терригенного материала с островной суши. Лишь восточный борт прогиба контролируется областью террасовидных погружений и переуглубленных впадин.

Следующий район, выделенный комплексной интерпретацией физических полей – это Норвежско-Шпицбергская зона ступеней, являющаяся восточным бортом прогиба Атка. Эта структура сложена блоками деструкцированного континентального фундамента, мощность которого резко увеличивается в сторону континента с 6 до 20 км. В верхней части разреза эта область характеризуется наиболее интенсивным проградационным наращиванием континентального склона, достигая максимальных значений над бровкой склона. Это благоприятные условия для возникновения ловушек углеводородов.

В восточной части района работ выделяется горст Принца Карла. В физических полях он выглядит как линейная зона положительных локальных аномалий шириной 15-20 км, вытянутых в северо-западном направлении. Это типичная континентальная структура с двухслойным фундаментом. В рельефе дна структура находит свое прямое отражение в виде приподнятого блока на севере и ограниченная хребтом Хорн на юге. Описываемая структура разбита системой продольных и поперечных разломов. Некоторые поперечные разломы были впоследствии трансформированы в фиорды и фиордовые желоба. Характерно, что данный горст контролирует береговую линию нижнеплейстоценового моря. Погребенные древние береговые валы могут служить областями аккумуляции россыпных месторождений.

Обработка, интерпретация, районирование физических полей с помощью новых программных средств, а также их комплексный анализ способствуют более полному выявлению геологических закономерностей, что важно для оценки перспективных участков для поисков, как углеводородов, так и россыпных месторождений.

Литература

1. *Васильева Е.Г., Захаренко В.С.* Использование альтернативных форм представления информации при построении геоморфологической карты Западно-Шпицбергского шельфа.//Комплексные исследования природы Шпицбергена//Выпуск 5. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005.с. 154-157.

2. *Васильева Е.Г., Федухина Т.Я.* Кластерный анализ геофизических полей Западно-Шпицбергенской континентальной окраины. // Комплексные исследования природы Шпицбергена // Выпуск 4. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. с. 54-59.
3. *Казанин Г.С., Федухина Т.Я., Черников С.Ф., Кириллова Т.А.* Новые геофизические исследования на Западно-Шпицбергенском шельфе в прогибе Атка. // Комплексные исследования природы Шпицбергена // Выпуск 5. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. с. 110-119.

Научное издание

**ВОПРОСЫ
ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ГРАВИТАЦИОННЫХ, МАГНИТНЫХ И
ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

**Материалы 33-й сессии
Международного семинара им. Д.Г. Успенского**

Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г.

*Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики УрО РАН*

Научный редактор *П.С. Мартышко*

Технический редактор *А.Ф. Шестаков*

Сдано в набор 15.12.05. Подписано в печать 17.01.06. Формат 60×84 1/8.
Гарнитура «Таймс». Бумага для множительных аппаратов. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 34,1. Уч.-изд. л. 37,5. Тираж 200. Заказ №

Заявки на издание направлять по адресу:
620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100.
Институт геофизики УрО РАН. E-mail: dir@igeoph.mplik.ru

ООО «ИРА УТК»
620219, Екатеринбург, ул. Карла Либкнехта, 42