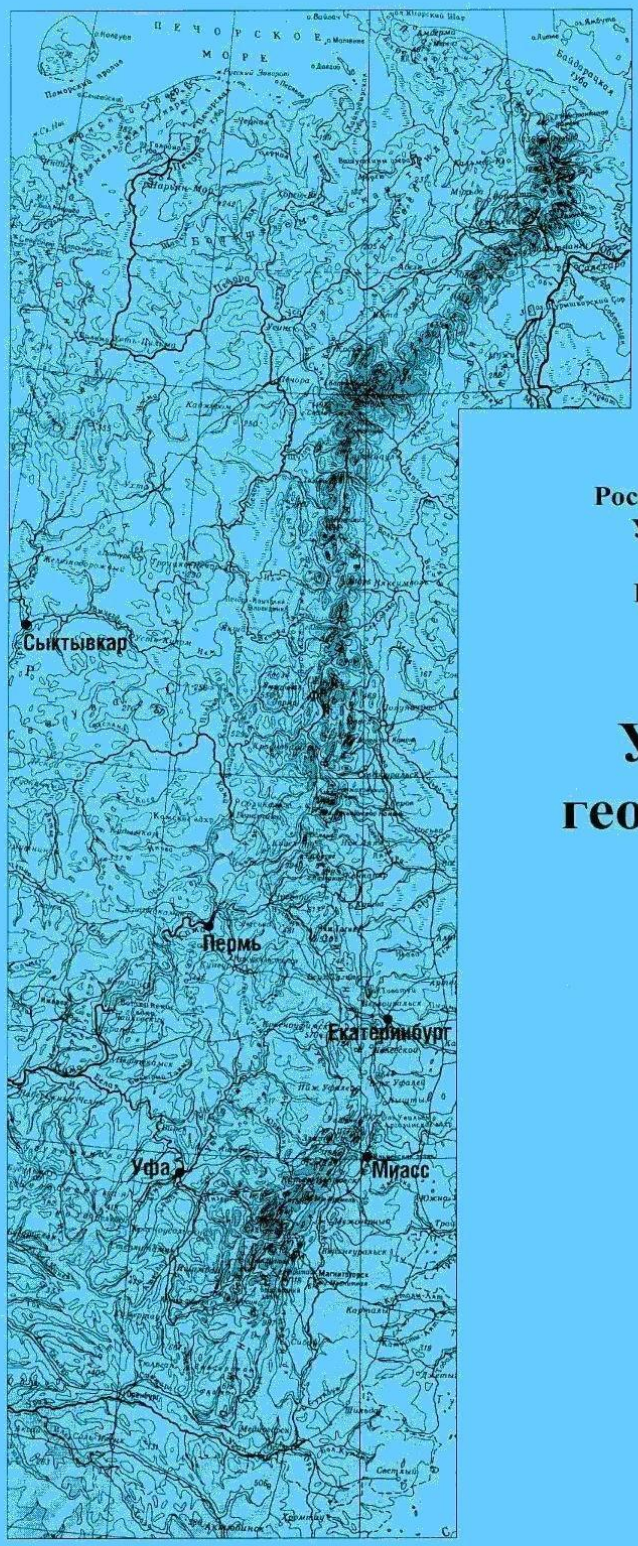
ISSN 1991-0223



Российская академия наук
Уральское отделение

Институт геофизики

Уральский геофизический вестник

№ 3
2018

Екатеринбург
2018

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
им. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

№ 3 (33) 2018

Основан в 2000 г.
Выходит 4 раза в год
ISSN 1991-0223

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор
Мартышко П.С. (mpsdir@mail.ru)
Заместитель главного редактора
Бахтерев В.В. (ugv@bk.ru)

Члены редколлегии:

Беликов В.Т., Бычков С.Г., Глухих И.И.,
Демежко Д.Ю., Дружинин В.С., Иголкина Г.В.,
Начапкин Н.И., Романюк Т.В., Сенин Л.Н.,
Федорова Н.В., Хачай Ю.В., Хуторской М.Д.,
Шаров Н.В., Шестаков А.Ф., Эпов М.И.

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН
тел. (343) 267-88-68, факс (343)267-88-72
E-mail: mpsdir@mail.ru

Официальный сайт: http://igfuroran.ru

© Институт геофизики УрО РАН
© Авторы статей

Екатеринбург, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г.
Изменение характеристик ансамбля эллипсоидальных полостей, моделирующего трещиновато-пористое пространство разрушающегося твердого тела …….. 4

Вишнев В.С.
О возможности осуществления глубинного электромагнитного зондирования Земли импульсными токами электрической железной дороги ...……. 11

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.
Особенности тектоники земной коры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, включая северо-восточный сегмент Прикаспийской впадины ……..... 17

Иванченко В.С., Баженова Е.А., Попов М.П., Пелешко О.П.
Изучение магнитной восприимчивости пород и изумрудоносных слюдитов на Мариинском изумрудно-бериллиевом месторождении (Средний Урал) …….. 24

Ладовский И.В., Гемайдинов Д.В.
О методе регуляризации для расчета параметров сглаживающего фильтра при аналитическом продолжении потенциальных полей ……. 30

Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И.
О численном решении прямой задачи гравиметрии для эллипсоидальных моделей…….. 38

Сокол-Кутыловский О.Л.
Спектральное распределение геомагнитного шума в диапазоне низких частот ... 43

Троянов А.К., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Баженова Е.А.
Геоакустический шум как индикатор характера насыщенности пластов-коллекторов ……..….... 48

Чеботина М.Я., Гусева В.П., Поляков Е.В.
Экспериментальное исследование поглащения трития гумусовыми кислотами …….…….. 55

ХРОНИКА. СОБЫТИЯ. ЛЮДИ.

Юбилеи ……...…. 63

==========

Вниманию читателей!

Необходимые номера журнала можно заказать по адресу редакции:
620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100. Институт геофизики УрО РАН.
Тел. (343)2678868, факс (343)2678872, E-mail: ugv@bk.ru

CONTENTS

Belikov V.T., Ryvkin D.G.
Changes in the characteristics of the ensemble of ellipsoidal poles, modeling cracker-porous space of destructive solid body ……..…….……. 4

Vishnev V.S.
On the possibility of implementation of deep electrical sensing of the Earth by pulse currents of the electric railway 11

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu.
Features of earth crust tectonics of south-eastern part Eastern European platform, including north-eastern segment of Pre-Caspian depression ..……. 17

Ivanchenko V.S., Bazhenova E.A., Popov M.P., Peleshko O.P.
The study of magnetic susceptibility of rocks and izumrudnyj sludio in the Mariinsky emerald-beryllium eposit (Middle Urals) …….. 24

Ladovskiy I.V., Gemaidinov D.V.
About the method of regularization for calculating the parameters of a smoothing filter for upward and downward potential fields continuation ……..… 30

Martyshko P.S., Byzov D.D., Chernoskutov A.I.
On numeric solution of forward gravity problem for elliptical objects …...……. 38

Sokol-Kutylovskii O.L.
Spectral distribution of geomagnetic noise in a range of low frequencies …... 43

Troyanov A.K., Igolkina G.V., Astrakhantsev Yu.G., Nachapkin N.I., Bazhenova E.A.
Geoacoustic noise as indicators of character of saturation of layers-collectors ... 48

Chebotina M.Ya., Guseva V.P., Polyakov E.V.
Experimental study of absorption of tritis by humus acids …….……..... 55

CHRONICLE. EVENTS. PEOPLE.

Anniversaries……..… 63

==========

To attention of readers!

Necessary numbers of magazine can be ordered to the address:
620016, Yekaterinburg, Amundsen str., 100. Institute of Geophysics UB of RAS.
Ph. (343) 2678868, a fax (343)2678872, E-mail:ugv@bk.ru

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.1.04 УДК 539.2

ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК АНСАМБЛЯ ЭЛЛИПСОИДАЛЬНЫХ ПОЛОСТЕЙ, МОДЕЛИРУЕЩЕГО ТРЕЩИНОВАТО-ПОРИСТОЕ ПРОСТРАНСТВО РАЗРУШАЮЩЕГОСЯ ТВЕРДОГО ТЕЛА

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Проведена количественная интерпретация результатов наблюдений акустической эмиссии в процессе разрушения образца бетона. При расчетах использовались данные по амплитудно-частотным спектрам, зарегистрированным в два последовательных момента времени. Алгоритм интерпретации основан на представлении звукового поля, излучаемого разрушающимся твердым телом в виде суперпозиции полей ансамбля полостей, имеющих форму сжатых эллипсоидов вращения. Анализ полученных результатов позволил исследовать особенности изменения характеристик трещиновато-пористого пространства в процессе разрушения.

Акустическая эмиссия, разрушение, трещина, сжатый эллипсоид вращения, функция распределения, удельная внутренняя поверхность.

CHANGES IN THE CHARACTERISTICS OF THE ENSEMBLE OF ELLIPSOIDAL POLES, MODELING CRACKER-POROUS SPACE OF DESTRUCTIVE SOLID BODY

Belikov V. T., Ryvkin D.G. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. A quantitative interpretation of the results of observations of acoustic emission during the destruction of a sample of concrete was carried out. The calculations used data on the amplitude-frequency spectra recorded at two consecutive times. The interpretation algorithm is based on the representation of the sound field radiated by the collapsing solid in the form of a superposition of fields of the ensemble of cavities that have the form of oblate ellipsoids of revolution. The analysis of the obtained results made it possible to investigate the features of the change in the characteristics of a fractured-porous space in the process of destruction.

Acoustic emission, destruction, crack, oblate ellipsoid of revolution, distribution function, specific internal surface.

Введение

Характер изменения структурных параметров твердого тела по мере развития процесса разрушения можно исследовать в результате количественной интерпретации данных по амплитудно-частотным (АЧ) спектрам акустической эмиссии (АЭ), зафиксированным в различные моменты времени. С использованием двух АЧ спектров, полученных в работах (Schiavi et al., 2011; Niccolini et al., 2010) по результатам наблюдений АЭ при разрушении образца бетона, нами были восстановлены его структурные характеристики на моменты регистрации спектров, а также проведен сравнительный анализ полученных данных (Беликов, Рывкин, 2016; 2017). При проведении расчетов был использован предложенный в работе (Беликов, Рывкин, 2015) алгоритм количественной интерпретации результатов наблюдений АЭ, основанный на представлении звукового поля, возбуждаемого межфазной поверхностью, находящейся в единичном объеме твердого тела в виде суперпозиции полей акустически эквивалентного трещиновато-пористому пространству (ТПП) ансамбля излучающих сферических полостей (монополей). Указанный алгоритм позволяет восстанавливать по АЧ спектру АЭ такие характеристики ТПП, как функция распределения (ФР) его составляющих по их характерным размерам, а также соответствующие распределения пористости и удельной внутренней поверхности (УВП). Необходимо отметить, что предложенный в работе (Беликов, Рывкин, 2015) алгоритм интерпретации результатов наблюдений АЭ не учитывал такой фактор, как форма трещины, которая оказывает существенное влия-

ние на распределение упругих напряжений в ее окрестности и характер генерируемого трещиной акустического излучения.

Обычно развитие трещин в твердом теле рассматривается в рамках плоской задачи теории упругости (Седов, 1984). При этом сама трещина моделируется эллиптическим вырезом в упругой плоскости, подвергнутой растягивающим напряжениям. В развитие этих представлений о форме трещин, в пространственном случае их можно рассматривать как полости в виде сжатого эллипсоида вращения с различным соотношением между величинами его большой и малой полуосей. Сжатый эллипсоид вращения при стремлении длины его малой полуоси к нулю будет моделировать трещины круговой дискообразной формы. Использование такой модели трещины приведет к тому, что величины полуосей эллипсоида будут являться аргументами как ФР, так и распределений пористости и УВП. Алгоритм восстановления этих характеристик ТПП в том случае, когда источником АЭ являются моделирующие трещину дискообразной формы полости в виде сжатых эллипсоидов вращения, предложен в работе (Беликов, Рывкин, 2018). Поэтому представляется необходимым с его использованием исследовать, как изменяются в процессе разрушения ФР, а также распределения пористости и УВП, зависящие от величины полуосей эллипсоидальных полостей.

Таким образом, в данной статье будет проведена интерпретация полученных в (Schiavi et al., 2011; Niccolini et al., 2010) данных по двум АЧ спектрам АЭ с целью восстановления ФР, а также распределений пористости и УВП с использованием модели дискообразных трещин. На основе сравнительного анализа результатов интерпретации будут исследованы особенности изменения этих характеристик ТПП в процессе разрушения.

Основные уравнения

Алгоритм количественной интерпретации данных наблюдений АЭ с использованием модели дискообразных трещин подробно описан в работе (Беликов, Рывкин, 2018). Рассмотрим основные соотношения, которые при этом используются. Прежде всего, это выражение для частоты АЭ ν, характеризующей колебания поверхностей трещин, инициированные процессами разрушения, которое имеет вид (Беликов, 2008; 2010; Беликов, Рывкин, 2015)

$$\nu = \sqrt{\frac{\Delta\sigma\Omega}{\rho L}}\ , \qquad (1)$$

где$\Delta\sigma$ – осредненная разность упругих напряжений на поверхности излучающих трещин; L – осредненная амплитуда колебаний этой поверхности; Ω – величина УВП; ρ – плотность среды.

Звуковое поле, возбуждаемое поверхностью пор и трещин, находящейся в единичном объеме твердого тела, представляется в данном случае в виде суперпозиции полей ансамбля излучающих полостей в виде сжатых эллипсоидов вращения, параметры которого должны удовлетворять определенным условиям (Беликов, Рывкин, 2015; 2018). Для описания ансамбля эллипсоидальных полостей в работе (Беликов, Рывкин, 2018) была введена нормированная ФР $f(a,c)$, определяемая как относительное их количество в единице объема, приходящееся на единичный интервал изменения большой a и малой c полуосей. Кроме нормированной ФР $f(a,c)$ использовалась ненормированная ФР $\tilde{f}(a,c)$, определяемая как абсолютное количество излучающих эллипсоидальных полостей в единице объема, приходящееся на единичный интервал изменения большой a и малой c полуосей и связанная с $f(a,c)$ соотношением $\tilde{f}(a,c) = Nf(a,c)$, где N – общее количество полостей в единице объема с величиной полуосей, изменяющихся в интервалах от $a_{\min}$ до $a_{\max}$ и от $c_{\min}$ до $c_{\max}$, $a_{\min}$, $c_{\min}$ и $a_{\max}$, $c_{\max}$ – минимальные и максимальные значения длины полуосей, соответственно. Полостям с величиной большой полуоси, находящейся в интервале от a до $a + \Delta a$ и малой – в интервале от c до $c + \Delta c$, рассматриваемых как отдельная фаза (в рамках всего ТПП), будет соответствовать характерная частота АЭ, определяемая согласно (1).

Пористость и УВП выражаются через ФР $\widetilde{f}(a,c)$ следующим образом

$$\varphi = \frac{4\pi}{3}\int_{a_{\min}}^{a_{\max}}\int_{c_{\min}}^{c_{\max}} a^2 c\widetilde{f}(a,c)dadc \ , \qquad (2)$$

$$\Omega = \int_{a_{\min}}^{a_{\max}}\int_{c_{\min}}^{c_{\max}} \lambda(a,c)\widetilde{f}(a,c)dadc \ , \qquad (3)$$

где $\lambda(a,c)$ – площадь поверхности сжатого эллипсоида вращения, формула для которой приведена в (Беликов, Рывкин, 2018).

Процедура восстановления структурных характеристик материала по данным наблюдений АЭ включает в себя три основных этапа (Беликов, 2010; Беликов, Рывкин, 2015; 2018). На первом проводится идентификация источников АЭ и устанавливается их физическая природа. На втором этапе должен быть определен интервал изменения размеров, характеризующих форму полостей, которые в процессе излучения формируют наблюденный АЧ спектр АЭ. На третьем этапе необходимо задать распределение осредненной разности упругих напряжений $\Delta\sigma$ на границе излучающих эллипсоидальных полостей в зависимости от величины их полуосей. Величина $\Delta\sigma$ на поверхности сжатого эллипсоида вращения будет иметь вид (Беликов, Рывкин, 2018)

$$\Delta\sigma(a,c) = 2\gamma H(a,c) = K_0 H(a,c), \qquad (4)$$

где $K_0 = 2\gamma$; γ – коэффициент поверхностного натяжения; $H(a,c) = 1/S\int_S H'dS$ – осредненная по поверхности S (равной $\lambda(a,c)$) эллипсоида вращения средняя кривизна, которая является функцией величины полуосей a и c; H' – средняя кривизна сжатого эллипсоида вращения в произвольной точке его поверхности (Норден, 1958). Формулы для вычисления $H'(a,c)$ и $H(a,c)$ приведены в работе (Беликов, Рывкин, 2018).

Результаты и их обсуждение

В качестве исходного экспериментального материала для количественной интерпретации использованы представленные в (Schiavi et al., 2011; Niccolini et al., 2010) данные по двум АЧ спектрам АЭ, зарегистрированным в моменты времени t_1 = = 25 мин и t_2 = 31,6 мин после приложения нагрузки к образцу. Процедура интерпретации проводилась в соответствии с этапами, о которых было сказано выше. Говоря о первом из перечисленных этапов, будем предполагать, что источником АЭ является поверхность трещин, выведенная из равновесия процессами разрушения. Рассматривая второй этап, следуя работе (Беликов, Рывкин, 2018), будем предполагать, что излучает весь набор эллипсоидальных полостей, большие полуоси которых a изменяются в пределах от 10 до 100 мкм, а малые полуоси c – в пределах от 0,1 до 1 мкм. Необходимое на третьем этапе распределение осредненной разности упругих напряжений $\Delta\sigma$ на границе излучающих эллипсоидальных полостей в зависимости от величины их полуосей описывается выражением (4).

Методика расчетов с использованием соотношений (1–4) подробно изложена в работе (Беликов, Рывкин, 2018). Вычисления проводились в первом (при постоянном K_0) и втором приближениях. При проведении расчетов во втором приближении предполагалось, что коэффициент K_0 в (4) может принимать различные значения в каждой прямоугольной ячейке, сторонами которой являются соответствующие интервалы разбиения шкал полуосей излучающих эллипсоидальных полостей. Для определения значений K_0, соответствующих каждому элементу (a_i, c_j) матрицы полуосей, была использована процедура, сводящаяся к поиску минимума УВП Ω при постоянной пористости φ. В качестве окончательного выбирался вариант, при котором УВП была минимальной, а пористость отличалась от принятого нами ее значения $\varphi = 0{,}1$ не более чем на десять процентов (Беликов, Рывкин, 2015; 2018). Получаемые в результате интерпретации значения ФР $\widetilde{f}(a,c)$ и $f(a,c)$, а также УВП $\Omega(a,c)$ и пористости $\varphi(a,c)$ изменяются вдоль соответствующих поверхностей в прямоугольной декартовой системе координат, часть плоскости $x0y$ которой (при $x \geq 0$ и $y \geq 0$) является областью изменения переменных

a и c. Сами значения величин $\widetilde{f}(a,c)$, $f(a,c)$, $\Omega(a,c)$, и $\varphi(a,c)$, изменяются вдоль оси z.

Для анализа особенностей изменения ФР, Ω и φ в зависимости от a и c, использовались сечения поверхностей, характеризующих эти величины плоскостями c = const. Совокупность таких сечений будет характеризовать морфологию поверхности, вдоль которой изменяются ФР, Ω и φ (Беликов, Рывкин, 2018).

На рис. 1 представлены графики восстановленной для моментов времени t_1 и t_2 нормированной ФР второго приближения $f(a,c)$, при трех значениях величины малой полуоси c = 0,2 мкм, c = 0,6 мкм и c = 1 мкм. Первая характерная особенность этих трех сечений ФР состоит в том, что как в момент времени t_1, так и в момент времени t_2 значения всех ее максимумов с ростом c быстро уменьшаются. При этом происходит и уменьшение значений длины большой полуоси a, соответствующих главным максимумам ФР в данном сечении. Например, в момент времени t_1, когда c = 0,2 мкм, главный максимум ФР наблюдается при a = = 33,8 мкм, когда c = 0,6 мкм, при a = = 19,3 мкм, когда c = 1 мкм, при a = = 15,2 мкм. Такая же тенденция наблюдает-

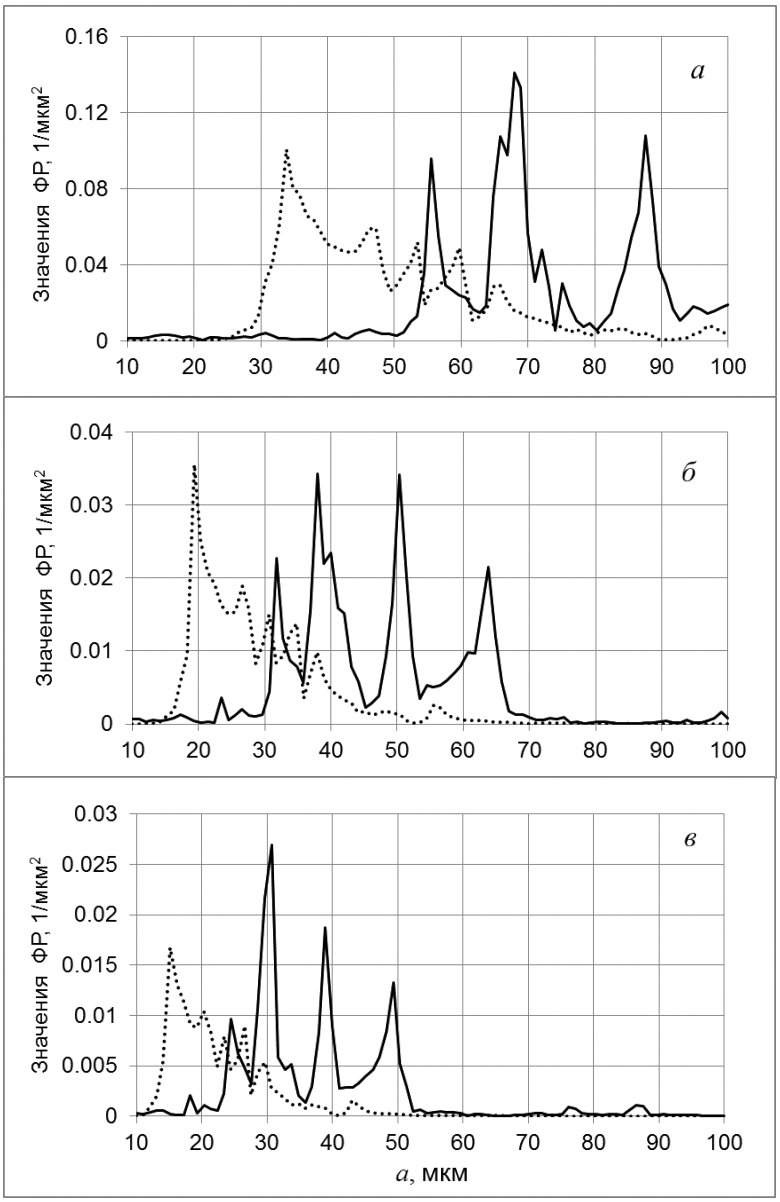


Рис. 1. Нормированная функция распределения $f(a,c)$ второго приближения:
а) c = 0,2 мкм; *б*) c = 0,6 мкм; *в*) c = 1 мкм.
Пунктир – момент времени t_1; сплошная линия – момент времени t_2

ся и в момент времени t_2. Второй особенностью сечений ФР, представленных на рис. 1, является то, что в оба момента времени, наряду с уменьшением величины максимумов $f(a,c)$, при росте длины малой c и большой a полуосей, уменьшаются и сами ее значения. Таким образом, на основе анализа поведения $f(a,c)$ в рассматриваемых сечениях можно сделать вывод, что в моменты времени t_1 и t_2 относительно невелика доля трещин как с большими, так и малыми длинами полуосей a и c, а также с большими значениями c и малыми значениями a. Вместе с тем, к моментам времени t_1 и t_2 в материале образца возрастает относительное количество трещин с большой длиной полуоси a и малой величиной раскрытия c. Интегрирование ФР $f(a,c)$ второго приближения по соответствующим интервалам изменения длины полуосей эллипсоидов показывает, что при $t = t_1$ доля трещин в интервале изменения a от 10 до 100 мкм и c от 0,1 до 0,4 мкм составляет 83,5 процента, а доля трещин в интервале изменения c от 0,7 до 1 мкм составляет 8,3 процента. В момент времени t_2 доля трещин в интервале изменения c от 0,1 до 0,4 мкм составляет 76,9 процента, а доля трещин в интервале изменения c от 0,7 до 1 мкм – 11,7 процента. Можно показать также, что при $t = t_2$ абсолютное количество излучающих трещин в ансамбле падает по сравнению с его значением при $t = t_1$ приблизительно в два раза. Таким образом, на фоне уменьшения общего количества излучающих трещин, в течение промежутка времени $t_2 - t_1$, происходит не очень значительное их перераспределение в пользу тех, которые имеют большие значения длины полуоси c.

Проведем сравнительный анализ графиков сечений ФР в моменты времени t_1 и t_2. При $t = t_1$ и $c = 0{,}2$ мкм в образце в основном присутствуют трещины с длиной большой полуоси a, изменяющейся в интервале от 30 до 100 мкм. В момент времени t_2 трещины с величиной a от 30 до 50 мкм практически исчезают, а основная их часть имеет значения a из промежутка от 50 до 100 мкм. Таким образом, в данном сечении при $t = t_2$ возрастает доля трещин, имеющих большие значения длины полуоси a, что приводит к смещению графика ФР в том же направлении. Аналогичная особенность наблюдается при $c = 0{,}6$ мкм и $c = 1$ мкм. Выявленные закономерности поведения ФР в рассматриваемых сечениях позволяют говорить о том, что поверхность, характеризующая $f(a,c)$ в течение промежутка времени $t_2 - t_1$ деформируется с одновременным (неодинаковым для различных значений c) смещением ее максимумов в сторону роста длины большой полуоси a. Это означает, что по мере развития процесса разрушения в образце, в течение промежутка времени $t_2 - t_1$, происходит слияние и укрупнение трещин, с появлением в момент времени t_2 трещин, имеющих в среднем более высокие значения длины полуоси a.

На рис. 2 представлены распределения относительных (по отношению к Ω) значений УВП в моменты времени t_1 и t_2 при тех же длинах малой полуоси c, что и на рис. 1. Так же, как и у нормированных ФР, в распределениях УВП в оба момента времени с увеличением длины полуоси c от 0,2 мкм до 1 мкм наблюдается падение величины максимумов с одновременным их смещением в сторону меньших значений длины большой полуоси a. Кроме того, происходит уменьшение и самих значений УВП вместе с ростом длины малой c и большой a полуосей, подобно тому, как это наблюдается у ФР (см. рис. 1). При этом в оба момента времени наибольший вклад в УВП образца вносят трещины с большими значениями длины полуоси a и малой величиной раскрытия c. Действительно, используя (3), можно показать, что относительное значение УВП, приходящейся на трещины из интервала изменения длины полуоси c от 0,1 до 0,4 мкм (10 мкм $\le a \le$ 100 мкм) при $t = t_1$ составляет 95,2 процента, а при $t = t_2$ – 89,8 процента. Вместе с тем, доля УВП, соответствующей трещинам с размерами малой полуоси c от 0,7 до 1 мкм при $t = t_1$, составляет 1,9 процента, а при $t = t_2$ – 4,3 процента. Отсюда следует также, что за время $t_2 - t_1$ происхо-

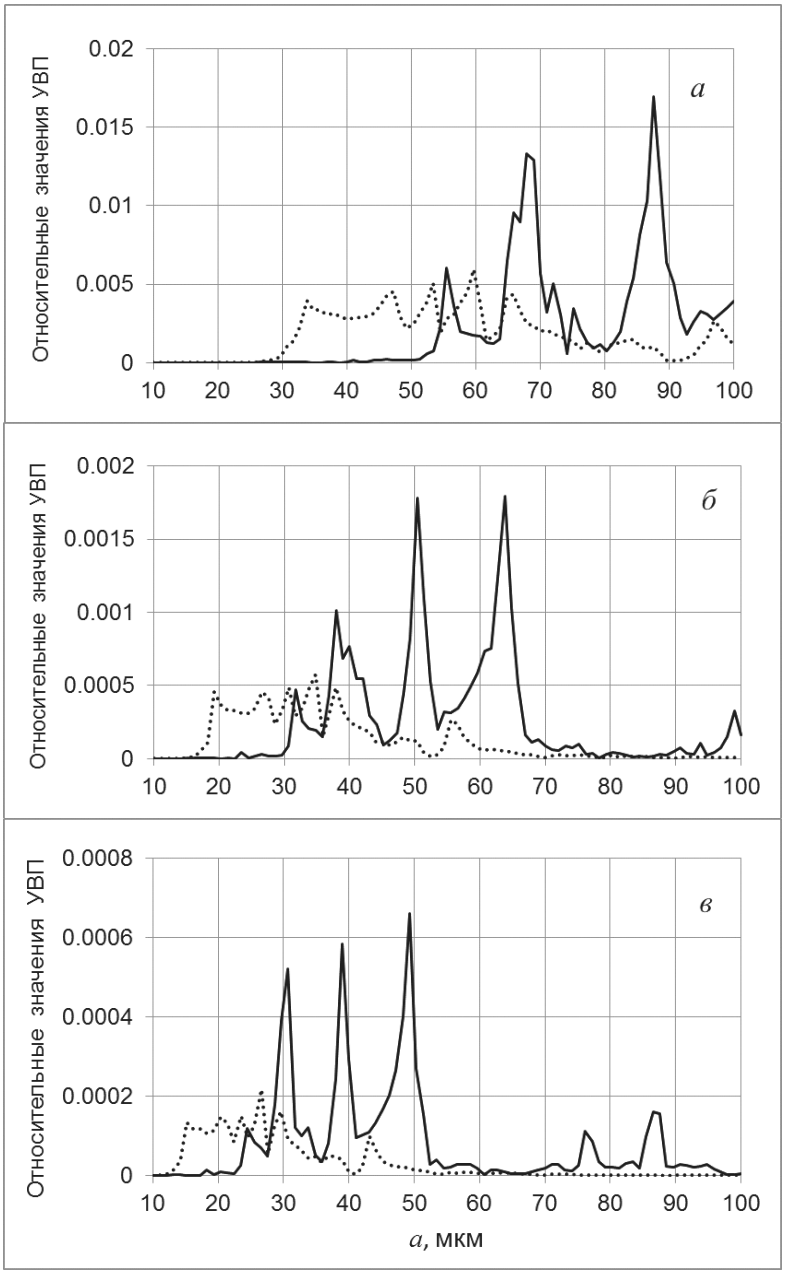


Рис. 2. Распределение относительных значений удельной внутренней поверхности (УВП):
а) c = 0,2 мкм; *б*) c = 0,6 мкм; *в*) c = 1 мкм.
Пунктир – момент времени t_1; сплошная линия – момент времени t_2

дит незначительное увеличение доли УВП, соответствующей трещинам, имеющим относительно высокие значения длины малой полуоси c.

Проведем сравнительный анализ распределений УВП в моменты времени t_1 и t_2. При $t = t_1$ и c = 0,2 мкм основной вклад в излучение вносят трещины с длиной полуоси a, изменяющейся в интервале от 30 до 100 мкм. В момент времени t_2 составляющие УВП, соответствующие трещинам с длиной полуоси a от 30 до 50 мкм, практически отсутствуют, а подавляющая часть интенсивности АЭ обусловлена излучением фрагментов межфазной (ограничивающей ТПП) поверхности, соответствующих трещинам с величиной a от 50 до 100 мкм. Таким образом, к моменту времени t_2 возрастает доля УВП, обусловленной трещинами, с большими значениями длины полуоси a. При этом сам график УВП смещается в сторону роста a. Подобная закономерность наблюдается и в сечениях c = 0,6 мкм и c = 1 мкм. Проведенный анализ показы-

вает, что поверхность $\Omega(a,c)$ за время $t_2 - t_1$, так же, как и поверхность $f(a,c)$, деформируется со смещением ее максимумов в сторону увеличения длины большой полуоси a. Это означает, что в процессе разрушения образца, в течение промежутка времени $t_2 - t_1$, происходит слияние и укрупнение трещин, приводящее к появлению в момент времени t_2 составляющих УВП, соответствующих трещинам с относительно большими значениями длины полуоси a. При этом, как показывают расчеты, отношение $\Omega(t_2)/\Omega(t_1) = 0{,}742$, то есть по мере развития процесса разрушения УВП образца уменьшается. Анализ распределений пористости подтверждает выявленные закономерности развития процесса разрушения в течение промежутка времени $t_2 - t_1$.

В силу того, что особенности внутреннего строения бетона во многом схожи со структурными особенностями горных пород, предложенная в данной работе методика сравнительной (по нескольким АЧ спектрам АЭ) количественной интерпретации результатов наблюдений АЭ с использованием модели дискообразных трещин может быть применена и для горных пород.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-52.

Литература

Беликов В.Т. Моделирование процессов акустической эмиссии в твердом теле // Дефектоскопия. 2008. № 6. С. 76–84.

Беликов В.Т. Восстановление структурных характеристик разрушающегося твердого тела по амплитудно-частотному спектру акустической эмиссии // Дефектоскопия. 2010. № 1. С. 56–63.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Использование результатов наблюдений акустической эмиссии для изучения структурных характеристик твердого тела // Акустический журнал. 2015. Т. 61. № 5. С. 622–630.

Беликов В.Т. Рывкин Д.Г. Изучение изменений структурных характеристик твердого тела с использованием амплитудно-частотных спектров акустической эмиссии // Физическая мезомеханика. 2016. Т. 19. № 3. С. 103–109.

Беликов В.Т. Рывкин Д.Г. Изучение закономерностей поэтапного характера развития процесса разрушения // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1. С. 18–27.

Беликов В.Т., Рывкин Д.Г. Учет формы трещин при интерпретации результатов наблюдений акустической эмиссии // Уральский геофизический вестник. 2018. № 2. С. 4–13.

Норден А.П. Краткий курс дифференциальной геометрии. М.: Физматгиз, 1958. 244 с.

Седов Л.И. Механика сплошной среды. В 2 т. М.: Наука, 1984. Т. 2. 560 с.

Niccolini G., Schiavi A., Tarizzo P., Carpinteri A., Lacidogna G., Manuello A. Scaling in temporal occurrence of quasi-rigid body vibration pulses due to macro-fractures // Phys. Rev. E. 2010. V. 82. No. 4. P. 046115(1–5).

Schiavi A., Niccolini G., Tarizzo P., Carpinteri A., Lacidogna G., Manuello A. Acoustic emissions at high and low frequencies during compression tests in brittle materials // Strain. 2011. V. 47 (Suppl. 2). P. 105–110.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.2.11 УДК 550.837

О ВОЗМОЖНОСТИ ОСУЩЕСТВЛЕНИЯ ГЛУБИННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИМПУЛЬСНЫМИ ТОКАМИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ

Вишнев В.С. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрена методика полевых и камеральных работ электрической разведки недр импульсными токами тяговой сети железной дороги. На практическом примере установлено, что эти токи могут быть использованы для изучения проводящих зон глубоких горизонтов земной коры.

Железная дорога, помехи, импульсы, полезный сигнал, модель, параметры, поле, кривые кажущегося сопротивления.

ON THE POSSIBILITY OF IMPLEMENTATION OF DEEP ELECTRICAL SENSING OF THE EARTH BY PULSE CURRENTS OF THE ELECTRIC RAILWAY

Vishnev V. S. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The technique of field and cameral work of electric subsoil exploration by impulse currents of traction network of the railway is considered. In a practical example, it is established that these currents can be used to study the conducting zones of the deep horizons of the earth's crust.

Railway, noise, impulses, useful signal, model, parameters, field, curves of apparent resistance.

Введение

Магнитотеллурические исследования на Урале показывают, что поле импульсных токов электрической железной дороги (ЭЖД), возникающее при изменении режимов движения (энергопотребления) электровозов, уверенно регистрируется серийной геофизической аппаратурой до удалений от рельсов на 15–30 и более километров. Значит, его можно применять не только в методе блуждающих токов, то есть в варианте профилирования, но и в варианте геометрического зондирования, причем, значительных глубин.

Попытки использования тяговой сети стальной магистрали в качестве мощного электроразведочного источника уже имели место. Так, например, в 1969 г. во Франции для изучения глубинного геоэлектрического разреза была задействована железнодорожная ветка г. Париж – г. Тулуза. Измерения велись на расстояниях от рельсов десятки – первые сотни километров, а ЭЖД считалась заземленным электрическим диполем с осью AB = 20 км и силой тока I – 500 ампер. Оказалось, что кажущееся электрическое сопротивление горных пород на разносе r в 50 км составляло 5000 Ом·м, при r = 115 км – 20000 Ом·м и так далее, монотонно увеличиваясь с глубиной проникновения зондирующего сигнала (Mennir, 1969).

Полученные результаты может и вполне вероятные, но аппроксимация ЭЖД дипольным источником, особенно на близких и средних удалениях от рельсов, является очень грубым приближением к действительности. Поэтому рассматриваемый способ электроразведки не нашел широкого распространения.

В СССР в 1990 году были изданы методические указания по применению контактной подвески дороги в качестве активного электроразведочного источника (Эненштейн и др., 1990). Они предусматривали коммутацию нескольких секций контактного провода в одну длинную линию, подсоединение ее к специально смонтированным в стороне от рельсового пути заземлениям и съемку поля по методике ЗС-ЛЭП (зондирование становлением с использованием линии электропередачи).

Однако такие работы сопряжены с длительными перерывами в движении поездов и с большими финансовыми затратами, что, безусловно, сильно сдерживало их осуществление.

Нами установлено (Вишнев и др.,

1987, Вишнев, 2012), что из совокупности измерений техногенного поля ЭЖД можно выделять однотипные по структуре пространственного распределения (полезные) сигналы, которые поддаются преобразованию в кривые кажущегося сопротивления и могут интерпретироваться как на качественном, так и на количественном уровне.

Исходной моделью источника этих сигналов предложено считать обособленную ветку с одним неподвижным, но многократно изменяющим свой режим энергопотребления, локомотивом, питаемым одной (при односторонней схеме) или одновременно двумя (при двухсторонней схеме энергоснабжения электровозов) тяговыми подстанциями. Модель предельно проста и, если принять, что соответствующий участок рельсового пути прямолинейный, неветвящийся и равномерно заземленный, а поле установившееся, легко поддается алгоритмизации (Вишнев, 2012).

В процессе разработки методики использования в электроразведке сигналов, выделяемых из помех от ЭЖД, в одном из полевых экспериментов они были зарегистрированы на расстояниях от рельсов до 27 километров (Вишнев, 2003), а еще раньше подобные сигналы измерялись на Урале и на удалениях вплоть до 60 километров (Ковалевский и др., 1961).

Цель статьи – выяснение возможности изучения с помощью техногенного поля ЭЖД проводящих зон в фундаменте земной коры.

В ее основу положены экспериментальные данные, полученные попутно с производством многочисленных электроразведочных исследований Уральской палеозойской геосинклинали методом магнитотеллурического зондирования.

Суть эксперимента

Опытные работы по применению помех от ЭЖД в электроразведке выполнялись на Южном Урале, вблизи пересечения Троицким профилем ГСЗ (глубинного сейсмического зондирования) железнодорожной ветки г. Троицк – г. Карталы (рис. 1, цветная вкладка).

Измерения техногенного поля проводились над зоной контакта Еманжелинско-Бородиновского синклинория Восточно-Уральского прогиба земной коры с Троицко-Кенгусайским мегантиклинорием Зауральского поднятия и над зоной чередования сильно вытянутых в северо-северо-восточном направлении антиклинальных и синклинальных структур его западной части, перекрытых неравномерной по мощности толщей слабо измененных мезозойско-кайнозойских рыхлых отложений. Палеозойское консолидированное, основание исследуемой территории, подвергнуто значительным дислокациям и изобилует разного рода разрывными нарушениями (Геология СССР, 1969), часть из которых была выделена впервые только по гравимагнитным данным (в частности, глубинный разлом на рис. 1 (цветная вкладка), условное изображение 20 (*б*)) и нуждалась в подтверждении (Огаринов, 1973).

Использовались импульсные помехи, возникающие при изменении тяговой нагрузки электровозов. В связи с чем перед началом полевых измерений проведена рекогносцировка соответствующего отрезка рельсового пути, расположенного между подстанциями Саламат и Бускуль. В качестве места, где поезда вынуждены ускоряться или притормаживать, то есть изменять режима энергопотребления (движения), инициируя мощные электромагнитные импульсы, выбраны подъездные пути к железнодорожному мосту через реку Верхний Тогузак.

Измерение помех производилось синхронно двумя комплектами магнитотеллурической аппаратуры МТЛ-71. Один из них все время наблюдений работал в точке, расположенной, примерно, в 600 метрах на запад от упомянутого моста (долговременный или базисный пункт), второй – на точках профиля, идущего вдоль полевых дорог (рядовые пункты), соединяющих селения Алексеевка (на востоке) и Бородиновка (на западе).

Регистрировались две составляющие электрического (E_x, E_y) и три составляющие магнитного (H_x, H_y, H_z) поля, а также

время, направление и особенности движения (ускорение, торможение и пр.) поездов на подступах к мосту. Сведения об особенностях прохождения железнодорожных составов фиксировались визуально и заносились в полевой журнал в виде фраз «09 ч 12 мин – электропоезд с севера, тормозится» или «17 ч 34 мин – товарняк с юга, ускоряется», и т. п. Наблюдение за деятельностью ЭЖД осуществлялось оператором станции МТЛ-71 базисного пункта. Время работы на ближних к дороге рядовых пунктах составляло 1,5–2 ч, на дальних – 3–5 ч).

Эксперимент был направлен, в основном, на выяснение возможности выделения из совокупности измерений помех от ЭЖД однотипных по структуре источника, так называемых полезных сигналов. Геологическая эффективность осуществляемых исследований на тот момент не являлась первостепенной. В связи с чем, сеть наблюдения техногенного поля была нерегулярной, привязка точек его измерения – не инструментальной. Это позволяло экономить время и средства, затрачиваемые на выполнение экспедиционной части эксперимента. Тем не менее, из имеющихся наблюдений поля ЭЖД можно извлечь и геологическую информацию.

При обработке полевых материалов производилось сопоставление данных долговременного (д) и каждого рядового (р) пунктов. По меткам временных каналов магнитотеллурических станций и записям полевого журнала отбирались импульсы, соответствующие моментам прохождения поездов по подъездным путям железнодорожного моста через реку Верхний Тогузак, и снимались их амплитуды. Вычислялись отношения взаимно перпендикулярных составляющих импульсов базисного пункта ($\Delta E_{хд}/\Delta E_{уд}$, $\Delta H_{хд}/\Delta H_{уд}$), ранжировались и разбивались на интервалы. Подсчитывалось количество N соответствующих отношений, входящих в тот или иной интервал, и строились графики (гистограммы) их распределений (рис. 2). Оказалось, что каждая гистограмма имеет только по одному сильно выделяющемуся экстремуму. Причем, максимум на гистограмме рис. 2, *а* образуется теми же импульсами, что и на гистограмме рис. 2, *б*. Это вселяет уверенность, что входящие в экстремумы гистограмм импульсы базисного пункта и соответствующие им импульсы рядовых пунктов возбуждены в моменты, когда распределения токовых приращений в тяговой сети ЭЖД были идентичными. То есть структура источника отобранных импульсов – одна и та же. Чтобы привести их еще и к одинаковой его интенсивности, построены графики зависимостей $\Delta E_{iр}(\Delta H_{jр})$, $\Delta E_{iр}(\Delta H_{jд})$, $\Delta E_{гр}(\Delta H_{гр})$, $\Delta E_{гр}(\Delta H_{гд})$, где $i = x, y$; $j = y, x$; г – символ проекции векторов E и H на горизонтальную плоскость.

Выяснилось, что полученные графики на каждом пункте представляют собой прямые линии, идущие из начала координат (пример на рис. 2, *в*). Значит, тангенсы углов наклона этих прямых к осям абсцисс есть не что иное, как электромагнитные сигналы, источник которых и по структуре и по интенсивности один и тот же.

Выделенные из помех сигналы были пересчитаны в значения кажущегося со-

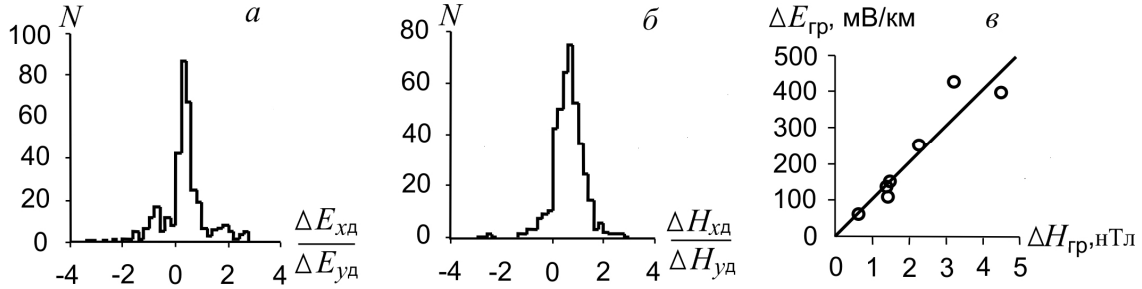


Рис. 2. Результаты обработки полевых материалов.
Гистограммы отношений:
а – $\Delta E_{хд}/\Delta E_{уд}$; *б* – $\Delta H_{хд}/\Delta H_{уд}$;
в – пример приведения полезных сигналов к одной и той же интенсивности источника

противления $\rho_{к,тс}$ (тс – тяговая сеть) по формуле (Вишнев, 2012):

$$\rho_{к,тс}^{ij} = \frac{G_j}{P_i} \cdot \frac{\Delta E_i}{\Delta H_j},$$

где ΔE_i – электрические составляющие полезных сигналов, измеренные в рядовых пунктах наблюдения; ΔH_j – магнитные составляющие полезных сигналов, измеренные в базисном или в тех же рядовых пунктах, что и электрические; P_i, G_j – величины, играющие роль коэффициентов электроразведочной установки, куда входят параметры модели источника полезных сигналов и координаты пунктов наблюдения; Δ – символ импульса электромагнитного поля.

Пересчет сопровождался заданием модели источника полезных сигналов. Для этого был взят топографический планшет масштаба 1:100 000 с нанесенной сетью полевых работ. Из местоположения станции Саламат в сторону станции Бускуль проведена прямая, совпадающая с преимущественным направлением железной дороги. На нее перенесены тяговые подстанции и предполагаемый пункт изменения режима энергопотребления электровозов. Из условного обозначения тяговой подстанции Саламат восстановлен перпендикуляр к этой прямой. Перпендикуляр стал осью *x,* а прямая линия, имитирующая железнодорожное полотно, – осью *y* декартовой системы координат, связанной с моделью источника. Эта система координат использована далее для определения (снятия с планшета) параметров L, l_0 и координат (x, y) пунктов наблюдения, входящих в формулу расчета кривых $\rho_{к.тс}$. Величина k найдена путем минимизации разности экспериментального и расчетного значений отношения составляющей H_z к составляющей H_y поля базисного пункта.

Известно (Вишнев, 2012), что, используя полезные сигналы $\Delta E_{ур}/\Delta H_{хд}$, $\Delta E_{ур}/\Delta H_{хр}$, $\Delta E_{гр}/\Delta H_{гд}$, $\Delta E_{гр}/\Delta H_{гр}$, $\Delta E_{хр}/\Delta H_{уд}$, $\Delta E_{хр}/\Delta H_{ур}$, можно построить несколько типов кривых кажущегося сопротивления. Некоторые из них ($\Delta E_{ур}/\Delta H_{хд}$, $\Delta E_{ур}/\Delta H_{хр}$, линия MN измерительной установки электрического поля ΔE – вдоль преимущественного направления ЭЖД) лучше подходят для изучения изменения электропроводности геологической среды по горизонтали, другие ($\Delta E_{хр}/\Delta H_{уд}$, $\Delta E_{хр}/\Delta H_{ур}$, MN – поперек ЭЖД) – по вертикали. В работе (Вишнев и др., 2014) были рассмотрены кривые $\rho_{к,тс}^{г} = (G_р^г / P_р^г)\Delta E_{гр} / \Delta H_{гр}$, расположенные над восточной и западной частями профиля наблюдения. Они позволили разграничить исследуемый массив горных пород на участки с повышенной и пониженной электропроводностью, уточнив, тем самым, стартовую модель геоэлектрического разреза, необходимую для двухмерной интерпретации данных глубинного магнитотеллурического зондирования по Троицкому профилю ГСЗ. Рассмотрим, как ведут себя в тех же условиях кривые $\rho_{к,тс}^{x}$, в частности, над западной частью профиля, где консолидированные породы Уральской геосинклинали выходят на дневную поверхность.

Обсуждение результатов

Кривые $\rho_{к,тс}^{x} = (G_д^y / P_р^x)\Delta E_{хр} / \Delta H_{уд}$ и $\rho_{к,тс}^{x} = (G_р^y / P_р^x)\Delta E_{хр} / \Delta H_{ур}$ изображены на рис. 3 (шифр 1 и 2).

Эти кривые, построенные в двойном логарифмическом масштабе, показывают, что, кроме сведений об изменении электропроводности (σ) изучаемого массива горных пород в горизонтальных направлениях (чередование минимумов и максимумов, совпадающих с выходами низкоомных и высокоомных геологических образований на дневную поверхность), в них содержатся сведения об изменении σ и в вертикальном направлении. Действительно, если бы удельное электрическое сопротивление геологической среды монотонно росло с глубиной, то значения $\rho_{к,тс}^{x}$ с удалением от ЭЖД колебались (согласно теоретическим представлениям) вдоль прямой, идущей под углом 45 градусов к оси абсцисс, а точки мысленно проведенной осредненной кривой, начиная с расстояний примерно 3–4 км от источника поля, отклоняются вниз от этой линии все больше и больше. Значит на глубине, существенно превышающей 1 километр, есть электриче-

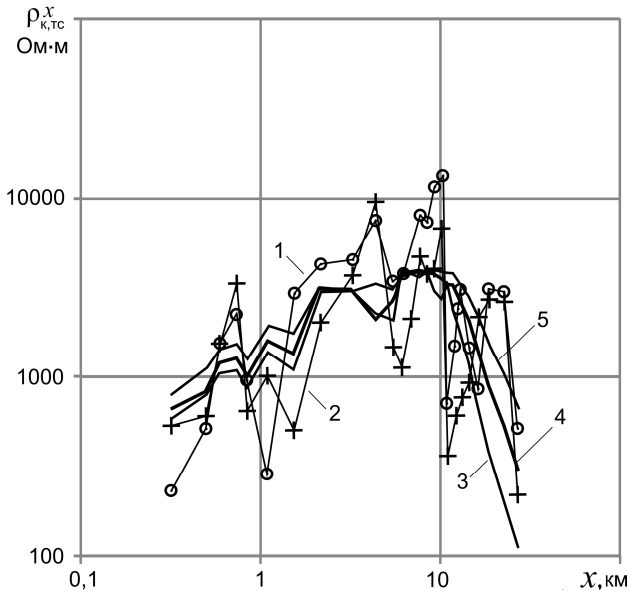


Рис. 3. Результаты интерпретации данных измерения поля токов ЭЖД:
1, 2 – практические кривые, соответственно $\rho^x_{к,тс} = (G^y_д / P^x_р)\Delta E_{хр} / \Delta H_{уд}$ и $\rho^x_{к,тс} = (G^y_р / P^x_р) \times \Delta E_{хр} / \Delta H_{ур}$; 3, 4, 5 – теоретические кривые $\rho^x_{к,тс}$.
Параметры модели источника поля:
L = 21,4 км; l_0 = 2,15 км; k = 0, 22 км$^{-1}$.
Геоэлектрические разрезы:
3 – ρ_1= 400 Ом·м, ρ_2 = 8000 Ом·м, ρ_3 = 50 Ом·м, h_1 = 200 м, h_2 = 2 км;
4 – ρ_1 = 400 Ом·м, ρ_2 = 8000 Ом·м, ρ_3 = 50 Ом·м, h_1 = 250 м, h_2 = 2,5 км;
5 – ρ_1 = 400 Ом·м, ρ_2 = 8000 Ом·м, ρ_3 = 50 Ом·м, h_1 = 300 м, h_2 = 3 км

ский проводник. Формальная интерпретация кривой $\rho^x_{к,тс}$ в рамках одномерной геоэлектрической модели методом подбора с помощью ЭВМ (других, к сожалению, интерпретационных способов подобных кривых пока не разработано) показывает, что изучаемый геоэлектрический разрез трехслойный, с проводящим основанием. Согласно теоретической кривой под шифром 4 (см. рис. 3), удельное электрическое сопротивление геологических образований первого слоя (ρ_1) составляет примерно 400 Ом·м (очевидно, среднее значение ρ коры выветривания коренных пород), глубина его подошвы (h_1) – около 200 метров. Те же параметры второго слоя, соответственно равны 8000 Ом·м и 2,0 километра. Удельное электрическое сопротивление третьего слоя – 50 Ом·м.

Полученные численные величины, в силу уже упоминавшихся упрощений и неточностей, вероятно, далеки от истинных, но несомненно, что на некой глубине среди высокоомных пород консолидированного основания земной коры района исследований залегает какой-то проводящий объект. Попробуем разобраться, чему он может соответствовать.

Согласно геологической карте Урала (см. рис. 1), наш профиль пересекает несколько, в том числе и глубинных, разломов. По сейсмическим данным отражающие площадки, отождествляемые там с Карталинской разломной зоной, падают на запад под углами 30–40 градусов и прослеживаются до глубин примерно 40 км. В выходах на поверхность разломы представлены милонитами, меланжированными серпентинитами и другими продуктами тектонической переработки (Иванов, 1998; Дьяконова и др., 2007). Разрушенные породы подвергаются физико-химическим преобразованиям интенсивнее, чем целики, и в силу обводненности, а также других денудационных факторов, их электрическое сопротивление на много ниже электрического сопротивления консолидированных пород. Рассматриваемый профиль простирается примерно вдоль линии падения разломной зоны. Вероятно, эта зона и выделяется на кривых $\rho^x_{к,тс}$ в виде проводящего основания.

Заключение

Из изложенного выше ясно, что техногенное поле ЭЖД вполне подходит для обнаружения коровых проводников, но по представленным данным нельзя определить ни угол падения, ни мощность обнаруженной проводящей зоны, так как железная дорога на данном участке идет примерно параллельно глубинным разломам, а профиль пролегает приблизительно в крест их простиранию. В рамках слоистой модели земной коры этот случай для определения даже угла падения проводящей зоны по результатам применения излагаемой методики весьма неблагоприятен.

Однако на Урале есть железнодорожные ветки, пересекающие регион с запада на восток. Глубинные же разломы земной коры простираются примерно с севера на

юг на многие десятки и даже сотни километров. Наблюдая техногенное поле ЭЖД по нескольким секущим широтную дорогу профилям, можно получить сведения и о мощности (*H*), и об угле падения (α) и о глубине залегания (*h*) соответствующей разломной зоны. Но при имеющемся математическом обеспечении интерпретации кривых $\rho_{к,тс}$ значения *h* и *H* будут относительными. Для определения их истинных величин нужно (на базе имеющегося решения задачи о поле точечного источника тока в присутствии наклонного проводящего пласта) создать новый вариант математического обеспечения метода.

Однако угол α (в предлагаемом эксперименте) получится истинным и без дополнительных разработок. Кроме того, по этим данным (также без дополнительных разработок) можно, вероятно, выяснить выполаживаются или не выполаживаются глубинные разломы по мере их погружения, что очень важно для геотектоники.

Работа выполнена (частично) при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН, проект № 15-5-5-38.

Литература

Вишнев В.С. Приемы полевых и камеральных работ в методе электроразведки блуждающими токами тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2012. № 2 (20). С. 14–30.

Вишнев В.С. Некоторые характеристики техногенного электромагнитного импульсного поля тяговой сети железной дороги // Уральский геофизический вестник. 2003. № 5. С. 16–23.

Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Сурина О.В. Использование полей-помех электрифицированной железной дороги при электроразведочных исследованиях // Известия вузов. Горный журнал. 2014. № 3. С. 103–109.

Вишнев В.С., Дьяконова А.Г., Журавлева Р.Б. Способ геоэлектроразведки. А. с. СССР № 1582160, 1987.

Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. Геоэлектрические особенности строения земной коры и верхней мантии Южного Урала // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1086–1095.

Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. I. Кн. 2. 302 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала: Дис. … доктора геол.-мин. наук. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Ковалевский И.В., Микерина Н.В., Новыш В.В., Городничева О.П. Изучение блуждающих токов от электрифицированной железной дороги и характер их затухания в районе Южного Урала // Геомагнетизм и аэрономия. 1961. Т. 1. № 5. С. 825–829.

Огаринов И.С. Строение и районирование Земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 85 с.

Эненштейн Б.С., Мхеидзе Б.Д., Лекиашвили Р.И. Методические указания по использованию тяговой сети электрифицированной железной дороги для исследования глубинного геолого-геофизического строения Земли. Тбилиси, 1990. 35 с.

Mennir J. Soutage electrique de la crounte terrestre utilisant les courants de retour industries // Compte Rendu Akad. Sci. 1969. № 6 V. 268, ser. Act. B. P. 514–516.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.3.17 УДК 550.8.053

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ВКЛЮЧАЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрены результаты анализа и обобщения геолого-геофизических данных о глубинном строении юго-восточной части ВЕП, северо-восточного сегмента Прикаспийской впадины, западного и юго-западного секторов Уральского региона. Создана схема тектонического районирования кристаллической коры этих районов. Установлено, что значительное место в глубинной тектонике ВЕП и Прикаспийской впадины принадлежит пограничным зонам субмеридиональной и субширотной направленности, разделяющим мегаблоки с разными типами кристаллического фундамента и верхней мантии. Сведения о тектонике кристаллической коры необходимы для изучения строения осадочных бассейнов и региональной прогнозной оценки на углеводороды.

Юго-восток и юг окраины ВЕП, Прикаспийская впадина, юго-запад Уральского региона, геотраверс р. Маныш-Карачаганск, кристаллическая кора, схема тектонического районирования.

FEATURES OF EARTH CRUST TECTONICS OF SOUTH-EASTERN PART EASTERN EUROPEAN PLATFORM, INCLUDING NORTH-EASTERN SEGMENT OF PRE-CASPIAN DEPRESSION

Druzhinin V.S., Nachapkin N.I., Osipov V.Yu. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The results of analysis and generalization geological and geophysical data on deep structure of south-eastern part OEP, northeast segment of Caspian depression, western and southwestern sectors of Ural region are considered. The scheme tectonic zoning of crystalline crust these regions has been created. It has been established that a significant place in deep tectonics of OEP and Caspian depression belongs to boundary zones of submeridional and sub-latitudinal direction, which separates megablocks with different types of crystalline basement and upper mantle. Information on the tectonics of the crystalline crust is necessary for studying the structure of sedimentary basins and regional forecast estimates on hydrocarbons.

South-east and south of outskirts OEP, Pre-Caspian depression, south-west of Ural region, geotravers r. Manysh-Karachagansk, crystalline crust, scheme of tectonic zoning.

Введение

В статье приведены результаты обобщающих работ по созданию схемы тектонического районирования кристаллической коры юго-востока ВЕП и Прикаспийской впадины (Артюшков, Егоркин, 2005; Артюшков и др., 2014; Демидов, 1992; Федоров, 2003). В южном направлении в интервале 50–52º с.ш. отмечается увеличение мощности осадочного слоя до 18–20 км, сопровождаемое соответствующим изменением глубины залегания поверхности кристаллического фундамента.

В работах (Дружинин и др., 2014; Дружинин, Осипов, 2016а; 2016б; Мартышко и др., 2012) на основе сейсмогеоплотностных разрезов по 15 профилям ГСЗ, интерпретации потенциальных полей и объемного 3D плотностного моделирования впервые созданы геолого-геофизическая разломно-блоковая модель верхней части литосферы Уральского региона (53–68° с.ш., 48–70° в.д.) и схема тектоники земной коры восточно-юго-восточной окраины ВЕП масштаба 1:2500000. С целью разработки для Уральского региона *единой* глубинной основы представляют научно-практический интерес сведения о продолжении ос-

новных геологических структур, входящих в состав кристаллической коры, в интервале широт 50–53º.

Содержание работы

В работе даны характеристика и анализ информации, привлекаемой для составления схемы глубинной тектоники кристаллической коры. На рис. 1 (цветная вкладка) приведен фрагмент структуры поверхности фундамента Прикаспийской впадины (ПКВ), составленной Д.Л. Федоровым (Центр ГЕОН) в результате обобщения сейсмических данных МОГТ, КМПВ и ГСЗ. Полностью карта приведена в статье (Федоров, 2003).

В работе Е.В. Артюшкова и А.В. Егоркина (Артюшков, Егоркин, 2005) рассмотрен механизм образования Прикаспийской впадины и приведены два сейсмических разреза по двум геотраверсам ГСЗ протяженностью 700 км каждый (рис. 2). Для проводимых исследований особый интерес

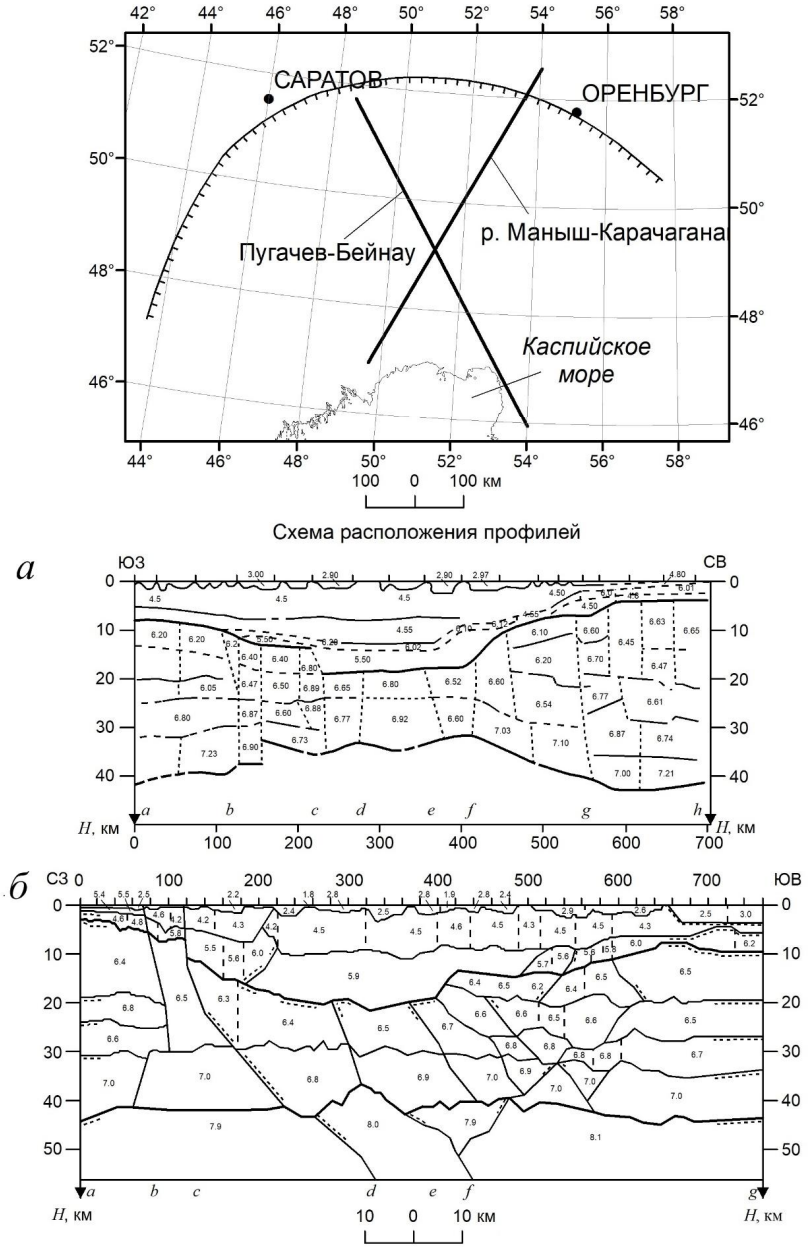


Рис. 2. Скорости продольных волн (км/с) вдоль профилей глубинного сейсмического зондирования по линиям р. Маныш–Карачаганак (*а*), Пугачев–Бейнау (*б*) (Артюшков, Егоркин, 2005).
Над разрезами показана схема расположения профилей.
Горизонтальный масштаб относительно вертикального сжат в отношении 1:6

имеет северная часть геотраверса р. Маныш-Карачаганак (М–К). Кристаллический фундамент здесь представлен двумя комплексами с примерно одинаковыми повышенными значениями скорости 6,2–6,7 км/с. По возрасту он относится к архей-протерозою, как это принято для основания осадочного слоя древней платформы. Такое же разделение наблюдается по данным КМПВ на профиле III «Черная Падина», выполненном вблизи северо-западного окончания геотраверса Пугачев-Бейнау (рис. 3, цветная вкладка) (Федоров, 2003), хотя на самом геотраверсе такого разделения не наблюдается. Вероятно, в прибортовой части ПКВ фундамент осадочного слоя также двухслойный: верхний комплекс принадлежит протогеосинклинальным нижнепротерозойским образованиям с повышенными значениями скорости, а нижний – архейским гранитогнейсовым породам древних массивов со скоростью равной 5,9–6,3 км/с, типичной для таких комплексов, в частности, для Южно-Татарского свода (Дружинин и др., 2014; Дружинин, Осипов, 2016б).

Повышенные значения скорости, приведенные на разрезе по геотраверсу М–К (см. рис. 2), равные значениям по верхнему комплексу, могут быть объяснены явлением экранирования. Суть в том, что волны в первых вступлениях, в случае инверсионной модели, выступают не как головные, а как подэкранные отражения со значениями скорости равной скорости экрана. Наличие экрана приводит к ошибочному завышению значений скорости для всех нижерасположенных слоев, скорость в которых меньше (в нашем случае ≤6,6 км/с). Более высокие значения скорости 6,8–7,0 км/с в разрезе по геотраверсу М–К отмечены в нижней коре на глубине 25–30 км. В южной части северного звена геотраверсов происходит смена характера расслоенности и скоростных параметров фундамента: подъем поверхности нижнего комплекса с 15 до 10 км, резкое сокращение мощности верхнего подразделения и уменьшение значений скорости, что соответствует первому типу фундамента AR_1.

На рис. 3 (цветная вкладка) рельеф поверхности нижней границы, которая, по-видимому, соответствует поверхности нижнеархейского фундамента. Глубина границы изменяется от 11 до 16 км, но без дизъюнктивных нарушений, хотя они отмечены по поверхности промежуточного комплекса. С учетом сейсмического разреза по геотраверсу М–К и имеющихся данных бурения глубоких скважин, которые подчеркивают субвертикальный характер разломов (Леонова, 1988), на рис. 4 (цветная вкладка) представлен авторский вариант сейсмогеологического разреза в неискаженном масштабе. При этом пликативный характер структуры заменен ступенчатыми формами рельефа, разделенные крутопадающими разломами.

Важным элементом при анализе и составлении схем тектонического районирования кристаллической коры являются глубинные разломы. Они играют значительную роль при оценке перспективности нижних горизонтов осадочных бассейнов на поиски месторождений углеводородов и их эксплуатации, а также в соляной тектонике, особенно для Прикаспийской впадины.

Тектоническая и геодинамическая картина района Прикаспийской впадины выглядит следующим образом: отмечается значительное погружение основания осадочного слоя (поверхность AR–PR) в интервале пикетов 350–500 (см. рис. 1, цветная вкладка), которое, как следует из рис. 4 (цветная вкладка), сопровождается в интервале 460–520 подъемом поверхности древнего кристаллического фундамента (K_{01}). Это указывает на присутствие на юго-западе рассматриваемой территории древнего поднятия типа Южно-Татарского или Бузулук-Сорочинского массивов.

Таким образом, при построении схемы тектонического районирования кристаллической коры учитывались результаты анализа сейсмогеологической информации (Артюшков, Егоркин, 2005; Артюшков и др., 2014; Демидов, 1992; Леонова, 1988; Федоров, 2003), особенностей гравитационного и магнитного полей (рис. 5, цветная вкладка), разломно-блокового строения

геосреды, характерного для исследуемых окраин ВЕП (Дружинин и др., 2014; Дружинин, Осипов, 2016а; Мартышко и др., 2012).

Результаты работ и их обсуждение

В соответствии с поставленными задачами, кроме схемы тектонического районирования кристаллической коры северо-восточного сегмента Прикаспийской впадины (50–53º с.ш.), приведена сводная схема, которая включает восточно-юго-восточную и южную окраину ВЕП в интервале 53–56º с.ш. (рис. 6, цветная вкладка).

Основные особенности тектоники кристаллической коры южной окраины ВЕП, включая северо-восточный сегмент Прикаспийской впадины (см. рис. 6, цветная вкладка).

1. Современная блоковая структура кристаллической коры отображает последовательность и характер поэтапного развития древней гранито-гнейсовой коры, начиная с нижнего архея. Она представлена в западной части территории сохранившимися массивами поднятий, выделенными в виде мегаблоков: Южно-Татарский (ЮТМБ) и Бузулук-Сорочинской (БСМБ). Они характеризуются специфическими чертами глубинного строения, а именно: приподнятым положением нижней коры (до 8–10 км), представленной преимущественно гнейсовыми комплексами (V = 6,4 км/с) с мелкими интрузивными телами разного состава и наличием на глубине 30±2 км комплекса с повышенным для коры значением скорости – 7,0–7,3 км/с, который может соответствовать верхней сильно метаморфизованной части древней мантии. Причем скорость 8,0±0,2 км/с, наблюдается на уровне 40–42 км (современная поверхность *M*). Повышенный метаморфизм нижней коры (протокоры) и частично мантии, развитие серых гнейсов фундамента, по-видимому, обусловлены преимущественным развитием указанных блоков в режиме поднятий с сохранением своей самобытности. Подобное древнее поднятие, выделенное в северной бортовой части Прикаспийской впадины на геотраверсе М–К, на рис. 6 (цветная вкладка) обозначено как МТУМБ – Молаетаусское.

2. Региональной особенностью области древних поднятий и окружающих их впадин, например, Нижнекамской (НКМВ), расположенной на северо-западе от ЮТМБ, является преимущественно платформенный характер их развития в послеархейское время. В этом принципиальное отличие от восточных территорий с наличием здесь нижнепротерозойских протогеосинклиналей и складчатых структур, включая рифейскую гранитизацию. То есть, II тип основания (AR_1–PR_2) представлен двумя складчатыми комплексами, причем режим был явно не платформенный. Поэтому относить отложения, перекрывающие древний кристаллический фундамент (AR_1) к нижнему комплексу осадочного слоя затруднительно. Вот почему наблюдаемая на *глубинных* временных разрезах ОГТ «квазислоистость» и, соответственно, увеличенная мощность осадков вынуждает критически относиться к этой информации, учитывая данные ГСЗ, глубинного параметрического бурения и тектонического районирования кристаллической коры (Дружинин и др., 2014; Дружинин, Осипов, 2016а). Для юго-восточной окраины ВЕП ко второму типу фундамента относится Пермско-Башкирский мегаблок (ПБМБ), а также расположенные южнее 53º30´ в центральной части схемы Урало-Каргальский (УКМБ), Соль-Илецко-Чингирлазский (СИЧМБ) мегаблоки. Имея мощность верхнего комплекса 3–7 км и иногда повышенные физические параметры, с соответствующими особенностями строения кристаллической коры, они близки ко II типу фундамента, являясь разновидностью протерозойской складчатой системы, сложенной терригенно-вулканическими комплексами с присутствием, вероятно, прослоев карбонатов, местами гранитизированных пород и, в меньшей степени, с наличием тел основного и среднего состава.

3. Региональные структуры с кристаллическим фундаментом различного типа разделены пограничной Калтасинско-Сорочинской зоной восточной окраины

ВЕП, которая соответствует крупному нижнерифейскому авлакогену (Дружинин и др., 2014; Дружинин, Осипов, 2016а) с аномальными чертами строения земной коры: уменьшение мощности кристаллической коры за счет поднятия поверхности *M**[1] (33–35 км), увеличение мощности нижнерифейского комплекса с наличием в кровле додевонских отложений высокоскоростных доломитов мощностью до 2,0–2,5 км и скоростью *V* = 7,0 км/с. Общее направление пограничной структуры юго-юго-западное с осложнениями в положении на ряде участков, в частности, в районе сочленения с субширотным Абдулинским авлакогеном (АБА) в районе 54º с.ш. (Дружинин, Осипов, 2016а). Существенные отклонения в северной и южной частях, совпадающие в первом случае с Нижнекамской впадиной (Дружинин, Осипов, 2016а), во втором – с Восточно-Оренбургским поднятием. Древнее Молаетаусское поднятие, выделенное в южном секторе в пределах бортовой части Прикаспийской впадины, отделено пограничной зоной I на востоке складчатым основанием PR_{1-2} от Соль-Илецко-Чингирлазского мегаблока. Тем самым подтверждается межрегиональный характер субмеридиональной Калтасинско-Сорочинско-Аксайской структуры древнего заложения.

4. Проблемным вопросом при рассмотрении восточной границы ВЕП является тектоническая позиция Предуральского прогиба: а именно, его принадлежность к ВЕП или к УСС. По осадкам палеозоя (девонско-пермским) он соответствует осадочному бассейну восточной окраины ВЕП. В этом случае граница прогиба и платформы на геологических картах проводится по восточной границе прогиба, который соответствует контурам обнаженного Урала. Но по особенностям глубинного строения эта структура является продуктом тектонических, преимущественно нелинейных преобразований, в Уральской складчатой системе, особенно на завершающей стадии ее развития (P-T-J). Основным содержанием Предуральского прогиба являются депрессивные зоны: Юрюзано-Сылвенская, Бельская, Мраковская, которые характеризуются сложными сейсмогеологическими условиями, в основном взбросово-надвиговым характером тектоники и широким развитием *соленосных отложений*. Влияние тектонических процессов, с которыми связано образование депрессионных зон, также проявлено в наличии микроструктур – грабенов – поднятий, прослеженных в виде цепочки в восточной окраине ВЕП и согласных с западной границей УСС (интервал 53–55º с.ш.). К этому следует добавить, что образование Уфимского амфитеатра, южная часть которого находится на северо-востоке территории исследований, также обусловлено нелинейным тектоническим преобразованием: глубинным сдвигом с погружением фундамента Башкирского антиклинория УСС на глубину 5–8 км (Дружинин, Осипов, 2016а). Поэтому с позиции *глубинной тектоники* Предуральский прогиб следует считать структурой УСС, входящей в состав Западно-Уральской мегазоны. Это характерно также для более северных широт УСС, включая ее заполярную часть (Дружинин и др., 2014). Сам прогиб часто является пограничной зоной между древней платформой и Уральской складчатой системой.

5. Впервые составлена тектоническая схема кристаллической коры, основанная на материалах ГСЗ Центра ГЕОН и информации о тектонике приповерхностных структур (см. рис. 6, цветная вкладка), согласованной с основными тектоническими элементами более северной территории ВЕП (Дружинин и др., 2014). Она соответствует северному борту Прикаспийской впадины, расположенной на древнем AR-PR фундаменте ВЕП и ограниченной двумя субширотными пограничными зонами: на севере Урал-Оренбургской (III) и на юге Джамбентско-Новоалексеевской (VI). Ус-

[1]Дополнительный знак в обозначении предполагает, что поверхность *M** в центральной части ПКВ является результатом преобразования нижней коры за счет глубинных процессов.

тановлены следующие аномальные черты глубинного строения: ступенчатообразное увеличение глубины залегания кристаллического фундамента от 4 до 18–20 км; поднятие поверхности *M* до 35–37 км начиная с зоны VI; возможность широкого развития нижнерифейских терригенно-карбонатных отложений мощностью до 7 км и более с присутствием вероятно высокоскоростного комплекса доломитов; сокращение мощности нижней коры до 15 км. Такие преобразования, вероятно, связаны с деструкцией земной коры, прежде всего, ее нижней части, вызванной активностью верхней мантии в предрифейский и затем пермско-триасовый периоды развития. В этом отношении она подобна региональным субмеридиональным пограничным структурам Калтасинско-Сорочинской и Бельско – Мраковской. Более масштабно данные результаты проявляются в виде динамических преобразований в Прикаспийской субширотной мегазоне, которая, согласно данным ГСЗ Центра ГЕОН (Федоров, 2003) (см. рис. 1, цветная вкладка), имеет значительную широтную протяженность, занимая центральную часть впадины в интервале широт 48(49)–50º с.ш.

6. Широтная зональность отчетливо проявлена в различиях структурно-тектонического плана и моделях строения кристаллической коры. Такой, помимо рассмотренных выше III и VI широтных зон, является Абдулинско-Красноусольская (широты 53º30´–54º с.ш.), которая разделяет: на западе два мегаблока Южно-Татарский и Бузулук-Сорочинский, в центре – Пермско-Башкирский и Урало-Каргальский мегаблоки. На востоке наблюдается существенная смена глубинного строения Западно-Уральской мегазоны, включая депрессионные зоны Предуральского прогиба. Таким образом, широтная зональность является одной из важных компонент тектонической модели кристаллической коры восточной окраины ВЕП и, как показывают ранее выполненные исследования, всего Уральского региона (Дружинин и др., 2014).

Аналогичная субширотная пограничная структура намечается в северной части рассмотренной территории (севернее 56º с.ш.) (Дружинин и др., 2014; Дружинин, Осипов, 2016а). К ней, в частности, приурочена южная оконечность Юрюзано-Сылвенской депрессии, южная часть Уфимского амфитеатра. Таким образом, широтная зональность, проявленная в строении кристаллической коры всего Уральского региона, является звеном планетарной сети глубинных дислокаций (Дружинин, Осипов, 2016б). В частности, для Предуральского прогиба Западно-Уральской мегазоны это выразилось в распределении составляющих его депрессионных зон вдоль линии простирания УСС.

Картина субширотных и субмеридиональных глубинных дислокаций дополнена глубинными разломами северо-западного и северо-восточного направлений. В результате имеет место сложноустроенная модель кристаллической коры. Не учитывать это обстоятельство нельзя, особенно при изучении региональных особенностей осадочного слоя, его нижней части (додевонские отложения в возрастном диапазоне R-O).

Заключение

По результатам анализа имеющихся геолого-геофизических данных основные особенности разломно-блоковой модели кристаллической коры, установленные для восточных и юго-восточных окраин ВЕП, имеют место и для северной части Прикаспийской впадины и продолжаются на юг до 50º с.ш. (в пределах рассматриваемого сектора). Это свидетельствует о том, что северная прибортовая часть Прикаспийской впадины является составной частью ВЕП с возможными существенными изменениями южнее, включая всю Прикаспийскую впадину.

Для решения региональных прогностических задач на поиски нефти и газа, представляет интерес выявленная специфика глубинной тектоники и, в первую очередь, намеченное древнее Молаетаусское поднятие, аналогичное расположенным севернее

Южно-Татарскому и Бузулук-Сорочинскому мегаблоку.

Построенная схема тектонического районирования является существенным вкладом в создание единой глубинной модели верхней части литосферы Уральского региона. В соответствии с схемой, окончание УСС связано с субширотной пограничной Прикаспийской мегаструктурой.

Литература

Артюшков Е.В., Егоркин А.В. Механизм образования Прикаспийской впадины // ДАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 494–499.

Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казинин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И. Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина, перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 821–846.

Демидов В.А. Соляные купола восточной части Прикаспийской впадины и их нефтегазоперспективность // Геология нефти и газа. 1992. № 11. С. 3–9.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 236 с.

Дружинин В.С., Осипов В.Ю. Схема тектоники земной коры восточно-юго-восточной окраины ВЕП // Уральский геофизический вестник. 2016а. № 2. С. 86–98.

Дружинин В.С., Осипов В.Ю. Субширотные дислокации земной коры Уральского региона – звенья системы линеаментов Евразийского континента // Уральский геофизический вестник. 2016б. № 2. С. 33–47.

Леонова Е.А. Основные направления поисков ловушек нетрадиционного типа в девонских отложениях Оренбургской области // Геология нефти и газа. 1988. № 6. С. 7–14.

Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Осипов В.Ю., Цидаев А.Г. Схематическое тектоническое районирование Уральского региона на основе разработанных алгоритмов и методики создания объемной геофизической модели верхней части литосферы // Литосфера. 2012. № 4. С. 208–218.

Федоров Д.Л. Структура поверхности фундамента Прикаспийской впадины // Разведка и охрана недр. 2003. № 2. С. 11–12.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.4.24 УДК 550.832.9

ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ПОРОД И ИЗУМРУДОНОСНЫХ СЛЮДИТОВ НА МАРИИНСКОМ ИЗУМРУДНО-БЕРИЛЛИЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Иванченко В.С., Баженова Е.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Попов М.П. – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, Екатеринбург
Пелешко О.П. – АО «Мариинский рудник», Асбест

Аннотация. Рассмотрены вопросы изучения магнитной восприимчивости основных пород и рудного комплекса (изумрудоносных слюдитов и кварц-плагиоклазовых жил с бериллом) на самом известном уральском изумрудно-бериллиевом месторождении – Мариинском. Сделана попытка создания новой экспресс-методики изучения магнитной восприимчивости пород непосредственно в подземном руднике. Измерения были проведены на типовых породах и рудах по обнажениям в очистных (слоевые орта, заходки) и геологоразведочных выработках (рудные штреки) на горизонтах +15, –30, –120 м.

Урал, магнитная восприимчивость, слюдиты, кварц-плагиоклазовые жилы, изумрудно-бериллиевое сырьё.

THE STUDY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF ROCKS AND IZUMRUDNYJ SLUDIO IN THE MARIINSKY EMERALD-BERYLLIUM DEPOSIT (MIDDLE URALS)

Ivanchenko V.S., Bazhenova E.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Popov M.P. – Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS, Ural state mining university, Yekaterinburg
Peleshko O.P. – Joint-stock company of the Mariinsky mine, Asbestos

Abstract. The questions of studying the magnetic susceptibility of the main rocks and ore complex (emerald mica and quartz-plagioclase veins with beryl) at the most famous Ural emerald-beryllium Deposit – Mariinsky are considered. An attempt is made to create a new Express method of studying the magnetic susceptibility of rocks directly in an underground mine. The measurements were performed on the model rocks and ores exploration production (ORT layer, zagadki) and exploration workings (ore drifts) on the horizon +15; –30; –120 m.

Ural, magnetic susceptibility, mica, quartz-plagioclase veins, emerald-beryllium raw materials.

Введение

Уральские изумрудные копи являются всемирно известным рудным районом, в котором расположены крупнейшие в России месторождения бериллиевых руд и ювелирных камней: изумруда, александрита и фенакита. Добыча самоцветов началась в 1831 году и не прекращается до сегодняшнего дня. Изумруд и александрит являются достаточно редкими и самыми дорогими камнями, добываемыми на Урале. В пределах Изумрудных копей единственным источником изумрудного и александритового сырья являются слюдитовые жилы, которые встречаются на контакте серпентинитов в тальк-хлоритовых породах. Добыча в настоящее время осуществляется шахтным способом. Возникает вопрос: как при шпуровом бурении в условиях горных выработок разделить продуктивные участки от вмещающих пород. Наиболее простым и доступным способом разделения различного типа горных пород является метод измерения магнитной восприимчивости. В работе (Оценка … , 2008) были исследованы физические свойства основных горных пород уральской изумрудоносной полосы, таких как плотность и магнитная восприимчивость. Магнитная восприимчивость гипербазитов характеризуется повышенными по отношению к жильным слюдитовым зонам значениями.

Авторы связывают это с акцессорным магнетитом. Также установлена значительная неоднородность гипербазитов по величине магнитной восприимчивости, что обусловлено в основном их серпентинизацией, карбонатизацией, отальковaнием. Породы основного и кислого состава в основном немагнитные, что значительно облегчает задачу выделения гипербазитов.

Однако в работе авторы (Оценка … , 2008) отмечают и повышенные магнитные аномалии, заверенные горно-буровыми работами, обусловленные гранито-гнейсами, габбро-ам-фиболитами. Как правило, указанные породы с повышенными магнитными свойствами приурочены к зонам тектонических нарушений, и магнитные аномалии здесь имеют линейный характер. Рудные зоны в целом, как правило, на общем высоком магнитном поле выделяются локальными минимумами $\Delta Z(\Delta T)$.

В настоящей статье приведены результаты измерений магнитной восприимчивости непосредственно в условиях естественного залегания на Мариинском месторождении.

Объект исследования

Мариинское (Малышевское) месторождение входит в группу месторождений под общим названием Изумрудные копи Урала. Рудное поле, к которому принадлежит месторождение, располагается в восточной экзоконтактовой полосе крупного Адуйского гранитного массива позднеорогенного типа. Граниты прорывают сложный комплекс метаморфических и интрузивных пород, который включает: амфиболиты и амфиболитовые сланцы, углисто-кремнистые сланцы, серпентинизированные ультрабазиты и возникшие по ним серпентиниты и тальковые сланцы, диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириты. Контакт гранитного массива с комплексом метаморфических и интрузивных пород имеет восточное падение под углом 65–80° и осложнен перегибами с пологими участками и прогибами.

К одному из таких прогибов и приурочено Мариинское месторождение (Попов, 2014). Рудное поле локализуется в восточном крыле антиклинальной складки. Главными рудоконтролирующими и рудораспределяющими структурами на месторождении являются пространственно связанные между собой зоны разломов и дайки диоритовых порфиритов (Золотухин, 1996). Зоны разломов фиксируются сильно рассланцованными и перемятыми тальковыми сланцами (обычно с примесью хлорита, актинолита и флогопита), среди которых наблюдаются линзообразные тела серпентинитов, а также дайки диоритовых порфиритов и отдельные пластообразные тела углисто-кремнистых сланцев. В зонах разломов сосредоточено большинство рудных тел, ориентированных преимущественно в близмеридиональном и реже – широтном направлениях. В зонах разломов и в примыкающих к ним участках все породы подвержены тектоническому разлинзованию и интенсивной метасоматической проработке – флогопитизации, флюоритизации, отальковaнию (серпентиниты). Кроме того, в зонах разломов наблюдается наиболее интенсивное образование бериллиевой минерализации. В плане и на вертикальных разрезах зоны рассланцевания нередко соединяются и вновь расходятся, часто отмечаются их пережимы и раздувы. Отмечено также, что иногда от основных зон разломов отходят отдельные оперяющие ветви, на участках сопряжения которых с разломами образуются крупные рудные столбы. Зоны разломов прослеживаются по простиранию до 1200 метров, мощность их изменяется от 5 до 70 метров. Важную роль в формировании структуры рудного поля месторождения играют также дайки диоритовых порфиритов. По простиранию и падению рудной зоны прослеживаются, согласно с ней залегающие, пять наиболее крупных даек, длина которых достигает 1150 метров при мощности от 5 до 10 метров. Дайковые тела пространственно тесно связаны с выделенными крупными зонами разломов, и развитие рудоносных структур происходит именно здесь, то есть на участках проявления даек, создающих явно выраженную механиче-

скую неоднородность вмещающих пород. Магматические расплавы, из которых кристаллизовались дайки, использовали тектонически ослабленные зоны вдоль контактов различных пород. Эти же зоны являлись и главными подводящими каналами для рудоносных растворов. Кроме того, дайки играли роль своеобразных экранов, способствующих концентрации рудоносных растворов и конденсации летучих компонентов (Золотухин, 1996).

На месторождении выделяются три разлома: Западный, Центральный, Крестовский. Первый и второй разломы приурочены к восточному крылу антиклинальной складки, а Крестовский разлом фиксируется в пределах синклинальной складки в согласном залегании с породами, участвующими в строении складчатой структуры. Простирание Центрального и Западного разломов близмеридиональное, падение восточное под углами 45–90°, Крестовский разлом имеет северо-западное (315–330°) простирание, с падением на северо-восток и юго-запад под углами 50–80°. Жильные свиты рудной зоны месторождения прослеживаются по простиранию и падению в пределах выделенных одноименных разломов. В контурах зон разломов сосредоточена основная масса рудных тел по сравнению с участками, расположенными между разломами. Трещинные структуры в пределах месторождения приобретают первостепенную роль. Размеры, морфология, элементы залегания рудных тел тесно связанны с характером и степенью трещинноватости вмещающих пород. На месторождении выделяются два генетических типа трещин: скалывания (согласные с напластованием горных пород и секущие их) и отрыва. Согласные трещины скалывания фиксируются в пределах зон разломов и на контакте этих разломов с дайками диоритовых порфиритов. Трещины этого типа являются наиболее выдержанными по простиранию и падению (Попов, 2014).

Рудная зона месторождения имеет южное склонение под углом 50°. По простиранию она прослежена на 1100 м (горизонт – 30 метров), а на глубину разведана до 360–500 метров. Жильный комплекс представлен изумрудоносными слюдитовыми и бериллоносными кварцплагиоклазовыми жилами. Слюдитовые рудные тела являются единственными носителями изумрудов. Окраска их обязана, главным образом, более повышенному содержанию в берилле хрома, заимствованного из вмещающих пород серпентинитов и тальковых сланцев. Содержание Cr_2O_3 в серпентинитах составляет 0,15–0,53%, в тальковых сланцах 0,22–0,52%. Во флогопите слюдитовых жил содержание Cr_2O_3 уменьшается (0,027–0,25%). Изумруды содержат 0,25 Cr_2O_3, а светло-зелёные бериллы лишь 0,06%. Кварц-плагиоклазовые рудные тела являются типичными трещинными жилами, которые залегают в различных породах и приурочены к трещинам обоих генетических типов. Кварц-плагиоклазовые жилы преимущественно залегают в диоритовых порфиритах, а также в тальковых сланцах и серпентинитах (Попов, 2014). Однако кварц-плагиоклазовые жилы, в отличие от слюдитовых рудных тел, встречаются и в других породах (амфиболитах, кварцитах), обычно также пространственно связанных с дайками диоритовых порфиритов. Мощность слюдитовых жил в диоритовых порфиритах примерно в два раза меньше мощности этих же рудных тел, вмещающими породами которых являются тальковые сланцы. Литологический контроль бериллиевого оруденения в кварц-плагиоклазовых жилах определяется, главным образом, влиянием физических свойств вмещающих пород и ещё в большей степени, чем в слюдитовых жилах, тесно связан со структурным контролем. Образование разнообразных по минералогическому составу рудных тел этого типа (плагиоклаз-кварцевые, плагиоклаз-мусковит-кварцевые, плагиоклазовые, берилл-плагиоклазовые, мусковит-плагиоклазовые, флюорит-берилловые и смешанного состава), связанных с проявлением второй стадии пневматолито-гидротермального процесса, несомненно зависело от химико-минералогического состава вмещающих пород. Изумруды в кварц-

плагиоклазовых жилах вообще отсутствуют, что объясняется приуроченностью большинства (68%) жил этого типа к диоритовым порфиритам, почти не содержащим хрома (следы – 0,005% Cr_2O_3), и уменьшением степени взаимодействия рудоносных растворов с вмещающими породами во вторую стадию пневматолит-гидротермального процесса. Гидротермальные образования (кварцевые жилы в амфиболитах, плагиоклаз-кальцитовые прожилки в актинолитовых сланцах, диоритовых порфиритах и амфиболитах и доломитовые прожилки с фенакитом в серпентинитах) в пределах рудного поля месторождения имеют незначительное распространение, не содержат изумруды и не представляют практический интерес на бериллий.

Рудная зона подразделяется на три основные жильные свиты: Западную, Центральную и Крестовскую, приуроченные к одноименным зонам разломов. Центральная свита наиболее насыщена рудными телами и является самой крупной по запасам бериллиевой руды (67%) и изумрудов (91%). Крестовская жильная свита практического значения не имеет (2% руды), а жилы Западной свиты представляют интерес только как источник бериллия. Количество (частота) слюдитовых жил в Центральной свите составляет 90%, а в Западной лишь 30% от общего числа жил, соответственно. Основные запасы бериллиевой руды (85%) и изумрудов (94%) сосредоточено в северной и центральных частях месторождения (Золотухин, 1996).

На глубине рудная зона, особенно в северной и центральных частях месторождения, прослеживается довольно отчетливо. Выклинивание рудных тел на глубине 180–220 метров от дневной поверхности установлено только на северном фланге месторождения. В центральной части месторождения рудная зона фиксируется без признаков выклинивания. На южном участке наблюдается «разброс» рудных тел глубже 400–500 метров, но до глубины 800 метров от дневной поверхности не отмечено полного выклинивания жил. По данным бурения глубокой поисково-структурной скважины 1991-с, рудная зона в южной части Мариинского месторождения вскрыта на глубине 1100 метров (по вертикали) без признаков выклинивания. На рис. 1 (цветная вкладка) приведен геологический план Мариинского месторождения.

Используемая аппаратура и методика измерений

Для выполнения измерительных работ использовался измеритель магнитной восприимчивости полевой ПИМВ-М с диапазоном измерения $1\cdot10^{-5}$–1 ед. СИ. Измерение проводилось путем плотного прикладывания плоской поверхности первичного преобразователя прибора к стенке забоя в литологически однородный участок, с последующим измерением и записью полученного значения в полевой журнал документации горных выработок. При этом исследуемые поверхности забоев являлись неровными (шероховатыми), и величина зазора между прибором и исследуемой поверхностью составляла от 3 до 7 мм, в среднем 5 мм.

Обработка результатов

Так как прибор ПИВМ-М измеряет кажущуюся магнитную восприимчивость (k'), а переход к значению истинной магнитной восприимчивости (k) реализуется по формуле (Вонсовский, 1971):

$$k = \frac{k'}{1 - 0{,}5k},$$

но ввиду того, что все полученные значения кажущейся магнитной восприимчивости меньше 0,1 ($k' \leq 0{,}1$ ед. СИ), то было принято считать, что $k = k'$. Из-за того, что стенки забоя являются неровными, т. е. присутствует разность «выступ–углубление» в результате чего зазор между измеряемой поверхностью и плоской поверхностью первичного преобразователя в среднем составляет 0,5 мм, то для расчета магнитной восприимчивости был введен поправочный коэффициент на неровность забоя равный 1,41. Относительная погрешность измерения не превосходит ±10% в диапазоне (10^{-4} …1) ед. СИ, в диапазоне (10^{-5} … 10^{-4}) ед. СИ не нормируется.

Результаты измерений

Измерению были подвергнуты типовые породы и руды Мариинского месторождения. Магнитная восприимчивость ультраосновных пород характеризуется от $2{,}5\times10^{-5}$ до 20×10^{-5} ед. СИ, а отдельных случаях до 201×10^{-5} ед. СИ. В среднем магнитная восприимчивость серпентинитов $10{,}2\times10^{-5}$ ед. СИ. Повышенные магнитные свойства гипербазитов связаны с акцессорным магнетитом. Породы основного и кислого состава в основном слабомагнитные. Слюдитовые комплексы отличаются самой низкой магнитной восприимчивостью, в среднем $2{,}1\times10^{-5}$ ед. СИ. Близкими к ним значениями магнитной восприимчивости обладают хлоритовые сланцы $3{,}8\times10^{-5}$ ед. СИ, нулевое значением магнитной восприимчивости у кварц-плагиоклазовых жил. Это связано с полным отсутствием каких-либо магнитных минералов в их составе. Средние показатели магнитной восприимчивости основных пород Мариинского месторождения приведены в табл. 1.

Обсуждение результатов

Средние значения магнитной восприимчивости различных пород и руд Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения близки, за исключением серпентинитов. Неравномерность в намагниченности пород свидетельствует о связи магнитных свойств с присутствующими в них акцессорными минералами. В серпентинитах наиболее часто встречается магнетит (10^6–$10^7\times10^{-5}$ ед. СИ), хромит. В диоритовых порфиритах – пирротин (10^3–$10^7\times10^{-5}$ ед. СИ), ильменит ($10^6\times10^{-5}$ ед. СИ) и титанит, реже магнетит. В тальковых, хлоритовых и тремолит-актинолитовых сланцах достаточно часто присутствуют магнетит, ильменит, которые влияют на общую магнитную восприимчивость пород. Слюдитовые комплексы в основном состоят из флогопита ($10^{-1}\times10^{-5}$ ед. СИ), но в них редко встречается хромит, ильменит, титанит. Содержание акцессорных минералов в слюдитах не превышает сотых и тысячных долей процентов. Иногда в аподиоритовых слюдитах есть микровключения мелкозернистого магнетита, которые увеличивают общую магнитную восприимчивость данных пород. Значение магнитной восприимчивости кварц-плагиоклазовых жил ниже предела измерения прибора ПИВМ-М ($k < 10^{-5}$ ед. СИ) в виду отсутствия в них основных «магнитных минералов» (магнетита, пирротина, ильменита).

Выводы

Использование данной экспресс-методики на месте (непосредственно в горных выработках) позволит оперативно определять нахождение серпентинитовых тел и тальковых сланцев, в контакте которых встречаются продуктивные на изумруды слюдитовые комплексы. Чаще всего, в подземных горных выработках при плохом

Таблица 1. Средние показатели магнитной восприимчивости основных пород Мариинского месторождения

Названия пород	Число замеров	Среднее (χ), 10^{-5} ед. СИ	Среднее с учетом коэффициента 1,41, 10^{-5} ед. СИ
Серпентиниты	25	7,2	10,2
Тальковые сланцы и породы	39	3,4	4,8
Диоритовые порфириты и кварцевые диориты	62	5,2	7,3
Тремолит-актинолитовые сланцы	13	3,1	4,4
Хлоритовые сланцы	7	2.7	3,8
Кварц-плагиоклазовые жилы	10	-	-
Слюдитовые комплексы	43	1,5	2,1
Углисто-кремнистые сланцы	10	5	7,1

освещении и запыленности, это сделать бывает затруднительно. Данный метод, при наборе большой статичности, позволит отличать продуктивные на качественное камнесамоцветное сырье (изумруд, александрит) апогипербазитовые слюдиты от непродуктивных аподиоритовых и прочих слюдитовых комплексов. Необходимо также исследование других физических характеристик основных типов руд и пород (например, электросопротивление) для более качественного выделения продуктивных зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта 18-5-5-52, а также частично за счет проекта «Реконструкция условий формирования габбро-ультрабазитовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса и связанного с ними оруденения» –
№ г/р АААА-А18-118052590033-3.

Литература

Вонсовский С.В. Магнетизм. М.: Наука, 1971. 1032 с.

Золотухин Ф.Ф. Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал. Асбест-Екатеринбург. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 70 с.

Оценка ресурсного потенциала изумрудоносных формаций России на основе разработки современных прогнозно-поисковых комплексов. М.: ФГУП «Центркварц», 2008. 246 с. (Отчёт о результатах геологоразведочных работ за 2007–2008 гг.).

Попов М. П. Геолого-минералогические особенности редкометальной минерализации в восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах уральской изумрудоносной полосы. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 136 с.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.5.30 УДК 550.83.017

О МЕТОДЕ РЕГУЛЯРИЗАЦИИ ДЛЯ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ СГЛАЖИВАЮЩЕГО ФИЛЬТРА ПРИ АНАЛИТИЧЕСКОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Ладовский И.В., Гемайдинов Д.В. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Разработан алгоритм пересчета потенциальных полей «вверх–вниз» для выделения разноглубинных составляющих гравитационных аномалий. Алгоритм численно реализован на суперкомпьютере «Уран». При численном решении обратной задачи аналитического продолжения наблюденного гравитационного поля на глубину использована схема регуляризации по Лаврентьеву, с использованием метода *L*-кривой для выбора параметра регуляризации. При заданном шаге сетки наблюденного поля получены значения параметра регуляризации сглаживающего функционала для последовательных интервалов глубин через 1 км, при которых возможно разделение наблюденного поля по плотностным слоям между двумя глубинами. Получены оценки для параметра регуляризации обратной задачи аналитического продолжения, «разделяющего» наблюденное поле на составляющие от разноглубинных слоев.

Потенциальные поля, регуляризация, метод простой итерации, параллельные вычисления.

ABOUT THE METHOD OF REGULARIZATION FOR CALCULATING THE PARAMETERS OF A SMOOTHING FILTER FOR UPWARD AND DOWNWARD POTENTIAL FIELDS CONTINUATION

Ladovskiy I.V., Gemaidinov D.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. An algorithm for upward and downward potential fields continuation has been developed. The algorithm is numerically implemented on the “Uran” supercomputer. In the numerical solution of the inverse problem of analytic continuation of the observed gravitational field to a depth, the Lavrentyev regularization scheme is used, using the L-curve method to select the regularization parameter. For a given grid step of the observed field, the values of the regularization parameters of the smoothing functional for successive depth intervals after 1 km are obtained, at which the observed field can be divided into density layers between two depths. Estimates are obtained for the regularization parameter of the inverse problem of analytic continuation that “separates” the observed field.

Potential fields, regularization, simple iteration method, parallel computing.

Введение

Локальная составляющая аномалий гравитационного поля обрисовывает плановое расположение источников (в проекции на дневную поверхность) в пределах выбранного участка исследований. Некоторое представление о пространственном положении аномалиеобразующих объектов можно получить по аномалиям наблюденного поля, отфильтрованным по параметру полуширины. Инструментом фильтрации является метод сглаживания полей при их пересчете на различные высоты и последующего продолжения на глубину в направлении источников. Пересчет поля на несколько высот и аналитическим продолжением на соответствующие глубины, позволяет выделить из суммарного поля составляющие различных «длин волн» и соотнести их с аномалиями от неоднородностей на глубинных горизонтах.

В настоящей работе для разделения аномалий наблюденного поля по глубине использована оригинальная методика повысотной трансформации (Мартышко, Пруткин, 2003; Мартышко и др., 2014). На начальном этапе решается задача об ослаблении (или возможном исключении) влияния источников в слое от земной поверхности до некоторой глубины H. Наблюденное поле с плоской поверхности земли $z = 0$ пересчитывается вверх на горизонтальный уровень $z = -H$. Это решение задачи Дирихле для верхнего полупро-

странства (интегральная формула Пуассона). На высоте пересчитанное поле становится более гладким и менее изрезанным, так что вклад приповерхностных локальных источников если и не устраняется совсем, то значительно ослабевает. Для того чтобы полностью исключить влияние приповерхностных локальных источников до глубины H, пересчитанное сглаженное поле с высоты $z = -H$ аналитически продолжается вниз на глубину $z = +H$. Аналитическое продолжение поля в направлении источников находится из решения обратной задачи, требующей инверсии интегрального оператора формулы Пуассона. Так как эта задача относится к классу некорректно поставленных, используются методы с применением регуляризации. В решении с регуляризацией подавляется высокочастотная часть нерегулярной помехи – и тем сильнее, чем больше величина параметра регуляризации. Изменяя этот параметр, мы изменяем ширину окна полосового фильтра высоких частот. И основная цель вычислительной процедуры для пересчетов «вверх–вниз» состоит в том, чтобы восстановленное поле на глубине H было максимально свободно от гравитационного влияния вышележащей толщи. Тем самым мы получаем поле от источников, расположенных ниже границы H. Но для возможности дальнейшего количественного сопоставления все поля следует привести к одному уровню, т. е. редуцированное поле с глубины $z = +H$ следует вновь пересчитать вверх на уровень земной поверхности $z = 0$. Вычитая это поле из наблюденного, получаем поле от слоя $(0 - H)$. Повторяя эту процедуру для различных значений высот и глубин, выделяем поля слоёв с соответствующими границами.

Пересчёт поля в верхнее полупространство выполняется по интегральной формуле Пуассона. Пересчет вниз через массы неоднородного слоя реализуется решением обратной задачи аналитического продолжения потенциальных полей. Фильтр повысотных трансформант – это разность последовательно пересчитанных полей между двумя указанными глубинами.

Постановка задачи Дирихле аналитического продолжения полей

Введём декартову прямоугольную систему координат, плоскость Oxy которой совпадает с земной поверхностью, а ось z направлена вниз по оси глубин. Предположим, что гравитирующие массы расположены в слое ниже горизонтальной плоскости $z = H > 0$. На этой глубине гравитационное поле обозначим через $u(x', y', H)$ и примем его в качестве граничной функции задачи Дирихле для полубесконечной (выше лежащей) области. По заданным граничным значениям поля интеграл Пуассона прямой задачи восстанавливает гармоническую функцию $\overline{U}(x', y', \zeta)$ всюду выше плоскости $z = H$:

$$\overline{U}(x', y', \zeta) = \\ = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{H-\zeta}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+(H-\zeta)^2\right]^{3/2}}\times \\ \times u(x, y, H)dxdy. \qquad (1)$$

Для точек верхнего полупространства $z = \zeta < 0$, $-\zeta = |\zeta|$. В частности, если плоскость $z = H = 0$ находится на уровне земной поверхности, из (1) получаем стандартную формулу решения задачи Дирихле для верхнего полупространства (Тихонов, Самарский, 1972; Мудрецова, 1990)

$$\overline{U}(x', y', \zeta) = \\ = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{|\zeta|}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+(\zeta)^2\right]^{3/2}}\times \\ \times u(x, y, 0)dxdy. \qquad (2)$$

Формулы (1) и (2), в совокупности, задают постановку прямой и обратной задач для выделения составляющих поля выше и ниже глубины H. Пересчет поля на высоту $\zeta < 0$ рассчитывается по интегральной формуле прямой задачи (2). Аналитическое продолжение пересчитанного поля вниз на глубину $H > 0$ находится из решения интегрального уравнения Фредгольма (1) относительно неизвест-

ной функции $u(x', y', H)$. Обратная задача аналитического продолжения относится к классу некорректно поставленных задач и для её решения требуется обязательная регуляризация. Аналитическая часть продолженного поля вновь пересчитывается на уровень земной поверхности $\zeta = 0$ по интегральной формуле (1).

Полученное решение предполагает отсутствие гравитирующих масс выше глубины *H*. И если аналитическая часть общего поля порождается слоем источников ниже глубины *H,* то оставшаяся часть поля будет связана исключительно с источниками верхнего слоя.

Интегральное уравнение аналитического продолжения полей на глубину

Для пересчета поля «вниз» из формулы Пуассона (1) получаем интегральное уравнения Фредгольма первого рода, восстанавливающее аналитическую часть поля на глубине $z = +H$ по ее значению на высоте $\zeta = -H$:

$$\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{2H}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+4H^2\right]^{3/2}}\times$$
$$\times u(x,y,H)\,dxdy=\overline{U}(x',y',-H). \qquad (3)$$

Обозначим через *K* интегральный оператор этого уравнения:

$$Ku=\overline{U}.$$

После дискретизации на сетке уравнения (3) и аппроксимации интегрального оператора по квадратурным формулам, задача сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с симметричной матрицей. Задача (3) относится к классу некорректно поставленных, поэтому при её решении используется регуляризация сдвигом (схема Лаврентьева) (Лаврентьев, 1962)

$$(K+\alpha I)u=\overline{U}, \qquad (4)$$

где *I* – единичный оператор, α – параметр регуляризации.

Для решения СЛАУ (4) могут быть использованы итерационные методы градиентного типа (Васин, 2005): итеративно регуляризованный метод простой итерации (МПИ), метод минимальных невязок (ММН), метод минимальной ошибки (ММО), метод наискорейшего спуска (МНС). Авторами составлены и числено реализованы программы, реализующие параллельные алгоритмы для каждого из методов (Акимова и др., 2007). Показано, что метод простой итерации требует намного меньше вычислительных процедур и объёма памяти из всех выше перечисленных методов. Поэтому целесообразно использовать МПИ для решения СЛАУ (4):

$$u^{k+1}=u^k-\frac{1}{\lambda_{\max}}\left[(K+\alpha I)u^k-\overline{U}\right], \qquad (5)$$

где $\lambda_{\max}$ – максимальное собственное значение матрицы $K + \alpha I$, *k* – номер итерации, u^k – решение *k*-ой итерации.

Условием останова итерационного процесса (5) является выполнение условия малости нормы невязки последовательных приближений

$$\frac{\left\|Ku^k-\overline{U}\right\|}{\left\|\overline{U}\right\|}<\varepsilon \quad \text{при достаточно малом } \varepsilon.$$

Выбор параметра регуляризации для сглаживающего фильтра

Устойчивость итеративного решения (5) обратной задачи аналитического продолжения (4) зависит от выбора параметра регуляризации α:

$$u=u_\alpha(x',y',+H)=\left[K+\alpha I\right]^{-1}\overline{U}(x',y',-H).$$

Для выбора оптимального регуляризатора использовался метод *L*-кривой (Hansen, 1992; 1993; Lawson, Hanson, 1974). Под *L*-кривой понимается параметрическая зависимость логарифма нормы регуляризованного решения $\log\|u_\alpha\|$ на глубине $z = H$ от логарифма нормы невязки полей $\log\left\|Ku_\alpha-\overline{U}\right\|$ на высоте $\zeta = -H$. И чтобы воспользоваться методом *L*-кривой, необходимо для каждой высоты *H* рассчитать множество решений u_α обратной зада-

чи при различных значениях параметра регуляризации α.

Это требует значительного объёма вычислений. Построенный в логарифмических координатах график приобретает *L*-образную (обратную) форму с различимым углом (рис. 1, *а*). Данный угол разделяет вертикальную и горизонтальную части кривой. Вертикальная часть *L*-кривой соответствует решениям, в которых величина $\|u_\alpha\|$ наиболее чувствительна к изменениям параметра регуляризации, то есть изменяется значительно быстрее, чем норма невязки $\|Ku_\alpha - \overline{U}\|$. Горизонтальная часть соответствует решениям, в которых норма невязки $\|Ku_\alpha - \overline{U}\|$ более чувствительна к изменениям параметра регуляризации, чем норма решения $\|u_\alpha\|$.

Важным свойством *L*-кривой является тот факт, что искомая величина параметра регуляризации α_L соответствует вершине сглаженного угла, образованного *L*-кривой в логарифмических координатах $\left(\log\|Ku_\alpha - \overline{U}\|, \log\|u_\alpha\|\right)$. Отсюда и сама идея локализации местоположения искомой точки. Рассматривая *L*-кривую, как график неявно заданной функции переменной α, находим значение ее максимальной кривизны и точку экстремума $\alpha = \alpha_L$ (рис. 1, *б*).

Введем обозначения логарифмических переменных функции *L*-кривой (Hansen, 1992):
если $R(\alpha) = \|Ku_\alpha - \overline{U}\|^2$, $S(\alpha) = \|u_\alpha\|^2$, то

$$\hat{\rho} = \hat{\rho}(\alpha) = \log[R(\alpha)] = 2\log(\|Ku_\alpha - \overline{U}\|); \quad (6)$$

$$\hat{\eta} = \hat{\eta}(\alpha) = \log[S(\alpha)] = 2\log(\|u_\alpha\|). \quad (7)$$

Тогда мы можем определить параметрическую точку экстремума $\alpha = \alpha_L$, в которой достигается максимум кривизны $k(\alpha)$ неявно заданной функции $L(\alpha)$ (Hansen, O'Lear, 1993):

$$k(\alpha) = \frac{\hat{\rho}'\hat{\eta}'' - \hat{\rho}''\hat{\eta}'}{\left[(\hat{\rho}')^2 + (\hat{\eta}')^2\right]^{3/2}}, \quad (8)$$

где $\hat{\rho}'$, $\hat{\eta}'$, $\hat{\rho}''$, и $\hat{\eta}''$ – первая и вторая производная от $\hat{\rho}$, $\hat{\eta}$ по переменной α.

На (см. рис. 1, *а*) представлен полученный график *L*-кривой тестового примера в логарифмических координатах для набора значений α в пределах $[10^{-1}, 10^{1}]$. Апробация алгоритма проведена на сеточной модели гравитационного поля с общим числом разбиений ~10^6 дискретных элементов (рис. 2, цветная вкладка). Высота пересчета *H* принята равной 30 км. Согласно методу, решение должно выбираться максимально близко к углу *L*-кривой. Максимум кривизны данной *L*-кривой (см. рис. 1, *б*) соответствует параметру регуляризации α_L (30) ≈ 0,84.

Пример практического применения метода

При построении геофизических моделей для больших территорий (в пределах нескольких десятков градусов) миллионного масштаба данные должны быть заданы на сетке с шагом не менее 1 км. Поэтому

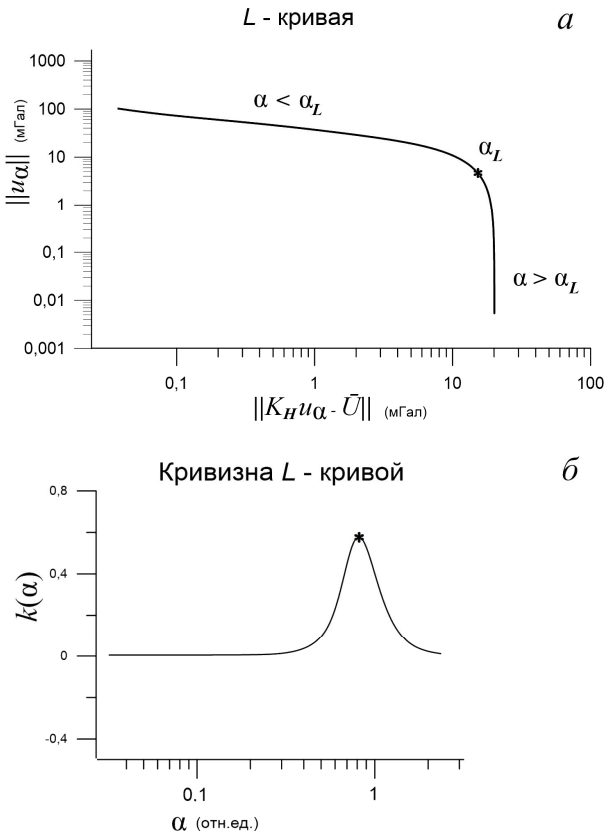


Рис. 1. *L*-кривая, построенная в логарифмических координатах (*а*) и кривизна *L*-кривой (*б*)

приходится иметь дело с большими массивами данных, что приводит к значительным затратам времени при вычислениях на однопроцессорных компьютерах. Использование параллельных алгоритмов для многопроцессорных вычислительных систем значительно сокращает времена расчетов.

Распараллеливание итерационного метода простой итерации (Акимова, Гемайдинов, 2007) (этап пересчета поля вниз) основано на разбиении матрицы K для СЛАУ (4) горизонтальными или вертикальными полосами на m блоков, а вектора решения u_α и вектора правой части $\overline{U}$ на m частей так, что $n = m \times P$, где n – размерность системы уравнений, m – число процессоров, P – число строк или столбцов матрицы в блоке.

На текущей итерации каждый из m процессоров вычисляет свою часть вектора решения. В случае умножения матрицы K на вектор u_α каждый из m процессоров умножает свою часть строк матрицы K на вектор u_α. Host-процессор (ведущий) отвечает за пересылки данных и также вычисляет свою часть вектора решения.

Параллельный алгоритм повысотных трансформаций на основе метода простой итерации разработан и численно реализован на суперкомпьютере «Уран», расположенном в Институте математике и механике УрО РАН (г. Екатеринбург).

Программы написаны с помощью библиотеки MVAPICH2 (MPI) на языке программирования Фортран.

Исходной информацией для задачи аналитического продолжения полей $u(x,y,0)$ на высоту (формула (2)) являются данные о гравитационных аномалиях в редукции Буге для фрагмента Уральского региона, расположенного в пределах градусной картографической трапеции в координатах 60–68° с.ш., 48–72° в.д. Цифровые данные аномального гравитационного поля заданы с шагом 1 км. Цифровой массив размером (969×1302) сеточных элементов, оформленный в виде карты гравитационного поля миллионного масштаба рис. 2 (цветная вкладка), представлен в монографии (Дружинин и др., 2014).

Так как гравитационное поле задано на участке ограниченной области, то для вычисления интегралов (1) и (2) в бесконечных пределах выполнено аналитическое продолжение поля за границы картографического контура. Продолжение реализовано путем численного решения внутренней задачи Дирихле для кольцевой области (Черноскутов, 2017): внутренний контур ограничивает область задания наблюдённого поля; внешний контур выбирается исходя из априорного условия скорости затухания поля на бесконечности.

Регуляризованное решение обратной задачи зависит от параметра регуляризации α и порождает дополнительное множество эквивалентных решений (Fernández-Martínez et al., 2014). В соответствие формулой (4), при большой величине параметра регуляризации решение задачи аналитического продолжения становится сильно сглаженным и в пределе при $\alpha \to \infty$ стремится к асимптотическим (нулевым) значениям согласно формуле $\alpha I u_\alpha = \overline{U}$. В противном случае, при малой величине параметра регуляризации решение задачи становится неустойчивым, а амплитуда пересчитанных полей на уровень земной поверхности $z = 0$ может даже превысить исходные значения наблюденного поля $u(x,y,0)$:

$$amp\left|u_\alpha\right| = amp\left|\left[K + \alpha I\right]^{-1}\overline{U}\right| > amp\left|u(x,y,0)\right| .$$

Заметим, что неустойчивые решения характеризуются высокоамплитудными пилообразными колебаниями пересчитанных полей с чередованием максимумов и минимумов на резко градиентном фоне и становятся расходящимися при $\alpha \to 0$.

Для ряда значениях параметра регуляризации α из диапазона $[10^{-1}, 10^{1}]$ были выполнены пересчеты полей для системы высот H_i по формулам (2)–(3) по следующей схеме:

$$(0 \to -H_i \to +H_i \to 0). \qquad (9)$$

Подобное преобразование функции $u = u_\alpha(x,y,z)$ внутри области ее гармонично-

сти (верхней полуполосе $z < H_i$) предполагает возможность выделения составляющей поля от внешних источников в сопредельной области – нижней полуполосе $z \geq H_i$ (Мартышко, Пруткин, 2003). Таким образом, трансформанта функции $u_\alpha(x,y,0)$ пересчетов на базе $2H_i$ ассоциируется с полями источников ниже глубины H_i. Далее, во всех последующих примерах база пересчетов $2H_i$ приравнивалась к удвоенной высоте H_i. Система высот $H_{i+1} = H_i + \Delta H$ ($H_0 = 0$) выбиралась с постоянным шагом дискретизации $\Delta H = 1$ км.

На рис. 3 (цветная вкладка) показаны примеры разделения полей при крайних значениях α из выбранного диапазона исследований. В левой части рисунков «*а*» и «*б*» показаны трехмерные диаграммы пересчитанных полей («куб» пересчетов), отнесенных к уровню земной поверхности $z = 0$. Параметром диаграммы (высота «куба») является высота пересчетов H_i: каждый горизонтальный срез соответствует преобразованному полю по схеме (9) с базой трансформации $2H_i$. Правая часть рисунков иллюстрирует часть из всей совокупности возможных решений для высот 10, 30 и 80 км.

При большом значении параметра регуляризации α аналитическое продолжение поля на глубину будет сильно заглажено (см. рис. 3, *а*, цветная вкладка). Соответственно, поле, пересчитанное с данной глубины на земную поверхность, будет еще более гладким с амплитудными значениями близкими к нулю. Напротив, малые значения параметра регуляризации приводят к сильной пилообразной «раскачке» решения на глубине. А на уровне земной поверхности поле из эквивалентного класса неустойчивых решений даже превышает исходные значения наблюденного поля, хотя и обладает более гладкой структурой (см. рис. 3, *б*, цветная вкладка).

На рис. 4 (цветная вкладка) показаны значения пересчитанных полей при параметре регуляризации $\alpha = \alpha_L$ определенных по L-кривой. Мнемоника обозначений та же, что и на рис. 3 (цветная вкладка). Слева решения представлены в виде куба пересчитанных полей ниже указанной глубины; справа – трехмерные поверхности значений соответствующих амплитуд на уровне земной поверхности и вычисленные значения параметра регуляризации $\alpha = \alpha_L(H)$ для каждой высоты H_i. Нулевая высота пересчета (верхний ряд рисунка) соответствует исходным значениям наблюденного гравитационного поля.

Следует подчеркнуть, что количественные оценки параметров в задаче аналитического продолжения и морфологические характеристики разделенных полей при их последовательных пересчетах «вверх–вниз» не являются универсальными, а носят чисто иллюстративный характер. Возможность разделения поля по глубине опирается только на выбор экстремальных (по кривизне L-кривой) значений параметра регуляризации α_L, как параметра полосового фильтра высоких частот. Тем самым мы заведомо добиваемся устойчивости решения обратной задачи аналитического продолжения полей в направлении источников. И, как показывают расчеты, главным фактором, влияющим на величину α_L являются морфология исходного наблюденного поля (частота максимумов и минимумов) и шаг сеточного разбиения (дискретизации) при формирования цифрового массива входных данных.

Количество экстремумов поля в пределах исследуемого участка предопределяет выбор минимального шага сетки. Амплитуды и градиенты аномалий гравитационного поля, их видимая полуширина задают требуемую базу ($0 \to -H \to +H$) пересчетов «вверх-вниз» для сглаживания полей и возможности подавления высокочастотной составляющей локальных аномалий, как помехи. Чем больше высота пересчета, тем более сглаженным становится поле (2), пересчитанное на уровень $\zeta = -H$. Эта сглаженная составляющая входит в правую часть интегрального уравнения (3). Поэтому, устойчивость решения обратной задачи аналитического продолжения на глубину $z = +H$ достигается при меньших значениях параметра регуляризации α. С другой

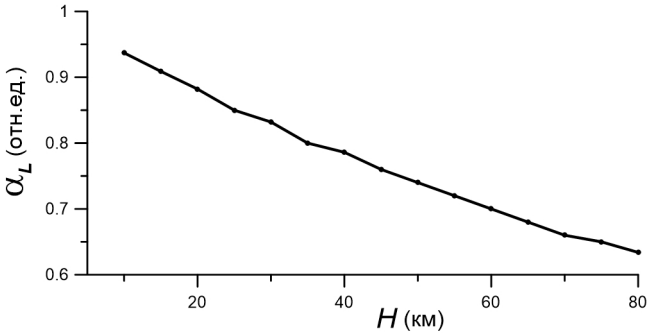


Рис. 5. График зависимости $\alpha = \alpha_L$, определенной по L-кривой, от высоты пересчёта H при заданном шаге сетки поля

стороны, увеличение базы пересчетов $\Delta z = 2H$ снижает устойчивость инверсии оператора обратной задачи (3), т. е. требует большей регуляризации. И в рамках этих двух взаимно противоречивых тенденций, формируется итоговое значение параметра регуляризации α_L, как точки экстремума максимальной кривизны L-кривой. Для рассматриваемого конкретного случая (при заданном шаге сетки поля), параметр регуляризации α_L практически линейно уменьшается с увеличением высоты пересчёта (рис. 5).

Заключение

Для решения обратной задачи аналитического продолжения поля на глубину использован метод простой итерации с регуляризацией по Лаврентьеву. Для выбора параметра регуляризации использовался метод L-кривой. В общем случае, регуляризованное решение обратной задачи зависти от выбора параметра регуляризации и порождает множество эквивалентов. Показано, что при значении параметра регуляризации, определенного по максимальной кривизне L-кривой, процедура пересчёта полей «вверх», «вниз» в области отсутствия источников поля, восстанавливает устойчивое значение некоторой гармонической функции на глубине. Это отфильтрованное значение функции умозрительно принимается за аналитическую часть гравитационного поля на глубине $z = +H$. Следовательно, при практическом использовании аналитического продолжения вниз с расчетными параметрами сглаживающего фильтра и с привлечением дополнительной информации структурно-геологического плана возможно построить достаточно информативную модель разделения полей и распределения соответствующих источников по глубине.

Разработан и программно реализован параллельный алгоритм повысотных трансформаций на суперкомпьютере «Уран». Результаты решения при параметре регуляризации, определенного по L-кривой, продемонстрированы на практическом примере разделения гравитационного поля для фрагмента модели приарктической части Уральского региона.

Литература

Акимова Е.Н., Васин В.В., Пересторонина Г.Я., Тимерханова Л.Ю., Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. О регулярных методах решения обратных задач гравиметрии на многопроцессорном вычислительном комплексе // Вычислительные методы и программирование. 2007. Т. 8. № 1. С. 107–116.

Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Параллельные алгоритмы решения задачи гравиметрии о восстановлении плотности в слое // Труды института математики и механики УрО РАН. 2007. Т. 13. № 3. С. 3–21.

Васин В.В., Еремин И.И. Операторы и итерационные процессы фейеровского типа. Теория и приложения. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 210 с.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с.

Лаврентьев М.М. О некоторых некорректных задачах математической геофизики. Новосибирск: СО РАН СССР. 1962. 92 с.

Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический жур-

нал. 2003. Т. 25. № 3. С. 159–168.
Мартышко П.С., Федорова Н.В, Акимова Е.Н., Гемайдинов Д.В. Изучение структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы с использованием параллельных алгоритмов // Физика Земли. 2014. № 4. С. 50–55.
Мудрецова Е.А., Веселов К.Е. Гравиразведка. Справочник геофизика. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.
Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. Москва, «Наука», 1972.
Черноскутов А.И. Аппроксимация геофизических данных с помощью численного решения двумерных внутренних задач Дирихле и Неймана для уравнения Лапласа // Восемнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 243–247.
Fernández-Martínez J.L., Pallero J.L.G., Fernández-Muñiz Z., Pedruelo-González L.M. The effect of noise and Tikhonov's regularization in inverse problems. Part I: The linear case // Journal of Applied Geophysics. 2014. V. 108. P. 176–185.
Hansen P.C. Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve // SIAM Review. 1992. V. 34. P. 561–580.
Hansen P.C., O'Leary D. P. The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems // SIAM J. Sci. Comput. 1993. V. 14. P. 1487–1503.
Lawson C. L., Hanson R. J. Solving least squares problems. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1974. 340 p.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.6.38 УДК 550.834.3(571.1)

О ЧИСЛЕННОМ РЕШЕНИИ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ЭЛЛИПСОИДАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ

Мартышко П.С., Бызов Д.Д., ***Черноскутов А.И.*** – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В работе предлагается метод решения прямой задачи гравиметрии для сферических и эллипсоидальных плотностных моделей. Основная цель – сократить время вычислений по сравнению с методами, основанными на кубатурных формулах. Представлены численные эксперименты с использованием предложенного метода для синтетических и реальных моделей Земной коры, которые показывают качество сходимости, зависимость погрешности от разбиения и скорость проведения расчётов. Полученные результаты показывают, что метод позволяет значительно (в десятки-тысячи раз, в зависимости от размеров сетки) сократить время вычислений без увеличения погрешности. Метод может быть использован для тел произвольной геометрии, которые в достаточной степени точности могут быть аппроксимированы многогранниками.

Прямая задачи гравиметрии, сферическая плотностная модель, гравитационное поле.

ON NUMERIC SOLUTION OF FORWARD GRAVITY PROBLEM FOR ELLIPTICAL OBJECTS

Martyshko P.S., Byzov D.D., Chernoskutov A.I. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The paper proposes a method for solving the direct gravity problem for spherical and ellipsoidal density models. The main goal is to reduce the computation time compared to methods based on cubature formulas. Numerical experiments are presented using the proposed method for synthetic and real models of the Earth's crust. Characteristics of convergence, dependence of the error on discretization, and performance of calculations are evaluated. The results show that the method allows to significantly (tens to thousand times, depending on the size of the mesh) reduce the computation time without increasing the error. The method can be applied for bodies of arbitrary geometry, that can be approximated to a sufficient degree of accuracy by polyhedra.

Forward gravity problem, spherical density model, gravity field.

Введение

Постоянно увеличивающиеся доступные вычислительные мощности позволяют решать прямые и обратные задачи геофизики на сетках большой размерности. Практически это означает возможность интерпретации геофизических данных, заданных на больших площадях земной поверхности и с меньшим шагом разбиения. При решении задач гравиметрии увеличение исследуемой площади может привести к необходимости учета сферической формы планеты с целью получения адекватной точности вычислений. «Наивный» подход к численному решению такой задачи (т. е. попытка численно интегрировать исходное выражение гравитационного поля для сферической или эллипсоидальной модели с помощью стандартных кубатурных формул) приводит к существенному увеличению времени вычислений (при сохранении требований к погрешности). Это происходит из-за изменения вычислительной сложности алгоритма с линейной на квадратичную (от числа элементов разбиения модели и числа точек вычисления поля), что является непрактичным при исследовании реальных моделей. В данной работе мы рассмотрим построение алгоритма, позволяющего уменьшить время вычислений по сравнению с «наивным» подходом на два порядка. В качестве «побочного» эффекта предложенный способ также (для ряда частных случаев) способен уменьшить погрешность счета в 10–1000 раз по сравнению с кубатурными формулами (в зависимости от размера сетки).

Постановка задачи

Определим «эллипсоидальную» трехмерную плотностную модель до глубины

H. Пусть ее «верхняя» граница S (со стороны раздела земля-воздух) – часть поверхности эллипсоида вращения (например, референц-эллипсоида Красовского), все точки, расположенные на расстоянии не более H вдоль внутренней нормали к S, включены в модель. В указанной области $D \subset R^3$ задано распределение плотности $\rho(p)$, $p \in D$.

«Вертикальная» составляющая Δg напряженности гравитационного поля, создаваемого областью D, во внешней точке $q \notin D \backslash \partial D$ определяется интегралом:

$$\Delta g(q) = -\gamma \frac{\partial}{\partial \vec{n}_q} \int_D \frac{\rho(p) dV_p}{|\vec{r} - \vec{r}_0|}, \qquad (1)$$

где γ – гравитационная постоянная; dV_p – элемент объема интегрирования; $\vec{n}_q$ внешняя нормаль к S в ортогональной проекции точки q на S (т. е. в случае «сферической» модели $\vec{n}_q$ совпадает с нормалью к поверхности эллипсоида); $\vec{r}$ и $\vec{r}_0$ – радиус-векторы точек p и q, соответственно. Стоит отметить, что данная формула описывает проекцию полного вектора напряженности гравитационного поля на единичный вектор $\vec{n}_q$, тем самым Δg – часть полного поля в направлении $\vec{n}_q$.

Пусть «базовый» эллипсоид вращения имеет экваториальный и полярный радиусы равные a и b. Положение точки на поверхности эллипсоида вращения однозначно определяют геодезические широта $B \in \left[-\frac{\pi}{2}; \frac{\pi}{2}\right]$ и долгота $L \in (-\pi; \pi]$ (за исключением «полюсов», где долгота не определена). В качестве третьей координаты примем расстояние от точки до поверхности эллипсоида взятое со знаком «+», если точка лежит вне эллипсоида, со знаком «–», если точка лежит внутри него. Положение точки в пространстве однозначно определяется тремя величинами: (L, B, H), если положить $H > -N(1 - e^2)$.

Здесь $N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 B}}$ – радиус кривизны первого вертикала; $e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$ – эксцентриситет эллипсоида. При выборе строгого неравенства в ограничении на глубину H данная тройка параметров не определяет область круга радиусом ae^2 с центром в центре эллипсоида, расположенного в «экваториальной» плоскости; если выбрать нестрогое неравенство – для внутренней области того же круга теряется однозначность. На оси вращения долгота не определена.

Построим разбиение области D на элементы $D_{i,j,k}$ таким образом, что $D = \bigcup_{i,j,k} D_{i,j,k}$; $i = 1,2,..,N_i$; $j = 1,2,..,N_j$; $k = 1,2,..,N_k$. Поле Δg в точке q от всей модели D можно записать через сумму, как и для случая «плоской» модели (Мартышко и др., 2013), но от «сфероидальных» элементов разбиения:

$$\Delta g(q) = \gamma \sum_{i=1}^{N_i} \sum_{j=1}^{N_j} \sum_{k=1}^{N_k} \rho_{i,j,k} G_{i,j,k}(q), \qquad (2)$$

где $G_{i,j,k}(q)$ – поле в точке q с точностью до коэффициента γ области $D_{i,j,k}$ с единичной плотностью. Для вычисления $G_{i,j,k}(q)$ введем в пространстве эллипсоидальной модели прямоугольную геоцентрическую систему координат $Oxyz$: центр O поместим в центр «базового» эллипсоида, ось Oz совместим с его осью вращения и направим от «южного полюса» к «северному» (т. е. точки с $B = \pi/2$ имеют $z > 0$), ось Ox направим в точку (0, 0, 0) пересечения «экватора» и нулевого меридиана, ось Oy дополняет систему до правой. Формулы перехода от координат (L, B, H) к (x, y, z) следующие:

$$\begin{cases} x = (N + H)\cos B \cos L \\ y = (N + H)\cos B \sin L \\ z = (N(1 - e^2) + H)\sin B \end{cases}, \qquad (3)$$

при этом $$\vec{n} = \begin{pmatrix} \cos B \cos L \\ \cos B \sin L \\ \sin B \end{pmatrix} \qquad (4)$$

есть вектор единичной внешней нормали к эллипсоиду в точке (L, B, 0).

Интеграл (1) для поля $G_{i,j,k}(q)$, очевидно, аналитически не выражается. Численно по кубатурным формулам его посчитать

также проблематично (как будет показано в дальнейшем), поскольку на границы $D_{i,j,k}$ мы не накладываем никаких дополнительных ограничений с целью сохранить возможность выбора произвольного разбиения, а с формулами численного интегрирования первого – второго порядка для достижения приемлемой точности потребуется большое число узловых точек. Поэтому мы предлагаем, следуя (Мартышко и др., 2018), вычислять интеграл (1) не от самих элементов $D_{i,j,k}$, а от близких им по форме аппроксимирующих многогранников $\hat{D}_{i,j,k}$. Построить такой многогранник можно, проведя триангуляцию $D_{i,j,k}$ в пространстве *Oxyz*. Множество всех треугольников образует множество граней $\hat{D}_{i,j,k}$, обозначим его $S\left(\hat{D}_{i,j,k}\right)$. Таким образом,

$$G_{i,j,k}(q) \approx \hat{G}_{i,j,k}(q) = -\frac{\partial}{\partial \vec{n}_q} \int\limits_{\hat{D}_{i,j,k}} \frac{dV_p}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|}, \quad (5)$$

где $\vec{r}_0$ – радиус-вектор точки вычисления поля q в геоцентрической системе прямоугольных координат (3); $\vec{n}_q$ – внешняя нормаль к поверхности «базового» эллипсоида в ортогональной проекции точки q на нее, вычисляется по формуле (4); $\vec{r}$ – радиус-вектор точки p, по координатам которой ведется интегрирование, в том же преобразованном пространстве координат *Oxyz*.

Перейдем в (5) к интегрированию по поверхности, воспользовавшись формулой Остроградского:

$$\hat{G}_{i,j,k}(q) = \left(\vec{n}_q, \int\limits_{\hat{D}_{i,j,k}} \nabla_p \left(\frac{1}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|} \right) dV_p \right) =$$

$$= \left(\vec{n}_q, \oint\limits_{\partial \hat{D}_{i,j,k}} \frac{\vec{n}_p}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|} dS \right).$$

Далее разобьем поверхностный интеграл на части по граням $\hat{D}_{i,j,k}$, принимая во внимание, что внешняя нормаль $\vec{n}_p$ в точке интегрирования постоянна для каждой грани:

$$\hat{G}_{i,j,k}(q) = \sum_{S_{i1} \in S\left(\hat{D}_{i,j,k}\right)} \left(\vec{n}_q, \vec{n}_{i1}\right) \int\limits_{S_{i1}} \frac{dS}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0\right|}, \quad (6)$$

где $\vec{n}_{i1}$ – внешняя нормаль к грани S_{i1}. Осталось записать формулу для внутреннего интеграла в (6) от треугольника S_{i1}

Обозначим: $\vec{r}_i$ (i = 1,2,3) – радиус-вектора вершин треугольника $\langle p_1, p_2, p_3 \rangle$; $\vec{a}_i = \vec{r}_i - \vec{r}_0{}'$ – расстояние от точки q до этих вершин. Каждый из треугольников можно задать через направляющие вектора $\vec{a}_{j,i} = \vec{a}_i - \vec{a}_j = \vec{r}_i - \vec{r}_j$ и определить нормаль через векторное произведение $\vec{N} = \left[\vec{a}_{i-1,i}; \vec{a}_{i,i+1}\right]$, при этом $\left|\vec{N}\right|$ равен удвоенной площади треугольника. Расстояние (со знаком) от точки наблюдения q до плоскости треугольника вычисляется через скалярное произведение $\left(\vec{a}_i; \vec{n}\right)$, где $\vec{n} = \vec{N} / \left|\vec{N}\right|$ – единичная нормаль.

Интеграл по треугольной грани S_{i1} вычисляется в явном (аналитическом) виде:

$$\int\limits_{\langle p_1, p_2, p_3 \rangle} \frac{dS}{\left|\vec{r} - \vec{r}_0{}'\right|} = -\frac{\pi}{2} \left|\left(\vec{a}_1; \vec{n}\right)\right| +$$

$$+ \sum_{i=1}^{3} \left(\left(\vec{a}_i; \left[\vec{A}_{i-1,i}; \vec{n}\right]\right) \ln \frac{\left(\vec{A}_{i-1,i}; \vec{a}_i\right) + \left|\vec{a}_i\right|}{\left(\vec{A}_{i-1,i}; \vec{a}_{i-1}\right) + \left|\vec{a}_{i-1}\right|} - \right. \quad (7)$$

$$\left. - \left(\vec{a}_i; \vec{n}\right) arctg \frac{\left(\left[\vec{a}_{i-1,i}; \vec{a}_i\right]; \left[\vec{a}_{i,i+1}; \vec{a}_i\right]\right)}{\left(\vec{a}_i; \vec{N}\right)\left|\vec{a}_i\right|} \right),$$

где $\vec{A}_{j,i} = \dfrac{\vec{a}_{j,i}}{\left|\vec{a}_{j,i}\right|}$.

Формула (7) получена авторами путем непосредственного интегрирования.

Резюмируем процесс вычисления вертикальной компоненты поля $\Delta g(q)$ от сферической модели D:

1) выбираем триангуляцию поверхности элемента разбиения $D_{i,j,k}$, таким образом аппроксимируя его многогранником $\hat{D}_{i,j,k}$, и получаем множество граней $S\left(\hat{D}_{i,j,k}\right)$, все координаты при этом – в декартовой системе *Oxyz*;

2) при помощи формул (6) и (7) считаем вертикальную компоненту поля $\hat{G}_{i,j,k}(q)$ многогранника $\hat{D}_{i,j,k}$ в точке q, вектор нормали $\vec{n}_q$ вычисляем по формуле (4);

3) принимаем $G_{i,j,k}(q) \approx \hat{G}_{i,j,k}(q)$ и, суммируя поля всех $\hat{D}_{i,j,k}$ по формуле (2), находим искомое $\Delta g(q)$.

Погрешность и сходимость предложенного метода

Перед переходом к практической задаче был проведен ряд численных экспериментов с тестовой моделью постоянной плотности и с геометрическими характеристиками одной из далее описанных реальных моделей. Проведенные тесты (Мартышко и др., 2018) показали, что для предлагаемого метода многогранников латеральное равномерное разбиение 1335 × 968 в проекции Гаусса-Крюгера позволяет достигнуть относительной погрешности равной 0,01%. Считая такое значение приемлемым, будем использовать полученный шаг разбиения для дальнейших расчетов. Сравнение предложенного метода и метода Гаусса-Лежандра позволяет подтвердить, что с уменьшением диаметра разбиения, оба метода сходятся к одному и тому же значению. Заметим, однако, что доступные авторам вычислительные ресурсы позволили уменьшать диаметр разбиения для метода Гаусса-Лежандра лишь до достижения относительной погрешности равной 0,05%. Для достижения 0,01% потребовалось бы примерно 120 ч работы программы. Предложенный же метод показал временные затраты в 143 с (на том же самом оборудовании), что можно расценивать как ускорение работы на три десятичных порядка.

Вычисление полей для реальных моделей

Для двух региональных плотностных моделей, построенных в Институте геофизики ИГФ УрО РАН в результате решения линейной обратной задачи гравиметрии по наблюденному полю с невязкой менее 1% (Дружинин и др., 2014; Martyshko et al., 2015; Мартышко и др., 2016): Тимано-Печорской плиты (793 × 1057 × 80 км с элементом разбиения 3,1 × 4,13 × 1 км) и плотностной модели Уральского региона (1336 × 969 × 80 км с элементом разбиения 1 × 1 × 1 км), получены соответствующие им сфероидальные модели. В качестве «базового» взят эллипсоид Красовского с параметрами a = 6378,245 км, b = 6356,863 км, центральные меридианы для проекции Гаусса-Крюгера проходят примерно через географические центры территорий. На верхних границах плоских моделей на равномерной сетке (256 × 256 точек поля для первой модели и 1336 × 969 точек для второй) посчитана вертикальная составляющая гравитационного поля. Визуальное представление посчитанного поля для второй модели приведено на рис. 1 (цветная вкладка).

Описанный метод был реализован с использованием технологии CUDA. Расчёты проводились на 8-ми NVIDIA GPU: 3x GeForce GTX TITAN Black, 3x GeForce GTX TITAN X, 2x Quadro M6000. Время счета поля для первой модели составило ~80 мин (разбиение «по полю» 256 × 256, разбиение модели 256 × 256 × 81), для второй – ~270 ч (разбиение «по полю» 1335 × × 968, разбиение модели 1335 × 968 × 81).

Заключение

Разработан и описан метод, позволяющий решать прямую задачу гравиметрии для тел любой геометрии, аппроксимируя их многогранниками. Показано, что предложенный алгоритм может быть эффективно (с точки зрения вычислительных ресурсов) реализован с использованием современных технологий распараллеливания вычислений, что позволяет сократить время вычислений в 10–1000 раз по сравнению со стандартными кубатурными методами и в ряде частных случаев уменьшить погрешность результата на несколько порядков.

В дальнейших наших работах предложенный способ станет основой для разработки и реализации метода решения обратной задачи гравиметрии для сферических и эллипсоидальных тел.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00916 А).

Литература

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с. [http://igeoph.net/Documents/Druzh_Mart_Nach_Osip_2014.pdf].

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 702–707. [http://link.springer.com/article/10.1134%2FS1028334X13060172].

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Федорова Н.В., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Теория и методы комплексной интерпретации геофизических данных. Екатеринбург: УрО РАН, 2016. 94 с. [http://igeoph.net/book.pdf].

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. О решении прямой задачи гравиметрии в криволинейных и декартовых координатах: эллипсоид Красовского и «плоская» модель // Физика Земли. 2018. № 4. С. 31–39. DOI: 10.1134/S0002333718040075 [https://elibrary.ru/item.asp?doi=10.1134/S0002333718040075].

Martyshko P.S., Byzov D.D., Ladovskii I.V., Tsidaev A.G. 3D density models construction method for layered media // 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015. Albena. Bulgaria, 2015. B. 2. Vol. 1. P. 425–432. DOI: 10.5593/SGEM2015/B21/S8.053 [https://www.scopus.com/record/display.uri?eid=2-s2.0-84946544653&origin=resultslist].

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.7.43 УДК 550.38

СПЕКТРАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ШУМА В ДИАПАЗОНЕ НИЗКИХ ЧАСТОТ

Сокол-Кутыловский О.Л. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Рассмотрено спектральное распределение геомагнитного шума низких частот, измеренного в режиме накопления сигнала при помощи магнитомодуляционного датчика магнитной индукции в спокойном геомагнитном поле. Приведено сравнение измерений геомагнитного шума датчиками различного типа. Показано, что для получения представительного спектра распределения геомагнитного шума низких частот необходимо увеличивать время накопления сигналов не менее чем до 100 периодов нижней частоты измеряемого магнитного поля.

Измерения магнитного поля, датчик магнитной индукции, геомагнитный шум.

SPECTRAL DISTRIBUTION OF GEOMAGNETIC NOISE IN A RANGE OF LOW FREQUENCIES

Sokol-Kutylovskii O.L. – Institute of Geophysics UB of the RAS, Yekaterinburg

Abstract. The spectral distribution of low-frequency geomagnetic noise measured in the signal accumulation mode by means of a magnetomodulation magnetic induction sensor in a quiet geomagnetic field is considered. A comparison of measurements of geomagnetic noise by sensors of various types is given. It is shown that to obtain a representative low-frequency geomagnetic noise distribution spectrum, it is necessary to increase the signal accumulation time to at least 100 periods of the lower frequency of the measured magnetic field.

Measurements of the magnetic field, magnetic induction sensor, geomagnetic noise.

Введение

Геомагнитный шум в виде короткопериодических колебаний с частотами выше 1 Гц изучается и регистрируется на магнитных обсерваториях, как правило, с помощью индукционных датчиков, которые не могут иметь плоскую амплитудно-частотную характеристику в достаточно широком диапазоне частот. По этой причине сложно получить адекватное спектральное распределение амплитуды геомагнитного шума по частотам. В отличие от индукционных датчиков, магнитомодуляционные датчики (ММД) имеют плоскую амплитудно-частотную характеристику во всем диапазоне частот полосы пропускания. Нижняя граница полосы пропускания ММД ограничена температурным и временным дрейфом элементов электронной схемы и ориентировочно равна 0,1 Гц. Именно такая нижняя частота нормированной амплитуды собственного шума источников опорного напряжения, применяемых в ММД. Верхняя граница полосы пропускания определяется частотой модуляции и составляет примерно одну десятую ее часть. Так как частота модуляции ферромагнитного сердечника достигает 1 МГц, то верхняя частота пропускания может быть около 100 кГц. Однако регистрировать слабые сигналы такой частоты проблематично по причине отсутствия аналого-цифровых преобразователей (АЦП) высокой разрядности, обеспечивающих достаточно точное преобразование сигналов высокой частоты. Для надежной регистрации сигналов магнитной индукции амплитудой менее 1 пТл требуется высокий коэффициент преобразования (50–100 мВ/нТл) и применение 24-х разрядных АЦП дельта-сигма преобразования, которые с достаточной точностью обеспечивают верхнюю частоту пропускания 1–2 кГц в одноканальном режиме, а в трех или четырехканальном варианте – около 200 Гц.

Для получения представительного спектра амплитуды распределения геомагнитного поля в диапазоне частот 0,1–200 Гц необходимы продолжительные измерения с накоплением сигналов в течение 1–3 часов при времени дискретизации АЦП порядка 2 мс. С этой целью осуществлялся

выборочный мониторинг спокойного геомагнитного поля при определяемом ИЗМИРАН К-индексе, равном единице. Чтобы исключить техногенные электромагнитные помехи, место измерения выбиралось вдали от населенных пунктов, железнодорожных линий и линий электропередач. Большая часть измерений проводилось на юге – юго-западе Артинского района и в прилегающих малонаселенных районах Башкирии. Приходилось также учитывать возможное влияние неблагоприятных погодных условий. Поэтому количество полноценных измерений геомагнитного шума в условиях спокойного геомагнитного поля не превысило двух десятков за последние несколько лет.

Датчик вертикальной *Z*-компоненты геомагнитного поля ориентировался при помощи встроенного уровня, датчик горизонтальной *X*-компоненты устанавливался с помощью компаса по магнитному меридиану, а датчик горизонтальной *Y*-компоненты – ортогонально направлению магнитного меридиана.

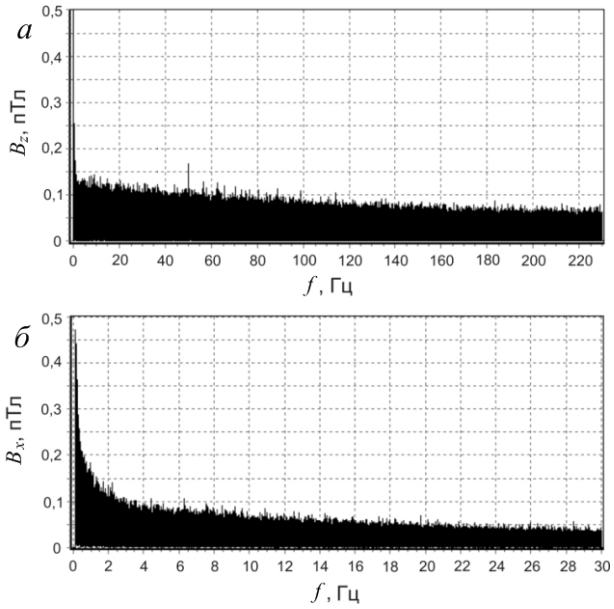


Рис. 1. Примеры минимального уровня геомагнитного шума, полученные в режиме накопления сигнала при помощи ММД 10.10.2017 г. в Артинском районе при полосе пропускания 230 Гц (*а*) и 25.05.2017 г. при полосе пропускания 30 Гц (*б*)

Некоторые результаты измерения амплитуды геомагнитного шума низких частот

Два примера спектров с минимальным измеренным уровнем геомагнитного шума показаны на рис. 1. Верхний спектр (рис. 1, *а*) получен 10.10.2017 г. в Артинском районе при полосе пропускания ММД 0,1–230 Гц. Максимальная амплитуда вертикальной составляющей геомагнитного шума B_z в этой полосе пропускания в течение всей записи, продолжавшейся 2,5 часа, составляла ~0,5 нТл (от пика до пика), а полная амплитуда вектора магнитной индукции $|\mathbf{B}| \leq 1{,}5$ нТл.

На спектре записи на рис. 1, *а* наблюдается один пик со средней амплитудой 0,14 пТл на частоте 50 Гц, вызванный далекой линией электропередач. Минимальный шум на частоте 1 Гц – 0,15 пТл, а на частоте 225 Гц – 0,07 пТл, что соответствует плотности геомагнитного шума менее 5 фТл·Гц$^{-1/2}$. Нижний спектр (рис. 1, *б*) получен 25.05.2017 г. при полосе пропускания ММД 0,1–30 Гц. Максимальная амплитуда горизонтальной составляющей геомагнитного шума B_x в этой полосе пропускания в течение всей записи, продолжавшейся 3 часа, составляла ~0,2 нТл (от пика до пика), а полная амплитуда вектора магнитной индукции, $|\mathbf{B}|$, не превышала 0,4 нТл. Средняя амплитуда геомагнитного шума горизонтальной составляющей B_x на частоте 1 Гц – 0,16 пТл, а на частоте 30 Гц – 0,04 пТл, что соответствует плотности геомагнитного шума менее 7 фТл·Гц$^{-1/2}$.

Пока нет более продолжительной записи в аналогичном спокойном геомагнитном поле и точно не определен собственный уровень шума ММД, измеренные выше величины геомагнитного шума можно считать минимальными, которые можно получить с помощью ММД в режиме накопления сигнала. Амплитуда шума, которая превышают полученные выше значения, относится только к внешнему магнитному шуму, в данном случае – к геомагнитному.

На рис. 2 показаны спектры распределения амплитуды геомагнитного шума в полосе пропускания ММД 0,1–230 Гц для

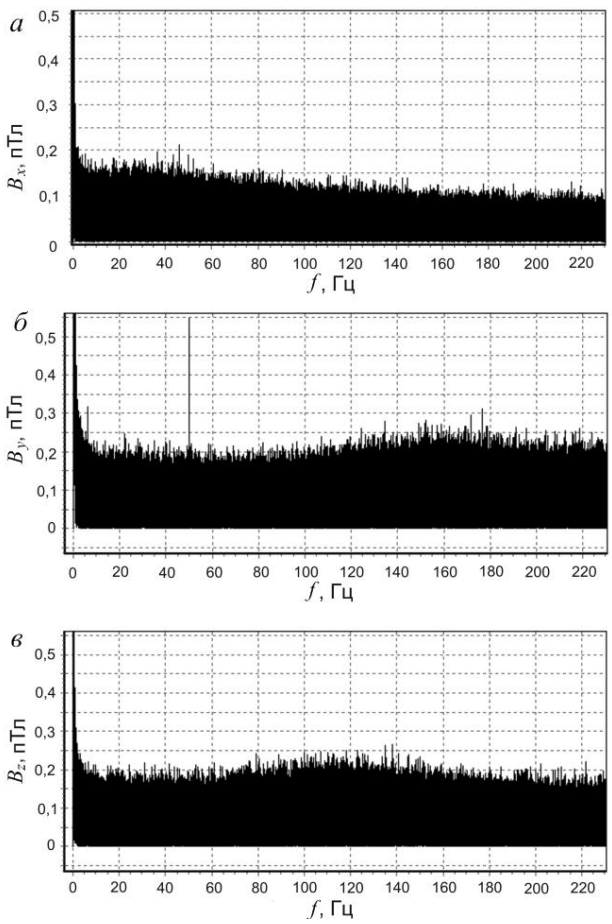


Рис. 2. Распределение амплитуды геомагнитного шума по частотам для трех компонент геомагнитного поля, B_x, B_y и B_z, полученное 19.09.2018 г. в спокойном геомагнитном поле при продолжительности записи два часа

трех компонент геомагнитного поля, полученные 19.09.2018 г.

Максимальная амплитуда геомагнитного шума в полосе пропускания ММД при длительности записи около двух часов, составляла 0,7, 0,95 и 0,9 нТл (от пика до пика) для B_x, B_y и B_z, соответственно. Следовательно, полный вектор магнитной индукции достигал 1,48 нТл. По данным ИЗМИРАН К-индекс во время записи был равен единице, то есть заметных возмущений геомагнитного поля наблюдаться не должно. Вид спектра составляющей B_x на рис. 2, *а* не сильно отличается от типичного спектра для спокойного геомагнитного поля, показанного на рис. 1, *а*, за исключением общего подъема уровня шума в ~1,5 раза и несколько повышенной активности в области частот 40–50 Гц. В то же время вид спектров составляющих B_y и B_z на рис. 2, *б* и 2, *в* принципиально иной: нет монотонного снижения уровня шума с ростом частоты. На рис. 2, *б*, начиная с частоты 80 Гц и до частоты 170 Гц, амплитуда шума растет, а далее, до верхней частоты полосы пропускания, остается явно повышенной. На рис. 2, *в*, начиная от 60 Гц и до верхней частоты полосы пропускания, наблюдается повышенный геомагнитный шум. То есть в спокойном геомагнитном поле в отсутствие заметных геомагнитных вариаций амплитуда геомагнитного шума может заметно различаться по величине (в 2–3 и более раз) и иметь различное спектральное распределение. Спектральная линия частотой 50 Гц с амплитудой 0,5 пТл на рис. 2, *б* вызвана излучением далекой линии электропередач. На других составляющих магнитной индукции амплитуда промышленной частоты 50 Гц оказалась ниже уровня геомагнитного шума.

Обсуждение результатов измерений

Измерения уровня геомагнитного шума в спокойном геомагнитном поле показали, что средняя амплитуда шума зависит от времени накопления сигналов. При отсутствии явных выбросов амплитуды сигналов в записи и в достаточно представительном спектре (10^5–10^6 отсчетов АЦП), где амплитуда шума монотонно уменьшается с ростом частоты, средняя амплитуда ориентировочно снижается пропорционально корню квадратному от числа отсчетов АЦП. То есть, при увеличении числа отсчетов в четыре раза средняя амплитуда в спектре снижается почти в два раза. Поэтому не совсем понятно, при каком числе периодов нижней измеряемой частоты будет фиксироваться «истинная» амплитуда геомагнитного шума. Сравнение с индукционными датчиками здесь ничего не проясняет. ММД фиксирует магнитную индукцию, а индукционный датчик – ее производную, $\partial B/\partial t$. Гармонический сигнал одной и той же частоты эти датчики зафиксируют одинаковый, если не учитывать сдвиг фаз на четверть периода сигнала. А

более сложный сигнал, тем более шумовой, они покажут совершенно разный, ни качественно, ни количественно не сопоставимый. Например, при задании магнитного сигнала в виде меандра, ММД выдаст на выходе меандр, а индукционный датчик покажет два коротких импульса разной полярности, по фронту и по спаду меандра. Амплитуда этих импульсов будет зависеть от крутизны фронтов меандра. Индукционный датчик исказит шумовой сигнал по фазе и амплитуде до полной неузнаваемости. Спектры этих шумовых сигналов тоже будут совершенно разными. В том и достоинства ММД, что благодаря неизменному коэффициенту преобразования в полосе пропускания измерительного тракта он позволяет получить адекватное спектральное распределение сигнала магнитной индукции по частоте.

Из векторных датчиков магнитной индукции корректно сравнивать ММД с феррозондовым магнитометром и со СКВИДом. Но так как феррозонды имеют значительно больший собственный магнитный шум, остается актуальным только сравнение ММД со СКВИДами. В работе (Введенский, Ожогин, 1986) приведены ориентировочные значения типичной амплитуды геомагнитных вариаций, полученных при измерении низкотемпературными СКВИДами, применяемыми в биомагнитных измерениях: на частоте 0,01 Гц – ~1 нТл; на частоте 0,1 Гц – ~70 пТл; на частоте 1 Гц – ~10 пТл; на частоте 10 Гц – ~5 пТл, на частотах от 100 до 1000 Гц – порядка нескольких пикотесла. Из этих оценок уровня геомагнитного шума следует, что чувствительность ММД с большим запасом обеспечивает возможность измерения геомагнитного шума низких частот.

На рис. 3 показана плотность геомагнитного шума при высоком и при минимальном уровне микропульсаций геомагнитного поля, полученная с помощью низкотемпературного СКВИДа (Ko et al., 1982).

В работе (Ko et al., 1982) не сообщается о продолжительности записи, по которой строились спектры геомагнитного шума, показанные на рис. 3. Но указана полоса пропускания измерительного тракта (0,01 Гц). По всей вероятности под 0,01 Гц подразумевалась нижняя граница полосы пропускания, иначе сигналы частот выше 0,01 Гц, показанные на рис. 3, не могут быть зафиксированы. То есть спектры распределения геомагнитного шума, показанные на рис. 3, были получены при продолжительности записи 100 с. Если перестроить спектр геомагнитного шума по данным, зафиксированным с помощью ММД за время записи 100 с, то получится кривая, приближающаяся к типичному уровню геомагнитного фона с минимальным уровнем микропульсаций (рис. 3, нижняя кривая).

Никаких явных локальных резонансов по данным измерений ММД не наблюдается, а величина плотности геомагнитного шума при длительности записи более двух часов, полученная при помощи ММД и соответствующая рис. 1, еще на порядок ниже, чем уровень шума при длительности записи, равной 100 с (нижняя кривая на рис. 3).

На рис. 4 показана плотность магнитного шума, измеренная с помощью высо-

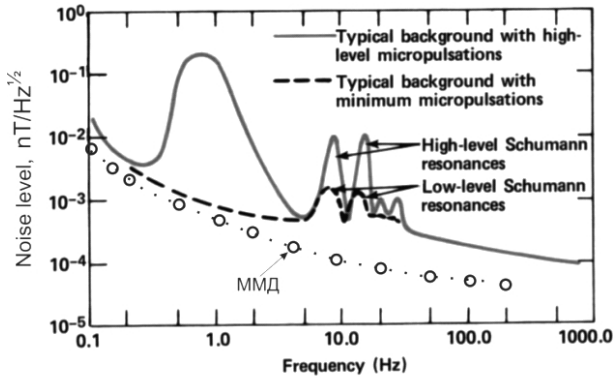


Рис. 3. Распределение плотности геомагнитного шума от частоты, полученное при помощи СКВИД-магнитометра (взято из работы (Ko et al., 1982)). Для сравнения, на рисунок наложена плотность геомагнитного шума в диапазоне частот 0,1–240 Гц, полученная при помощи ММД придлительности записи 100 с (нижняя кривая, отмеченная кружками)

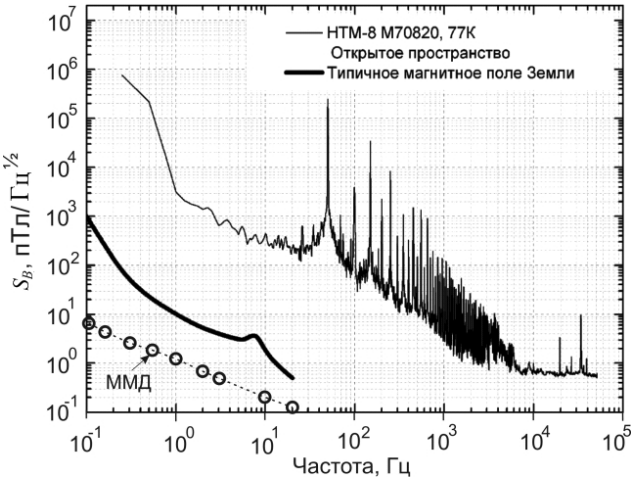


Рис. 4. Распределение плотности геомагнитного шума S_B от частоты, полученное при помощи СКВИД-магнитометра в открытом пространстве, и магнитное поле Земли в диапазоне 0,1–20 Гц из работы (Бурмистров, 2009). Для сравнения, на рисунок наложена плотность геомагнитного шума в диапазоне 0,1–20 Гц, полученная при помощи ММД при длительности записи 100 с (нижняя кривая, отмеченная кружками)

котемпературного СКВИДа в открытом пространстве в условиях города (Бурмистров, 2009). Здесь же для сравнения дана плотность шума типичного геомагнитного поля до частоты 20 Гц (жирная кривая). Так как приведенная на рис. 4 шкала начинается от частоты 0,1 Гц, то примем за минимальную длительность записи 100 с, что соответствует десяти периодам нижней частоты полосы пропускания. Так же, как и на рис. 3, на рис. 4 отмечен резонанс с максимумом порядка 2–3 пТл на частоте ~8 Гц. Зависимость плотности геомагнитного шума, полученная при помощи ММД при длительности записи 100 с и наложенная на рис. 4, значительно ниже плотности приведенного в работе (Бурмистров, 2009) геомагнитного шума. При измерениях с помощью ММД никаких специфических резонансов в диапазоне измерений не наблюдается, хотя величина геомагнитного шума на порядок ниже.

Следует отметить, что время измерения сигналов низких частот, вмещающее всего лишь десять периодов нижней частоты полосы пропускания, явно недостаточно для получения представительного спектра. Начальный участок спектра получается неравномерным, с неприемлемо большим разбросом значений амплитуды соседних частот. Увеличение времени накопления в десять раз, до ста периодов нижней частоты полосы пропускания, значительно сглаживает спектр, по крайней мере, разброс соседних значений амплитуды снижается до 30% и менее.

Выводы

1. В спокойном геомагнитном поле в отсутствие заметных геомагнитных вариаций амплитуда геомагнитного шума может различаться по величине (в 2–3 и более раз) и иметь различное спектральное распределение.

2. В литературе нет обоснованной методики определения уровня геомагнитного шума и его спектральной плотности.

3. Как показывает сравнение результатов измерения уровня геомагнитного шума ММД и СКВИД-магнитометрами, при сопоставимых условиях ММД могут надежно измерять геомагнитный шум в спокойном геомагнитном поле.

4. В спокойном геомагнитном поле в области частот 0,1–240 Гц в районе Среднего Урала никаких специфических резонансов геомагнитного шума не наблюдается.

Литература

Бурмистров Е.В. Градиентометр на базе ВТСП СКВИДов для работы в неэкранированном пространстве: Дис. … канд. ф.-м. наук. Моск. гос. университет. М., 2009. 107 с.

Введенский В.Л., Ожогин В.И. Сверхчувствительная магнитометрия и биомагнетизм. М.: Наука, 1986. 199 с.

Ko H.W., Giannini J.A. and Herchenroeder P.J. Oceanographic ELF electromagnetic investigations at APL // Johns Hopkins APL Technical Digest. 1982. Vol. 3. No 1. P. 59–66.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.8.48 УДК 550.832

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЙ ШУМ КАК ИНДИКАТОР ХАРАКТЕРА НАСЫЩЕННОСТИ ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ

Троянов А.К., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Баженова Е.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. Экспериментально установлено, что по отношению амплитуд высокочастотных и низкочастотных спектров сигналов естественных геоакустических шумов в скважинах, не вскрытых перфорацией, выделяются пласты-коллекторы, насыщенные нефтью, газом или водой.

Трехкомпонентный геоакустический каротаж, скважина, газонасыщенные пласты, газоконденсатные месторождения, нефтегазоносность, нефтяные месторождения.

GEOACOUSTIC NOISE AS INDICATORS OF CHARACTER OF SATURATION OF LAYERS-COLLECTORS

Troyanov A.K., Igolkina G.V., Astrakhantsev Yu.G., Nachapkin N.I., Bazhenova E.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. It was established experimentally that the relative amplitudes of the high and low frequency spectra of signals geoacoustic natural noise in wells not exposed perforation seams-collectors are allocated, saturated with oil, gas or water.

Three-component geoacoustic logging, borehole, gas-saturated seams, gas-condensate deposits, oil-gas bearing, oil deposits.

Введение

Интерес к проблеме изучения геоакустических шумов Земли (ГАШ) обусловлен возможностью получения принципиально новой информации о геологическом строении земной коры, характере протекающих в ней динамических процессов и их активности, а также выявления возможности использования ГАШ при решении задач газонефтяной геофизики. Новизна исследований выдвинула в качестве первоочередных задач создание аппаратурно-методической базы, включающее разработку аппаратуры и методики измерений ГАШ в скважинах, поиск информативных параметров регистрируемых сигналов, изучение особенностей пространственного и временного распределения ГАШ в различных геологических условиях (Николаев, Овчинников, 1992; Троянов, 1995).

Геоакустическая эмиссия (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 показали, что спектр шумового сигнала от дефекта негерметичности обсадной колонны имеет резко выраженные максимумы, при этом высокочастотная составляющая акустических сигналов увеличивается с возрастанием расхода жидкости (Mc Kinley et al., 1973).

Поток воды через заколонное пространство и негерметичности обсадной колонны генерирует в окружающую околоскважинную среду акустические сигналы 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 сигналов, производимых водой и воздухом, продавливаемыми при различных градиентах давлений в лабораторных условиях через специальное моделирующее устройство, по опубликованным данным с увеличением градиента давления расширяются, а максимумы перемещаются в направлении возрастания частот. В диапазоне 0–1 кГц спектр указывает на существование потоков с турбулентной характеристикой, поэтому двухфазный поток в этом случае не отличим от однофазного (Троянов и др., 2012а).

Каждая из компонент, заполняющих твердый скелет породы (нефть с газовым фактором, вода), может быть источником акустических колебаний. Насыщающие пласт вода и нефть с газовым фактором генерируют акустические колебания при дегазация флюида.

В этом случае фильтрационный поток становится неустойчивым, сопровождается пульсациями скорости и давления, что соответствует переходу числа Рейнольдса через критическое значение. При числах Рейнольдса, превышающих критические значения, движение быстро приобретает сложный характер с все меньшими масштабами турбулентности. Чем меньше масштаб движений (расстояние s, на котором заметно меняется скорость пульсаций V), тем больше градиенты скорости и тем сильнее они тормозятся вязкостью флюида.

По мере возрастания числа Рейнольдса сначала появляются крупномасштабные пульсации с наибольшими амплитудами, затем их масштаб уменьшается. Скорость крупномасштабных пульсаций сравнима с изменением средней скорости (ΔV) на протяжении основного масштаба турбулентности. Частоты этих пульсаций имеют порядок V/s. Мелкомасштабные пульсации, соответствующие большим частотам, имеют значительно меньшие амплитуды. Верхний порог их частотного спектра определяется частотами:

$$\omega_0 \approx \frac{V}{\lambda_0} \approx \frac{V}{s\,\mathrm{Re}^{3/4}},$$

где λ_0 – внутренний масштаб турбулентности, который определяет порядок величины масштабов наиболее высокочастотных пульсаций в потоке.

Рассмотренные общие характеристики турбулентного потока раскрывают один из механизмов генерации акустических колебаний в околоскважинной среде.

Другим источником, порождающим упругие колебания (особенно в высокочастотной части акустических сигналов), может быть неравновесный процесс разгазирования нефти. Известно, если пластовое давление совпадает с давлением насыщения флюида газом, то жидкость находится в насыщенном состоянии. Движение газожидкостных систем в пористой среде сопровождается фазовыми переходами, которые влияют на характеристики фильтрации. Фазовые переходы происходят при изменении давления. Движение выделенного объема жидкости в пористой среде связано с изменением давления в нем и, соответственно, выделением газа из жидкости. Темп изменения давления, а значит и темп выделения газа, зависят от скорости движения в коллекторе. Давление может изменяться также в каждой точке во времени.

Процесс фазовых превращений можно считать равновесным, если $dP/dt \approx 0$. При больших значениях dP/dt – процесс неравновесный, и количество новой фазы определяется не только величиной давления, но и скоростью его изменения. В процессе дегазации выделяют докавитационный (пульсация пузырьков преимущественно без схлопывания) и кавитационный режимы, и этот процесс происходит вплоть до установления нового равновесного состояния.

Большую роль играет разность пластового давления и давления насыщения. Эта разность может быть такова, что дегазация в нефти будет происходить при слабой интенсивности сторонних воздействий, например микродеформациях толщи осадочных пород.

Таким образом, рассмотренные выше

процессы имеют нестационарный колебательный характер и могут рассматриваться в качестве физической предпосылки для определения по естественным геоакустическим сигналам характера насыщенности пластов-коллекторов.

Аппаратура и методика

Измерения геоакустических сигналов сопряжены с рядом требований к аппаратуре. Разработанный в Институте геофизики УрО РАН геофизический метод исследования нефтегазовых скважин основан на изучении характеристик геоакустической эмиссии (ГАЭ) в диапазоне частот 0,1–5,0 кГц, отражающей особенности процессов флюидогазодинамики в объеме геологической среды. Использование датчиков-акселерометров с относительными коэффициентами поперечного преобразования не более 6% позволяет уверенно разделять сигналы по трем направлениям. Поперечная чувствительность датчика определяется его максимальной чувствительностью к колебаниям в направлении, перпендикулярном его главной оси, то есть параллельном поверхности, на которой он установлен. Аппаратурно-программный комплекс обладает чувствительностью, позволяющей регистрировать акустический отклик геосреды на деформации порядка 10^{-8}–10^{-11} м (Ипатов и др., 2004). Регистрация геоакустических сигналов в осадочных породах 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 мкВ×с^2/мм. Амплитудный уровень сигналов в разных полосах частот представляется в единицах регистрируемого ускорения (мм/с^2). 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 (Пат. 2445653).

Информация с прибора поступает на последовательный порт персонального компьютера. Разработаны программы ввода информации и вывода ее на монитор ПК. Информация по параметрам ГАЭ выводится в три окна различного цвета. В первое окно выводятся значения измеренных в данной точке параметров ГАЭ, во второе окно – средние значения за 10–20 измерений в данной точке. Третье окно используется для индикации движения скважинного прибора от одной до другой точки измерений по стволу скважины. На монитор также выводятся значения естественной радиоактивности и глубина точки записи. Программа позволяет работать с фиксированным шагом измерений, задаваемым оператором, или с использованием датчика глубин.

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 (Белоглазова, Троянов, 2003).

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 опре-

деляется 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.

Интерпретация результатов исследований геоакустических шумов основана на анализе величин информативных измеренных и расчетных параметров. Измеряемыми параметрами являются амплитудные уровни геоакустических сигналов (ГАС), регистрируемые тремя датчиками в разных полосах частот. По частотам измеренные параметры распределяются следующим образом:

*X*1 и *Y*1 – сигналы с горизонтальных датчиков в диапазоне 0,1–0,5 кГц;

*Z*1 – сигнал с вертикального датчика в диапазоне 0,1–0,5 кГц;

*X*2, *Y*2, *Z*2 – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в полосе частот 0,5–5 кГц;

*X*3, *Y*3, *Z*3 – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в полосе 0,5–1,5 кГц;

*X*4, *Y*4, *Z*4 – сигналы с горизонтальных и вертикального датчиков в полосе частот 2,5–5 кГц.

Сигналы, измеряемые горизонтальными датчиками, программным способом преобразуются в горизонтальные составляющие геоакустических сигналов H_n для каждого диапазона частот: *H*1, *H*2, *H*3, *H*4, где

$$H_n = \sqrt{X_n^2 + Y_n^2}\,.$$

Амплитудные значения параметров *H*1–*H*4 и *Z*1–*Z*4 представляются в единицах регистрируемых датчиками-акселерометрами ускорений и записываются как (мм/с^2). Частотное распределение геоакустических сигналов по каналам (на примере параметра *Z*) приведено на рис. 1, *а*.

Выбор количества каналов и их частотного диапазона осуществляется в результате тщательного изучения в лабораторных условиях спектрального (амплитудно-частотного) состава сигналов. В результате производится оценка информативности геоакустических сигналов о процессах в нефтяных скважинах, в том числе определение характера насыщенности пластов-коллекторов (Пат. 2344285; 2265868). Для пород осадочной толщи интегральный уровень ГАС ограничивается верхними частотами до 0,5 кГц. Типичный спектр ГАС с аналоговой записи на магнитном носителе в толще осадочных пород (водонасыщенный пласт-коллектор) представлен на рис. 1, *б* (1). Наличие более высоких частот в спектре, т. е. больше 0,5 кГц, свидетельствует о другом источнике акустических сигналов. В диапазоне частот 0,5–1,5 кГц появление геоакустических сигналов связано с движением флюида с газовым фактором (рис. 1, *б* (2)). Для интервалов газовыделения по стволу скважины характерна форма дискретного спектра, представленного на

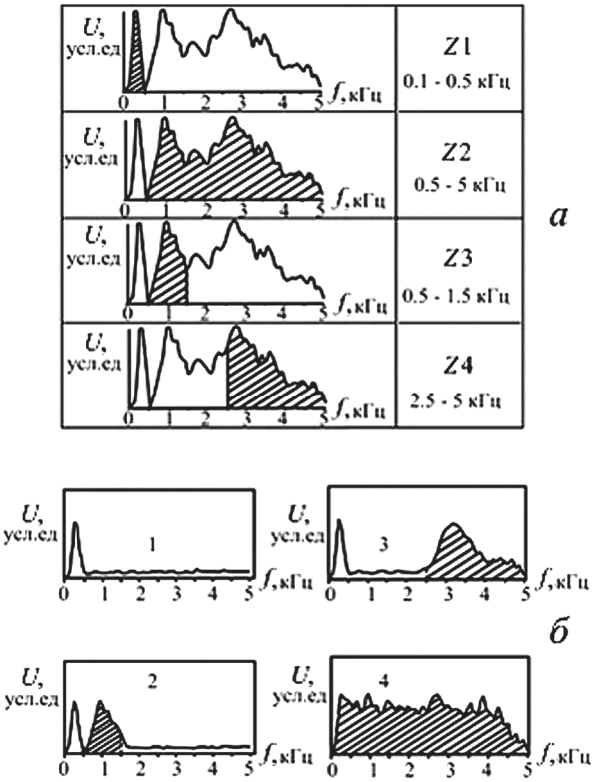


Рис. 1. Области частотного спектра, соответствующие параметрам *Z*1–*Z*4 (*а*) и спектры ГАЭ (*б*):
1 – водонасыщенный пласт; 2 – нефтенасыщенный (флюид с газовым фактором) пласт; 3 и 4 – зоны газовыделения

рис. 1, *б* (3). В случае интенсивного газовыделения спектр ГАС становится непрерывным (рис. 1, *б* (4)), т. е. заполняется сигналами частот всего диапазона. Разделение по компонентам в этом случае практически невозможно из-за их очень больших амплитудных значений.

В ходе многолетних исследований на газонефтяных месторождениях было установлено, что наличие амплитудных аномалий в диапазоне частот 100–500 Гц (параметры *H*1 и *Z*1) характеризует движение флюида в вертикальном или горизонтальном направлениях, а также динамическую активность осадочной толщи пород.

Амплитудные аномалии высокочастотных акустических сигналов (параметры *H*2 и *Z*2) 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 (Троянов и др., 2012б).

Расчетные параметры $G = Z/H$ позволяют в комплексе с другими параметрами кустических сигналов определить интервалы заколонных перетоков газа или газожидкостной смеси. При слабом движении газа или газожидкостной смеси по пласту, когда не наблюдаются интенсивные амплитудные аномалии сигналов с горизонтальных датчиков, применение параметра

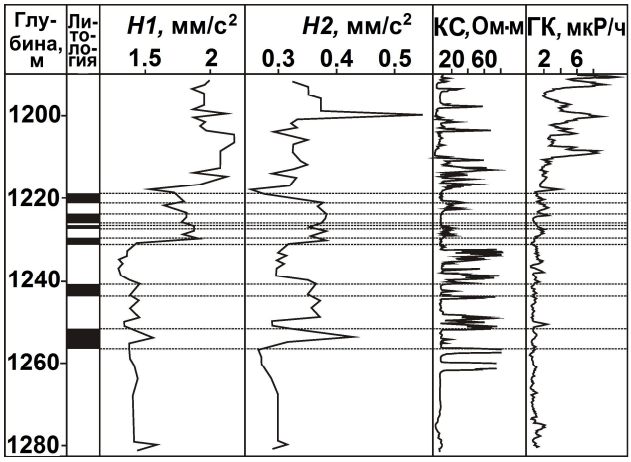


Рис. 2. Определение характера насыщенности коллекторов по данным трехкомпонентного геоакустического каротажа (Киенгопское месторождение, Удмуртия): ▬ – пласт-коллектор

$M = X/Y$ в разных полосах частот позволяет зафиксировать это движение, если X/Y не равно единице. Превышение величины отношения $Nh = H2/H1$ ($Nz = Z2/Z1$) уровня 0,8 указывает на наличие нефти за обсадной колонной с газовым фактором от 15 до 50 м^3/т и более.

Для определения характера насыщенности пласта-коллектора берется отношение сигналов каждого из заданных диапазонов частот к сигналу наименьших из выбранных частот. Эти отношения строятся в виде графиков и отражают характер насыщенности исследуемого пласта. При повторных измерениях оценивается динамическая активность происходящих в пласте процессов.

Результаты и их обсуждение

В качестве примера приведены результаты исследований для определения характера насыщения не вскрытых перфорацией пластов-коллекторов по данным ГАЭ. Измерения проводились на Киенгопском нефтяном месторождении, для определения характера насыщенности карбонатных коллекторов использовались особенности амплитудно-частотного состава геоакустических сигналов водо- и нефтенасыщенных пластов. На рис. 2 показано распределение уровней геоакустической эмиссии в полосах частот 100–500 и 500–5000 Гц в скважине, где аномалиями выделяются пласты газонасыщенной нефти (газовый фактор 17–27 м^3/т) и газоносный пласт на глубине 1200 м. Интенсивность движения флюида (нефти) по пласту определяется амплитудным уровнем параметра *H*1. Как видно из рисунка, уровни эти не одинаковы. В то же время характер насыщенности пластов за счет газового фактора выделяется близкими по значениям аномалиями амплитуд геоакустических сигналов.

На рис. 3 приведены диаграммы метода потенциалов собственной поляризации (ПС), индукционного каротажа (ИК) и параметров *Nz*, *Nx* в скважине Барсуковского нефтегазового месторождения в интервале глубин 1820–1920 м. В этом интервале наблюдается резкая дифференциация нефтенасыщенных пластов по данным геоаку-

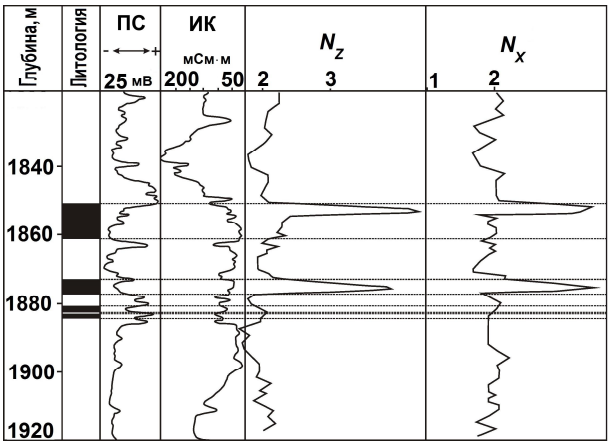


Рис. 3. Определение характера насыщенности коллекторов в скв. 1597 (Барсуковское месторождение, Ямало-Ненецкий АО), интервал глубин 1820–1920 м:
– пласт-коллектор

стического каротажа. Интенсивными аномалиями выделяются нефтенасыщенные коллектора с большим газовым фактором, чем в других пластах. Наличие высокочастотных сигналов в спектрах геоакустических сигналов нефтяных пластов свидетельствует о наличии нефти, но не исключает их частичную обводненность. Измерения проводились в неперфорированной обсаженной скважине.

Исследования в одной из скважин Уренгойского газоконденсатного месторождения (рис. 4) проводились для решения следующих задач: определение профиля притока в интервале перфорации продуктивного пласта и оценка на качественном уровне характера насыщенности вскрытого перфорацией пласта.

Для определения профиля притока в интервале перфорации можно использовать всего два параметра ГАЭ, характеризующие движение флюида и газа из пласта. По диаграмме параметра *H*1 отмечается слабое движение флюида (нефть и вода), по параметру *H*4 в кровельной части данного пласта наблюдается движение нефти с высоким газовым фактором. Диаграмма расчетного параметра *Nh* подтверждает этот вывод. Пласт ниже зоны перфорации в интервале глубин 2946,8–2949,0 м выделяется как нефтенасыщенный (*Nh* = = 1,2) со слабым движением флюида по горизонтали. Поступление нефти из этого интервала по заколонному перетоку в подошвенную часть проперфорированного нефтяного пласта (2938,0–2949,6 м) прослеживается по возрастанию значений *Nh*.

Заключение

Спектры сигналов геоакустических шумов, измеренных в скважинах в диапазоне частот 0,1–5 кГц, различны для пластов-коллекторов, насыщенных нефтью, газом или водой. В практическом плане определение характера насыщенности невскрытых перфорацией пластов-коллекторов позволяет выявлять текущее положение водонефтяного контакта, контролировать процессы обводнения продуктивных толщ и учитывать их при разработке нефтяных и газовых месторождений.

Литература

Белоглазова Н.А., Троянов А.К. Оптимизация комплекса информативных параметров геоакустических шумов при решении задач в нефтегазовых скважинах // Материалы XIII сессии Российского геоакустического общества. М., 2003. С. 57–60.

Ипатов А.И., Городнов А.В., Ипатов С.И., Марьенко Н.Н., Петров Л.П., Скопинцев С.П. Исследование амплитудно-частотных спектров сигналов акустического и электромагнитного шума при

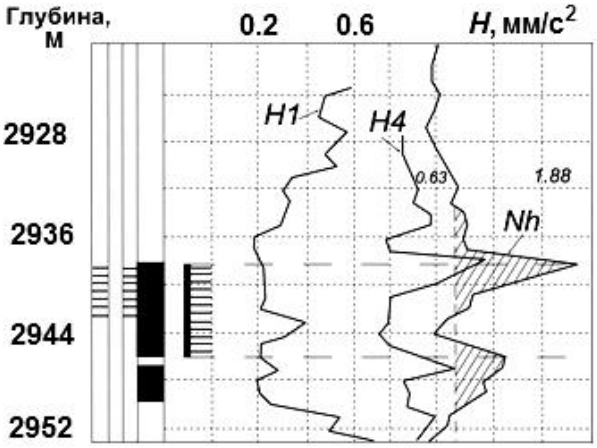


Рис. 4. Изучение профиля притока в интервале перфорации пласта с оценкой характера насыщенности коллектора. Скв. 6443, Уренгойское газоконденсатное месторождение:
– пласт-коллектор

фильтрации флюидов в породах // Геофизика. 2004. № 2. С. 25–30.

Николаев С.А., Овчинников М.Н. Генерация звука фильтрационным потоком в пористых средах // Акустический журнал. 1992. Т. 38. Вып. 1. С. 114–118.

Пат. 2265868 (РФ). Способ определения характера насыщенности пластов-коллекторов / А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, В.В. Уткин. 2005.

Пат. 2344285 (РФ). Способ обнаружения газонасыщенных пластов в скважинах / А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, С.С. Новиков. 2009.

Пат. 2445653 (РФ). Устройство для проведения геоакустического каротажа / Ю.Г. Астраханцев, А.К. Троянов. 2012.

Троянов А.К. Методика и результаты изучения геоакустических шумов в скважинах: Дис. … канд. техн. наук. Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 1995. 197 с.

Троянов А.К., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А., Баженова Е.А. Возможности трехкомпонентного геоакустического каротажа при контроле за разработкой нефтяных скважин // Геофизика. 2012а. № 1. С. 37–41.

Троянов А.К., Иголкина Г.В., Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А. Трехкомпонентный геоакустический каротаж для контроля при разработке газовых месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012б. № 2. С. 53–58.

Mc Kinley R.M., Bower E.M., Rumble R.C. The structure and interpretation of noise from flow behind cemented casing // JPT. 1973. SPE N3999. № 3. P. 329–338.

DOI: 10.25698/UGV.2018.3.9.55 УДК 574.5:539.16.047

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОГЛОЩЕНИЯ ТРИТИЯ ГУМУСОВЫМИ КИСЛОТАМИ

Чеботина М.Я., Гусева В.П. – Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург
Поляков Е.В. – Институт химии твердого тела УрО РАН, Екатеринбург

Аннотация. В задачу исследований входило изучение сорбции трития гуминовой кислотой из водного раствора при разной ее концентрации и продолжительности эксперимента, а также поглощение этого радионуклида двумя типами органического грунта в зависимости от температуры водной среды. Установлено, что коэффициент распределения трития между гуминовой кислотой и водой снижается с увеличением концентрации гуминовой кислоты в растворе и продолжительности эксперимента. В условиях опыта при концентрации кислоты 0,18 мг/мл и длительности эксперимента 100 суток в состав гуминовой кислоты вошло ~20% трития от его исходного содержания в воде. Показано, что гуминовая кислота накапливает тритий из воды с коэффициентом распределения < 1, что свидетельствует о наличии изотопного эффекта при связывании кислотой трития и протия. На примере двух органических грунтов водоема-охладителя Белоярской АЭС обсуждаются данные о вертикальной миграции трития в зависимости от температуры водной среды и времени взаимодействия. Показано, что примерно 10% радионуклида входит в состав гумусовых веществ грунта, остальная часть перемещается в грунте в составе капиллярной и адсорбированной форм влаги.

Тритий, гуминовая кислота, концентрация, изотопный эффект, сорбция, водный грунт, коэффициенты распределения, миграция, температура, диффузия, формы влаги.

EXPERIMENTAL STUDY OF ABSORPTION OF TRITIS BY HUMUS ACIDS

Chebotina M.Ya., Guseva V.P. – Institute of Plant and Animal Ecology, UB of RAS, Yekaterinburg
Polyakov E.V. – Institute of Solid State Chemistry, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. The research task was to study the sorption of tritium by humic acid from an aqueous solution at different concentration and duration of the experiment, as well as the absorption of this radionuclide by two types of organic soil, depending on the temperature of the aquatic environment. It is established that the distribution coefficient of tritium between humic acid and water decreases with an increase in the concentration of humic acid in the solution and the duration of the experiment. Under the experimental conditions, with an acid concentration of 0.18 mg / ml and an experiment duration of 100 days, ~20% of tritium entered into the humic acid composition from its initial content in water. It is shown that humic acid accumulates tritium from water with a distribution coefficient <1, which indicates the presence of an isotopic effect when tritium and protium are coupled with acid. On the example of two organic soils of the reservoir-cooler of the Beloyarsk NPP, data on the vertical migration of tritium are discussed, depending on the temperature of the water environment and the interaction time. It is shown that about 10% of the radionuclide is a part of the humus substances of the soil, the rest is moved in the soil as a part of the capillary and adsorbed forms of moisture.

Tritium, humic acid, concentration, isotopic effect, sorption, aqueous soil, distribution coefficients, migration, temperature, diffusion, moisture forms.

Введение

Тритий – радиоактивный изотоп водорода – относится к числу глобальных радиоактивных загрязнителей водных экосистем планеты. Являясь мягким β-излучателем с $T_{1/2}$ =12,4 лет, он входит в состав водных сред и органических тканей животных и человека и считается важнейшим дозообразующим радионуклидом. Поэтому исследование закономерностей поведения трития в различных условиях загрязнения природных экосистем и сред обитания человека является важной научной задачей.

В настоящее время практически не изучена роль природных гумусовых кислот в процессах поглощения и миграции трития. Несмотря на их широкое распространение в природных водах и других компонентах биосферы, информация о роли гумусовых кислот в качестве сорбентов и переносчиков трития недостаточна, что отчасти можно отнести за счет методических трудностей.

Гумусовые кислоты – коллоидные органические соединения переменного состава, включающие в себя гуминовые и фульвокислоты. Они хорошо накапливают значительную часть химических элементов, концентрируя их в твердой фазе органогенных пород – почв, сапропелей, торфов, горючих сланцев, углей и пр. (Потапова и др., 2008; Водяницкий, 2008; Перминова, 2008). В то же время, растворимая их компонента при определенных условиях среды способствует мобилизации микроколичеств редких и рассеянных элементов, переводя их в миграционное состояние (Моисеенко и др., 2012; Чеботина и др., 2015).

На фиксацию трития в органическом веществе почвы и биоты указано в ряде работ (Elwood, 1971; Bogen, Welford, 1976; Garland, Ameen, 1979). При включении в органическое вещество тканей отмечен изотопный эффект, т. е. пониженное накопление трития по сравнению с протием. Этот эффект установлен для различных видов гидробионтов, выращенных как в лабораторных, так и в природных условиях при разных условиях культивирования (Elwood, 1971; Garland, Ameen, 1979; Рачинский, Ленский, 1965а; 1965б; Ленский, 1971; Adams et al., 1979; Baglan et al., 2013; McFarlane et al., 1979; Jaeschke, Bradshaw, 2013; Frederique Eyrolle-Boyer et al., 2014; Jean-Baptiste et al., 2011). Наблюдаемый эффект обусловлен различиями в физических и химических свойствах изотопов водорода (Jones, 1968).

Цели настоящей работы: 1 – изучить сорбцию трития природной гуминовой кислотой из водного раствора при разной ее концентрации и продолжительности эксперимента; 2 – выявить вхождение трития в органическое вещество водного грунта в процессе вертикальной миграции радионуклида при разных температурных условиях водной среды.

Материал и методика

Материалом исследования служили дистиллированная вода, природная гуминовая кислота, два типа водного грунта (илистый сапропель и затопленная почва Белоярского водохранилища) и радионуклид трития. Последний использовался в виде тритиевой воды (HTO), которая в исходном растворе содержала 0,1 МБк/л трития. Было проведено несколько лабораторных опытов. В одном из них изучали сорбцию трития природной гуминовой кислотой в диапазоне концентраций от 0,02 до 0,18 мг/мл при времени взаимодействия 100 и 270 суток. Гуминовая кислота получена из подземной скважины № 36–РЭ г. Салехарда Тюменской области. Вода, содержащая гуминовую кислоту, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая слабоминерализованная. Концентрация гуминовой кислоты в воде составляла 850–990 мг/л, содержание нейтральных битумов < 1,9 мг/л, кислых битумов < 0,4 мг/л. При изучении сорбции трития гуминовой кислотой в стеклянные колбы с притертыми пробками наливали по 250 мл тритиевой воды, из них отбирали пробы для определения концентрации радионуклида. В зависимости от варианта опыта в сосуды добавляли по 5, 15 и 45 мл гуминовой кислоты, что создавало ее концентрацию в растворе соответственно 0,02; 0,06 и 0,18 мг/мл. Контрольный вариант оставляли без гуминовой кислоты. В процессе проведения опыта из каждого экспериментального сосуда отбирали аликвоту раствора (10 мл) и осаждали гуминовую кислоту добавлением 200 мкг HCl с концентрацией 16 моль/л. Осадок гуминовой кислоты отделяли от раствора путем фильтрования через фильтр «синяя лента». В контрольном растворе также добавляли аналогичный объем HCl с целью учета гашения трития от внесения кислоты.

Во второй серии опытов изучали вер-

тикальную миграцию трития в грунтах Белоярского водохранилища. Для этой цели использовали стеклянные цилиндры высотой 23 см и диаметром 3,5 см. Исследовали сорбцию трития грунтом (переход радионуклида в грунт из водного раствора) и десорбцию из грунта (переход радионуклида из грунта в водную среду). В первом случае увлажненный грунт помещали на дно экспериментального сосуда, уплотняя его таким образом, чтобы исключить образование в нем воздушных прослоек, после чего сверху осторожно заливали раствор, содержащий тритий. Во втором случае на дно сосуда через воронку с удлиненным кончиком заливали раствор, содержащий тритий таким образом, чтобы стенки верхней части сосуда не загрязнялись радионуклидом. После этого через воронку на дно засыпали сухой грунт до уровня меченого тритием раствора, затем сверху заливали чистую дистиллированную воду. Высота слоя грунта и воды была одинакова и составляла 10 см. Сосуды плотно закрывали пробками. В опытах с различной температурой воды экспериментальные сосуды разделяли на три партии, каждую из которых размещали в холодильнике (t = 4 °C), на лабораторном столе (t = 17 °C) и в термостате (t = 42 °C). Продолжительность опытов варьировала от 0,5 до 3-х лет. Из сосудов периодически отбирали пробы свободной воды, находящейся над грунтом.

Для исследования распределения трития в различных категориях влаги и органическом веществе грунта сосуды, заполненные грунтом и водой, меченой тритием, готовили как указано выше и выдерживали при температуре +4 °C в течение 256 суток. Через определенные промежутки времени часть опытов разбирали: воду сливали, грунт полностью извлекали из сосудов и выделяли из него капиллярную и адсорбционную формы влаги. Для выделения капиллярной влаги навески грунта центрифугировали в пробирках с сетчатым дном на центрифуге ЦЛС-3 при скорости 5000 об/мин. Адсорбционную влагу отделяли путем отгонки в специальной печи при температуре 105 °C. Органически связанный тритий определяли путем сжигания грунта при 600 °C в той же печи с последующим улавливанием радионуклида после прохождения через систему охлаждения.

Для радиометрии пробы трития (1 мл) помещали в специальные пузырьки из бескалиевого стекла, куда добавляли по 10 мл сцинтилляционной жидкости ЖС-8. Тщательно закрытые пузырьки помещали в гнезда счетчика на 1 сутки для стабилизации. Пробы в 2-х повторностях просчитывали по 2–3 раза на американской установке «Дельта-300» и определяли концентрацию трития в относительных единицах (имп/мин/мл).

Результаты и обсуждение

В опыте с гуминовой кислотой поглощение трития рассчитывали по разнице активности радионуклида в исходном растворе и после его взаимодействия с кислотой. При расчете вносили поправку на изменение концентрации трития в экспериментальных растворах за счет их разбавления водой, содержащейся в гуминовой кислоте. На рис. 1 представлены полученные в эксперименте коэффициенты распределе-

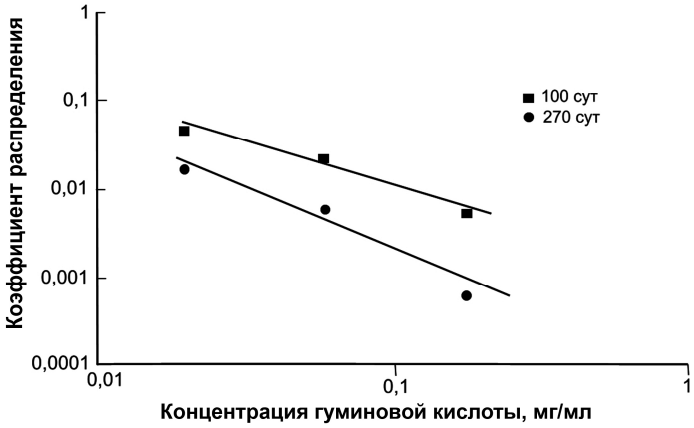


Рис. 1. Коэффициенты распределения трития в системе вода–гуминовая кислота в зависимости от времени экспозиции

ния (КР), рассчитанные как отношение содержания радионуклида в гуминовой кислоте (имп/мин/мг) к его содержанию в воде (имп/мин/мл). Из рисунка видно, что гуминовая кислота накапливает тритий из воды с КР < 1. Последнее свидетельствует о том, что при взаимодействии меченой тритием воды с гуминовой кислотой вследствие процессов изотопного обмена водорода происходит изотопное разбавление индикатора – трития. Наличие изотопного эффекта отмечено при исследовании сорбции трития почвами в работах (Рачинский, Ленский, 1965а; 1965б; Ленский, 1966). По мнению авторов, степень разбавления зависит от содержания в сорбенте изотопно-обменного водорода. В тяжело суглинистых дерново-подзолистых почвах содержание изотопно-обменного водорода составляет 0,2–0,6% от абсолютно-сухого веса почвы (Ленский, 1971).

Данные рисунка свидетельствуют об увеличении изотопного эффекта с увеличением концентрации гуминовой кислоты в водной среде от 0,02 до 0,18 мг/мл и времени экспозиции. По данным работы (Elwood, 1971) изотопный эффект снижается во времени по мере того, как система приближается к состоянию равновесия.

Результаты проведенного эксперимента показали, что при концентрации гуминовой кислоты в растворе 0,18 мг/мл и длительности эксперимента 100 суток в состав гуминовой кислоты вошло ~20% трития, остальные ~80% радионуклида осталось в водной среде. При экспозиции 270 суток относительное содержание трития в гуминовой кислоте снизилось до 3%, при этом ~97% радионуклида оказалось в воде.

Представляло интерес оценить возможность и масштабы вхождения трития в органическое вещество грунта в условиях загрязнения радионуклидом водной среды. Лабораторный опыт моделировал условия водоема-охладителя, куда систематически поступают слаборадиоактивные стоки Белоярской АЭС, содержащие тритий (Чеботина, 2010). Для этой цели был использован илистый сапропель с содержанием органического вещества 90% от сухого веса грунта.

В опыте по сорбции трития илистым сапропелем установлено, что из свободной воды над грунтом тритий входит в различные категории влаги, в том числе в органическое вещество грунта (рис. 2). Основная часть радионуклида в илистом сапропеле находится в капиллярной и адсорбированной формах влаги, которые по концентрации трития практически не различаются. До 10% радионуклида за время эксперимента вошло в состав гумусовых веществ. Равновесное распределение радионуклида в системе вода–грунт в условиях эксперимента устанавливается примерно в течение 8,5 месяцев. Наблюдение, проведенное через три года, показало, что за это время

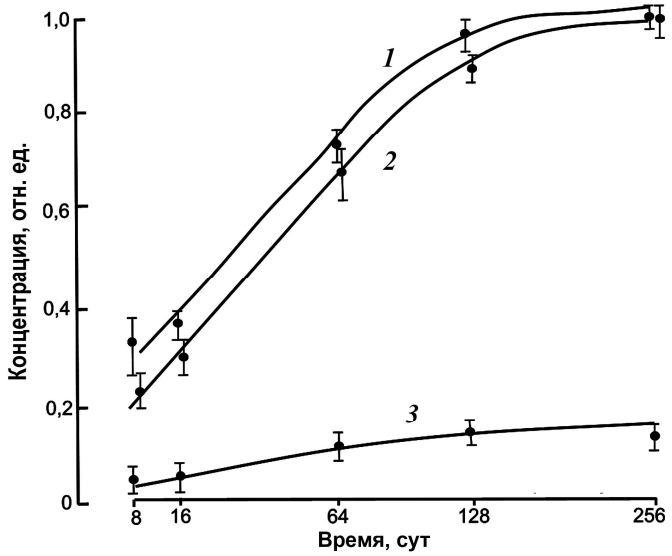


Рис. 2. Изменение относительной концентрации трития в различных категориях влаги и органическом веществе илистого сапропеля при разном времени экспозиции:
1 – капиллярная влага;
2 – адсорбционная влага;
3 – гумусовые вещества

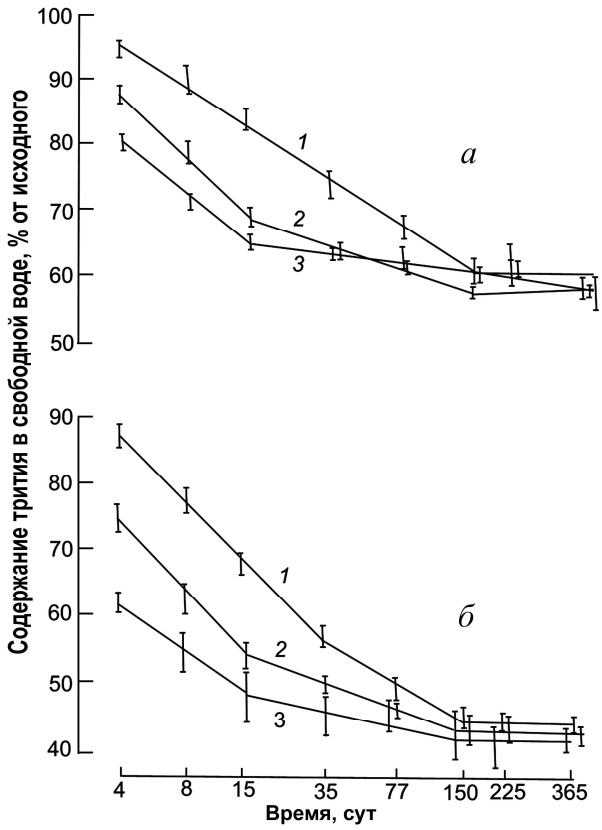


Рис. 3. Переход трития из воды в грунт в зависимости от температуры водной среды *t*, °С:
1 – 4; *2* – 17; *3* – 42;
а – затопленная почва;
б – илистый сапропель

распределение трития между свободной водой, категориями влаги в грунте и гумусовыми веществами практически не изменилось.

В связи с вариабельностью температуры в естественном водоеме было исследовано влияние этого фактора на вертикальную миграцию трития в 2-х типах водного грунта – илистого сапропеля и затопленной почвы. На рис. 3 и 4 в относительных единицах представлены данные, характеризующие переход радионуклида из воды в грунт и из грунта в водную среду в диапазоне температур от 4 до 42 °С. Видно, что процесс выравнивания концентраций трития в системе вода–грунт состоит из 2-х стадий. На первой стадии продолжительностью до 80–100 суток в опыте по сорбции трития водными грунтами вертикальная миграция трития возрастает с увеличением температуры, что проявляется в снижении концентрации радионуклида в свободной воде над грунтом. На второй стадии (100–365 суток) процесс сорбции практически не зависит от температуры. При этом кривые практически выходят на плато, что свидетельствует об установлении равновесия по тритию между водой и грунтом.

Из рисунков видно, что в равновесных условиях в опытах по сорбции трития грунтами из воды в илистый грунт переходит ~58% радионуклида, а в затопленную почву ~40% от его общего содержания (см. рис. 3). При десорбции в конце опыта ~60–70% трития остается в грунте и 30–40% переходит в свободную воду над грунтом (см. рис. 4).

Можно предположить, что миграция трития в вертикальном профиле грунта происходит за счет быстрой диффузии радионуклида в капиллярной и адсорбированной влаге, которая зависит от температуры, и медленного процесса взаимодействия радионуклида с ионообменным водородом органического вещества грунта, не зависящего или слабо зависящего от температурных условий. Весь процесс можно представить в виде решений двух уравнений: уравнение второго закона Фика (диффузия трития в воде)

$$\frac{\partial U_d}{\partial t} = D\frac{\partial^2 U_d}{\partial x^2}$$

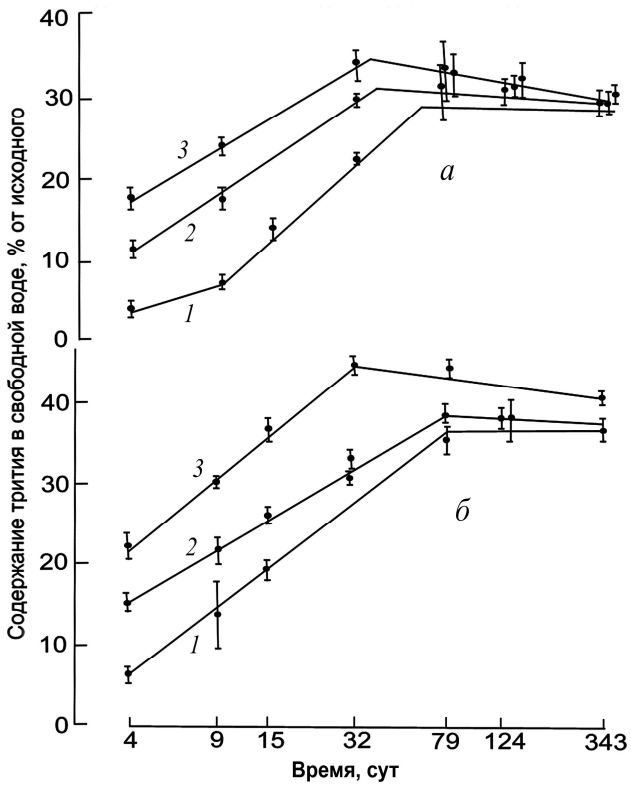


Рис. 4. Переход трития из грунта в водную среду в зависимости от температуры *t*, °С:
1 – 4; *2* – 17; *3* – 42;
а – затопленная почва;
б – илистый сапропель

и кинетического уравнения реакции первого порядка (поглощения трития грунтом)

$$\frac{\partial U_n}{\partial t} = -\frac{U_n}{\tau} \quad ,$$

где U_d – концентрация трития в водном столбе при отсутствии поглощения радионуклида грунтом; U_n – относительная концентрация трития в водном столбе при отсутствии диффузии радионуклида в грунт; t – время с начала эксперимента; x – высота столба воды и грунта; τ – постоянная, связанная с периодом полувыведения трития (Т) соотношением $T = \tau \ln 2$; D – коэффициент диффузии трития в воде. Относительная концентрация трития в воде в каждый момент времени (U) будет выражаться соотношением $U = U_d - U_n$.

Расчет показал, что коэффициенты диффузии трития возрастают с повышением температуры водной среды (табл. 1) и не зависят от направления диффузии. Для илистого сапропеля они выше, чем для затопленной почвы. Илистый грунт характеризуется более высоким содержанием илистых частиц и большей обводненностью, поэтому сопротивление диффузии в нем меньше, чем в затопленной почве.

Заключение

В условиях лабораторного эксперимента впервые установлена способность природной гуминовой кислоты связывать радионуклид трития, находящийся в водном растворе в виде тритиевой воды. Показано, что при длительности экспозиции 100 и 270 суток из воды в гуминовую кислоту переходит соответственно ~20 и 3% радионуклида от его содержания в водной среде. По нашим предположениям, снижение содержания трития в гуминовой кислоте к окончанию эксперимента (270 суток) связано с ее нестабильностью во времени, в результате чего при воздействии соляной кислоты в момент осаждения гуминовой кислоты образуются низкомолекулярные фрагменты, уносящие тритий в анализируемый раствор. Однако это предположение требует дальнейшего исследования.

Полученные в эксперименте коэффициенты распределения трития между гуминовой кислотой и водой оказались значи-

Таблица 1. Зависимость коэффициентов диффузии трития от температуры

Тип грунта	Температура, °С	D, $n \cdot 10^{-5}$ см^2/с
Затопленная почва	4	0,45
	17	0,78
	42	1,96
Илистый сапропель	4	1,2
	17	2,2
	42	5,7

тельно меньше единицы, что свидетельствует о наличии изотопного эффекта при связывании кислотой трития и протия, что подтверждается результатами исследований ряда авторов на других биологических объектах.

В опытах по исследованию вертикальной миграции трития в водных грунтах с различным содержанием гумусовых веществ показано, что основная часть трития передвигается в грунте в составе капиллярной и адсорбционной форм влаги, при этом скорость диффузии увеличивается с возрастанием температуры водной среды. Примерно 10% трития входит в состав гумусовых веществ грунта. В условиях эксперимента равновесное распределение трития в системе свободная вода–гумусовые вещества грунта устанавливается примерно в течение 1,5–4 месяца от начала эксперимента. Зависимость скорости вхождения радионуклида в состав гумусовых веществ грунта от температуры водной среды в данной работе не установлена и требует дальнейшего исследования.

Работа поддержана фондом РФФИ 18-03-00051 «Закономерности ионно-изотопной обменной сорбции».

Литература

Водяницкий Ю.Н. Тяжелые и сверхтяжелые металлы в загрязненных почвах. М.: ГНУ Почвенный институт им. Докучаева, 2008. 95 с.

Ленский Л.А. Доказательство обменной подвижности связанной воды в почвах с помощью изотопа трития // Докл. ТСХА. 1966. Вып. 119. С. 49–52.

Ленский Л.А. Опыт применения трития в почвенно-гидрологических исследованиях // Применение изотопов и ядерных излучений в сельском хозяйстве. М.: Атомиздат, 1971. С. 167–170.

Моисеенко Т.И., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кремлева Т.А. Формы нахождения металлов в природных водах и их комплексообразование с гуминовым веществом // ДАН. 2012. Т. 442. № 5. С. 691–685.

Перминова И.В. Гуминовые вещества – вызов химикам XXI века // Химия и жизнь. 2008. № 1. С. 50–56.

Потапова И.А., Вишняков В.В., Пурыгин П.П., Симакова С.А., Воробьев Д.В., Ушакова В.Н. Выделение гуминовых кислот из бурых углей и их применение для рекультивации нефтезагрязненных земель // Известия Самарского науч. центра РАН. Специальный выпуск. XIII конгресс «Экология и здоровье человека». 2008. Т. 1. С. 215–218.

Рачинский В.В., Ленский Л.А. Исследование взаимодействия меченой тритием воды с почвами. Сообщение 1 // Изв. ТСХА. 1965а. Вып. 1. С. 133–144.

Рачинский В.В., Ленский Л.А. Исследование взаимодействия меченой тритием воды с почвами. Сообщение 2 // Изв. ТСХА. 1965б. Вып. 3. С. 218–236.

Чеботина М.Я. Тритий в воде Белоярского водохранилища в период работы трех энергоблоков АЭС // Водное хозяйство России. 2010. № 4. С. 58–73.

Чеботина М.Я., Поляков Е.В., Гусева В.П., Волков И.В., Хлебников Н.А. Влияние растворимой гуминовой кислоты на коэффициенты распределения химических элементов в системе вода–планктон // Водное хозяйство России. 2015. № 5. С. 94–102.

Adams L.W., Peterle T.J., White G.C. Tritium behavior in aquatic plants and animals in a freshwater ecosystems // Behavior of tritium in the environment. Vienna: IAEA, 1979. P. 231–243.

Baglan N., Kim S.B., Cossonnet C., Croudance I.W., Fournier M., Galeriu D., Warwick P.E., Momoshima N., Ansoborlo E. Organic bound tritium (OBT0) behavior and analysis: outcomes of seminar held in Balaricles-Bains in May 2012 // Radioprotection. 2013. V. 48. № 1. P. 127–144.

Bogen D.C., Welford G.A. Fallout tritium distribution in the environment // Health Physics. 1976. V. 30 (2). P. 203–208.

Elwood J.W. Tritium behavior in fish from a chronically contaminated lake // Radionuclides in ecosystems (Nelson D.J., Ed.). National Technical Information Service, Springfield, 1971. P. 435.

Frederique Eyrolle-Boyer, Patrick Boyer, David Claval, Sabine Charmasson, Catherine Cossonnet. Apparent enrichment of organi-

cally bound tritium in rivers explained by the heritage of our past // Journal of Environmental Radioactivity. 2014. V. 136. P. 162–168.

Garland J.A., Ameen M. Incorporation of tritium in grain plants // Health Phys. 1979. V. 36. № 1. P. 35–38.

Jaeschke B.C., Bradshaw C. Bioaccumulation of tritiated water in phytoplankton and trophic transfer of organically bound tritium to the blue mussel, Mytilus edulis // J. Environ. Radioact. 2013. V. 115. P. 28–33.

Jean-Baptiste P., Fourre E., Baumier D., Dapoigny A. Environmental OBT/TFWT revisited // Fusion Sci. Technol. 2011. V. 60. P. 1248–1251.

Jones W.M. Vapor pressures of tritium oxide and deuterium oxide. Interpretation of isotope effect // J. Chem. Phys. 1968. V. 48. P. 207–214.

McFarlane J.C., Beckert W.F., Brown K.W. Tritium in plants // J. Environ. Qual. 1979. V. 8. P. 269–276.

ЮБИЛЯРЫ

14 сентября исполнилось 70 лет старшему научного сотруднику, кандидату технических наук **Александру Кузьмичу Троянову** – известному специалисту в области акустического и электромагнитного излучения земной коры по наблюдениям в глубоких скважинах.

Александр Кузьмич родился в поселке Любяшов Волынской области, окончил Карагандинский политехнический институт в 1972 г. по специальности «Геофизические методы поиска и разведки месторождений полезных ископаемых».

В Институте геофизики А.К. Троянов работает с 1974 г. сначала в должности ведущего конструктора, затем старшего инженера, младшего научного сотрудника. В 1992 году он избран на должность старшего научного сотрудника, в 1995 году защитил кандидатскую диссертацию на тему «Методика и результаты изучения геоакустических шумов в скважинах».

Троянов А.К. является соавтором более 260 научных работ, включая 11 изобретений и 20 научных отчетов.

Александр Кузьмич руководил проектами РФФИ и РФФИ-Урал и являлся ответственным исполнителем проекта № 09-С-5-1002 «Исследование эффектов модуляции геоакустической и электромагнитной эмиссии по наблюдениям в скважинах Камчатского геодинамического полигона», а также ответственным исполнителем проекта УрО РАН № 12-У-5-1044.

В настоящее время Троянов А.К. занимается исследованием акустического и электромагнитного излучения земной коры по наблюдениям в глубоких скважинах. Проводит изучение современных геодинамических процессов геосреды по геофизическому мониторингу в глубоких скважинах. Под его руководством проводятся работы в области методики и программно-аппаратного комплекса по исследованию трехкомпонентного изучения геоакустических сигналов с целью контроля за эксплуатацией нефтяных и газовых скважин.

Александр Кузьмич проводит анализ и обобщение научных данных, результатов эксперимента и наблюдений. За время работы он проявил себя как высококвалифицированный и инициативный научный сотрудник, обеспечивая высокий уровень и эффективность проводимых исследований. За заслуги в области геофизики награжден дипломом и медалью Международной ассоциации научно-технического и делового сотрудничества по геофизическим исследованиям и работам в скважине (АИС) и почетной грамотой РАН.

Александр Кузьмич всегда с удовольствием занимался фотографией, киноделом, музыкой и туризмом по бурным горным рекам. Кандидат в мастера спорта по тяжелой атлетике.

Вам семьдесят. Безмерно Вы богаты.
Богатство Ваше – мудрость, сила, ум.
Пусть юбилей и все другие даты
Не навевают вовсе грустных дум.
Пусть только радость, только смех и песни
Звучат в душе Вашей сегодня и всегда.
Живите с каждым годом интересней
И молодейте, не взирая на года!

Сердечно поздравляем Александра Кузьмича с юбилеем!

29 сентября 2018 г. – юбилей у ведущего научного сотрудника лаборатории скважинной геофизики, доктора технических наук

АСТРАХАНЦЕВА ЮРИЯ ГЕННАДЬЕВИЧА

Юрий Геннадьевич работает в Институте геофизики с 1966 г., итого 52 года!

Начинал он свою научную карьеру весьма необычно – дежурным мотористом, еще будучи студентом Свердловского электротехникума связи. Через два месяца он перешел на должность кочегара, правда с тем же окладом – 50 руб. В 1967 году уже дипломированного молодого специалиста переводят на должность техника с окладом 74 рубля в месяц в лабораторию электроники и геофизического приборостроения – ныне лаборатория скважинной геофизики. Затем была должность лаборанта и старшего лаборанта, инженера и старшего инженера. За шесть лет после окончания техникума Юрий Геннадьевич без отрыва от основной работы закончил Уральский институт инженеров железнодорожного транспорта по специальности «Автоматика и телемеханика», активно участвовал в разработке аппаратуры для магнитного экспресс-метода в буровых скважинах и шахтно-скважинного магнитометра, принимал участие во внедрении аппаратуры на Ковдорском ГОКе и Абаканском руднике. За это время он вырос в высококвалифицированного специалиста-радиотехника, неоднократно занимал призовые места в конкурсах Института геофизики. В 1981 году Юрий Геннадьевич защитил диссертацию и получил ученую степень кандидата технических наук.

Ю.Г. Астраханцев является крупным специалистом по разработке скважинной магнитометрической аппаратуры для исследования глубоких и сверхглубоких скважин. При его участии, а затем и под его руководством, разрабатывались аппаратурно-методические комплексы, с которыми проведены исследования практически всех сверхглубоких скважин, в том числе, Кольской (до 12 км), Уральской (до 6 км), КТБ в Германии. В 2003 году он защитил докторскую диссертацию. С 2005 по 2017 гг. Юрий Геннадьевич – заведующий лабораторией скважинной геофизики.

В настоящее время Юрий Геннадьевич занимается разработкой комплексной аппаратуры для исследования геоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в параметрических, рудных и нефтегазовых скважинах и модификацией магнитометров.

Поздравляем Юрия Геннадьевича с юбилеем!
Желаем ему крепкого здоровья и новых творческих успехов!

6 октября 2018 года исполнилось 70 лет старшему научному сотруднику лаборатории геодинамики РЫВКИНУ ДАВИДУ ГАМШЕЕВИЧУ

Окончив в 1971 году физический факультет Уральского госуниверситета по специальности астрономогеодезия и проработав несколько лет на производстве, Д.Г. Рывкин в 1975 году поступил в Институт геофизики УрО РАН, в лабораторию ядерной геофизики. Начиная с должности инженера, Давид Гамшеевич прошел путь до старшего научного сотрудника. Работая под непосредственным руководством Ю.П. Булашевича, Давид Гамшеевич получил практику в решении задач по различным методам геофизики. Существенная доля его научной деятельности была посвящена радоновой тематике. Он расширил область применения решения Ю.П. Булашевича для задачи определения коэффициента диффузии методом мгновенного источника, добавив в условия наличие адвекции. Полученное решение существенно сократило время определения диффузионных характеристик среды. Разработал, совместно с И.В. Ладовским, математический аппарат для определения плотности потока радона методом экрана. Метод экрана может использоваться как эталонный при определениях плотности потока.

Совместно с Д.Ю. Демежко участвовал в разработке метода палеоклиматической интерпретации данных скважинной геотермии. С его участием разработаны алгоритм и программное обеспечение реконструкции температурных историй земной поверхности. Им получено аналитическое решение нестационарной задачи теплопроводности при изменении плотности теплового потока на поверхности. Теоретически исследовано влияние локальных аномалий температуры поверхности на температурное поле горных пород. Разработана математическая модель сезонного теплообмена в снежном покрове, позволяющая оценивать среднегодовую температуру земной поверхности, используя минимальное число метеопараметров (годовую амплитуду и среднегодовую температуру воздуха, максимальную высоту снежного покрова и теплофизические свойства почвы и снега).

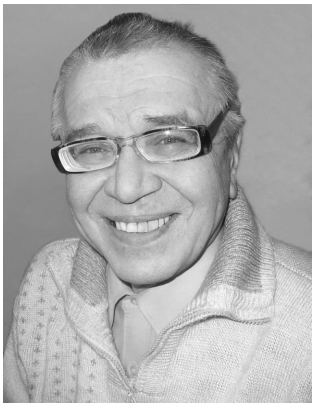
С 2010 года Д.Г. Рывкин занимается (совместно с В.Т. Беликовым) в разработкой физико-математических моделей процессов разрушения твердого тела, в частности горных пород. В работах, опубликованных в журналах, входящих в базы данных Web of Science и Scopus, была показана перспективность использования в качестве индикаторов процесса разрушения результатов наблюдений сигналов акустической эмиссии и временных вариаций объемной активности радона. Анализ данных по двум спектрам акустической эмиссии, зарегистрированным в процессе разрушения образца бетона, позволил восстановить временные изменения пористости и удельной внутренней поверхности на этапе, предшествующем катастрофическому разрушению. С использованием полученных данных были исследованы условия реализации возможных режимов развития процесса разрушения к моменту времени, когда был зарегистрирован второй спектр. Кроме того, Д.Г. Рывкин участвовал в исследовании временных изменений пористости и удельной внутренней поверхности в процессе разрушения образца гранита на основе данных наблюдений сигналов акустической эмиссии и вариаций объемной активности радона.

Давид Гамшеевич обладает высокой квалификацией. Его участие в исследовании является лучшей гарантией физической и математической строгости получаемых результатов.

Активная научная деятельность Д.Г. Рывкина выражена в более 70 публикациях.

Коллектив Института геофизики и особенно сотрудники лаборатории геодинамики поздравляют ДАВИДА ГАМШЕЕВИЧА РЫВКИНА с Юбилеем!
Желают ему крепкого здоровья и дальнейших творческих успехов!

8 октября исполнилось 70 лет ведущему научному сотруднику лаборатории математической геофизики, кандидату физико-математических наук **Ладовскому Игорю Викторовичу.**



После окончания в 1971 году физического факультета Уральского государственного университета Игорь Викторович был принят на должность инженера в лабораторию ядерной геофизики в Институт геофизики. В 1973–75 гг. учился в целевой аспирантуре (Институт Физики Земли, Москва).

После окончания аспирантуры вернулся в Институт геофизики.

До 1987 года под научным руководством член.-корр. РАН Ю.П. Булашевича занимался проведением исследований по теме «Геотермическая модель Уральской геосинклинали» и вопросами решения некоторых прикладных задач геотермии.

С 1987 года начал активно сотрудничать с лабораторией математической геофизики: под руководством А.В. Цирульского совместно с Ф.И. Никоновой он занимался теорией логарифмического потенциала в применении к интерпретации гравимагнитных и стационарных тепловых полей. В 2009 г. перешел в лабораторию математической геофизики.

В 1998 году Игорь Викторович защитил кандидатскую диссертацию.

Ладовский И.В. является высоко квалифицированным исследователем в области теории и методов интерпретации физических полей Земли.

Направление научных исследований Игоря Викторовича – математическая теория и методы комплексной интерпретации геофизических полей. Им получен ряд фундаментальных результатов: для односвязной области, ограниченной регулярной аналитической кривой, выписано замкнутое решение граничной задачи теплового сопряжения в виде интегралов типа Коши, предложенный алгоритм сквозного счета для решения стационарной задачи сопряжения тепловых полей (равенства температур и нормальных составляющих теплового потока на границе раздела контрастных по теплопроводности сред) позволил построить интегральную формулу решения прямой задачи, не требующей «сшивания» внутреннего и внешнего поля на границе сопредельных сред. В двумерной постановке для изолированного тела, ограниченного регулярно аналитической кривой, решение записывается в виде интеграла типа Коши с неизвестной плотностью простого слоя, которая находится из интегрального уравнения Коши с вещественно заданным оператором.

Игорь Викторович был ответственным исполнителем гранта РНФ (2014–2017 гг., для действующих лабораторий) и внес существенный вклад в своевременное и качественное выполнение исследований: предложено простое решение для пространственного продолжения масс за боковые грани плотностной модели и выбора закона распределения фоновой плотности (относимости) для расчёта аномалий гравитационного поля, по результатам комплексной интерпретации сейсмических и гравитационных данных созданы трехмерные модели распределения плотности верхней части литосферы и построены карты строения земной коры региона на разных глубинах.

Эти результаты направлены на совершенствование технологии построения геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии, что подчеркивает их актуальность при постановке практически важных задач изучения глубинного строения нефте- и газоперспективных регионов.

За последние пять лет в международных базах данных проиндексировано 11 работ, опубликованных И.В. Ладовским.

Игорь Викторович щедро передает свои знания и опыт молодым (и не только) сотрудникам Института, пользуется заслуженным уважением в коллективе.

Желаем Юбиляру здоровья, творческого долголетия, новых успехов в научной и практической деятельности, благополучия, счастья.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале «Уральский геофизический вестник» публикуются результаты оригинальных теоретических и экспериментальных исследований в областях физики земных недр и прикладной геофизики. Журнал публикует статьи, написанные исследователями, работающими в Российской Федерации, представляемые на русском языке. Статьи зарубежных авторов (или авторского коллектива, в который входят зарубежные исследователи) могут быть представлены на английском языке. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются к опубликованию после *рецензирования экспертами*. Редакция журнала оставляет за собой право отклонять материалы, не соответствующие тематике журнала, и просит авторов журнала следовать изложенным ниже правилам.

Статьи должны быть оформлены в редакторе Microsoft Word 2007 и старше.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая иллюстрации, таблицы и список литературы (шрифт Times New Roman, размер 12 пт, один межстрочный интервал, поля со всех сторон – 2 см, отступ абзаца – 0,75 см).

2. Рукописи представляются в окончательно проверенном и подписанном автором (авторами) виде в двух отпечатанных экземплярах с обязательным приложением электронного варианта.

Зарубежные авторы **представляют электронные варианты и скан страницы с подписью**.

Рисунки прилагаются к рукописи (каждый на отдельном листе) и могут включаться в рукопись для удобства чтения.

Используемые рисунки должны быть представлены в виде ***отдельных графических файлов***.

Бумажная и электронная версии рукописи должны быть идентичны.

3. К рукописи прилагаются:

1) направление в журнал от организации, в которой данное исследование выполнено (печать обязательна);

2) заключение о возможности открытого опубликования (для российских авторов). С зарубежными авторами подписываются авторские соглашения;

3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса;

4) контактный телефон и электронный адрес автора (авторов) для решения вопросов, связанных с прохождением статьи.

4. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке:

1) индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК), выровненный по правому краю;

2) название статьи (должно быть кратким, конкретным и отражать содержание работы), набирается с выравниванием по центру прописными буквами (полужирный шрифт);

3) фамилии и инициалы авторов (без отступа), а после тире – организация и город. Если авторы из разных организаций, фамилия (фамилии) авторов из каждой организации начинаются с новой строки. Указание организации следует за последним автором;

4) аннотация, которая начинается со слова «***Аннотация***» (полужирный курсив), без отступа на первой строке, размер шрифта 11 пт;

5) ключевые слова (курсив, отступ 0,75 см, размер шрифта 12 пт);

6) авторский перевод названия статьи, фамилий и инициалов авторов, организаций, аннотации и ключевых слов на английский язык;

7) текст статьи;

8) список литературы.

Например:

УДК 550.832.9

ИЗУЧЕНИЕ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ПОРОД И ИЗУМРУДОСНЫХ СЛЮДИТОВ НА МАРИИНСКОМ ИЗУМРУДНО-БЕРИЛЛИЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Иванченко В.С., Баженова Е.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Попов М.П. – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
Пелешко О.П. – АО «Мариинский рудник», Асбест

Аннотация. Рассмотрены вопросы изучения магнитной восприимчивости основных пород и руд-

ного комплекса (изумрудоносных слюдитов и кварц-плагиоклазовых жил с бериллом) на самом известном уральском изумрудно-бериллиевом месторождении – Мариинском. Сделана попытка создания новой экспресс-методики изучения магнитной восприимчивости пород непосредственно в подземном руднике. Измерения были проведены на типовых породах и рудах по обнажениям в очистных (слоевые орта, заходки) и геологоразведочных выработках (рудные штреки) на горизонтах +15; –30; –120 м.

Урал, магнитная восприимчивость, слюдиты, кварц-плагиоклазовые жилы, изумрудно-бериллиевое сырьё.

THE STUDY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF ROCKS AND IZUMRUDNYJ SLUDIO IN THE MARIINSKY EMERALD-BERYLLIUM DEPOSIT (MIDDLE URALS)

Ivanchenko V.S., Bazhenova E.A. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg
Popov M.P. – Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS, Yekaterinburg
Peleshko O.P. – Joint-stock company of the Mariinsky mine, Asbestos

Abstract. The questions of studying the magnetic susceptibility of the main rocks and ore complex (emerald mica and quartz-plagioclase veins with beryl) at the most famous Ural emerald-beryllium Deposit – Mariinsky are considered. An attempt is made to create a new Express method of studying the magnetic susceptibility of rocks directly in an underground mine. The measurements were performed on the model rocks and ores exploration production (ORT layer, zagadki) and exploration workings (ore drifts) on the horizon +15; –30; –120 m.

Ural, magnetic susceptibility, mica, quartz-plagioclase veins, emerald-beryllium raw materials.

Статья должна быть разбита на разделы, отражающие ее содержание. Рекомендуются следующие стандартные рубрики статьи: «***Введение***», «***Исходные данные***», «***Аппаратура и методика***», «***Результаты исследования***», «***Обсуждение результатов***», «***Выводы***»; иногда более целесообразен объединенный раздел «***Результаты и их обсуждение***». Также могут быть использованы необходимые автору рубрики.

При использовании в тексте статьи сокращений (кроме стандартных) следует давать им расшифровку при первом упоминании.

Во всех материалах статьи должны использоваться физические единицы, принятые в Международной системе единиц СИ.

Точка не ставится после: рубрики, заглавия статьи, ключевых слов, заголовков I и II уровней, названий таблиц, размерностей (м – метр, г – грамм, т – тонна, с – секунда, мин – минута, сут – сутки, град – градус, атм – атмосфера, млн – миллион, млрд – миллиард, трл – триллион).

Точка ставится после: аннотации, сокращений (мес. – месяц, г. – год, тыс. – тысяча, р. – река, оз. – озеро, д. – деревня, пос. – поселок, г. – город).

Тире с пробелами используется для обозначения текстового тире.

Тире без пробелов обозначает систему, границу, зависимость, интервал «от–до». Например, температура 150–170 °С. Если числа отрицательные, вместо тире ставится многоточие: –5…–7 °С.

Дефис без пробелов: ИК-спектроскопия, U-Pb возраст.

Формулы и символы <u>в строке текста</u> набираются с помощью клавиатуры либо – вкладки Символ меню Вставка.

Формулы должны быть пронумерованы, если в тексте имеются ссылки на них. При наборе формул и текста ***латинские буквы выделяют курсивом***, а ***русские, греческие и цифры – прямым шрифтом***. Кегль шрифта в формулах должен совпадать с кеглем шрифта основного текста. Тригонометрические знаки (sin, cos, tg, arcsin и т. д.), знаки гиперболических функций (sh, ch, th, cth и т. д.), обозначения химических элементов (Al, Cu, Na и т. д.), некоторые математические термины (lim, In, arg, grad, const и т. д.), числа или критерии (Re – Рейнольдса и т. д.), названия температурных шкал (°С – градусы Цельсия и т. д.) ***набираются прямым шрифтом***.

Номера формул заключаются в круглые скобки, пишутся справа от формулы. В тексте номера формул упоминают в отдельных круглых скобках, например: формулы (1)–(3).

Размерности величин отделяются от цифры пробелом. При перечислении или в числовых интервалах размерность приводится лишь для последнего числа (18–20 см; 2, 8, 12 м). Размерности переменных пишутся через запятую (L, м) по всему тексту, включая подписи к рисункам и обозначения осей на рисунках.

Формулы и символы пишутся единообразно во всех материалах статьи.

Таблицы располагаются в тексте статьи, размер шрифта 11 пт, выравнивание по левому краю. Заглавия столбцов пишут с большой буквы. Таблицы, сканированные как изображения, не принимаются.

Например:

Таблица 1. Минеральный состав исследованных образцов

Минеральный состав бруситовой породы	Содержание, %	
	образец Б1	образец Б2

Продолжение и окончание таблицы на следующей странице должно иметь заголовок: Табл. 1. Продолжение или Табл. 1. Окончание.

Таблицы нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Пример ссылки на таблицу: (табл. 1). При повторной ссылке на таблицу: (см. табл. 1).

Для карт следует указать в тексте или в подрисуночной подписи масштаб, направление север–юг должно обозначаться стандартной стрелкой.

Рисунки и фотографии в электронном виде представляются в форматах: *.tif, *.gif, *.jpg, *.bmp (черно-белые или цветные) в ***виде отдельных графических файлов***. Они должны быть контрастными и четкими. На рисунке должно быть минимум букв и цифровых обозначений, обязательно объясненных в статье или в подрисуночных подписях. Конечные размеры должны быть 5х23 см для размещения в одной колонке и 17х23 см – в двух колонках (при разрешении 300 dpi). Количество рисунков не должно превышать шести на авторский лист.

Рисунки с нечитаемыми или плохо читаемыми надписями, с подписями «от руки», слишком тонкими линиями не принимаются.

Ссылка на все рисунки в тексте обязательна (по мере их упоминания). Пример ссылки: 1) на рис. 1; 2) см. рис 1 (при повторе).

Ссылки на литературные источники в тексте приводятся в круглых скобках с указанием только фамилии автора и года. При формальном совпадении ссылок после года ставится буква, например (Петров, 2016а). Если авторов статьи два, то приводят обе фамилии: (Петров, Иванов, 2015), если их три и более, то делается ссылка на первого автора статьи, например (Петров и др., 2011). Не допускаются ссылки на неопубликованные материалы. При необходимости такие материалы могут быть оформлены как частное сообщение в виде подстрочных примечаний (сносок).

В списке литературы по алфавиту сначала перечисляются русские, потом иностранные издания без нумерации.

Примеры оформления списка литературы

Монографии, брошюры

Логачев А.А., Захаров В. Магниторазведка. Изд. 5-е, перераб. и доп. Л.: Недра, 1979. 351 с.

Осадочные породы докембрия / Под ред. М.А. Гладкова. М.; Л.: Наука, 1935. 240 с.

Ссылка в тексте (Осадочные … , 1935).

Статьи в периодических изданиях

Абатурова И.В., Грязнов О.Н. Инженерно-геологические условия месторождений Урала в скальных массивах // Изв. вузов. Горный журнал. 2014. № 6. С. 160–168.

Авторефераты, диссертации

Андреев Н.И. Тектоника Тараташского моноклинория структуры рудного поля и околорудные ореолы Саткинских месторождений кристаллического магнезита (Южный Урал): Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. МГУ. М., 1995.

Сушко А.Е. Разработка специального математического и программного обеспечения для автоматизированной диагностики сложных систем: Дис. … канд. техн. наук. МИФИ. М., 2007.

Депонированные материалы

Рыжий Б.П., Беллавин О.В., Начапкин Н.И., Колтышева Е.С. Палеогеодинамические исследования на основе седиментологического анализа с использованием геотензометров. Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 19 с. – Рукопись деп. в ВИНИТИ. № 1482-1398.

Сетевые источники

Бадюков Д.Д. Метеоритные кратеры на территории России, 2002. [Электронный ресурс]. URL:http://www.meteorites.ru/menu/encyclopaedia/ruscraters_full.html (дата обращения 25.07.2017).

При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения.

УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК № 3 (33) 2018

ISSN 1991-0223

Учредитель
Уральское отделение Российской академии наук

Соучредитель
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

Ответственный за выпуск
С т р о к и н а Л. Г.

Подписано в печать 11.10.2018.
Формат 60x84 1/8. Усл. печ. л. 6,4
Уч.-изд. л. 6,5. Тираж 100
Заказ № 93

620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики УрО РАН

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620089, г. Екатеринбург, ул. Луганская, д. 59/4

Индекс 15608

Внимание читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ УРО РАН
С 2000 ГОДА ИЗДАЕТСЯ

«УРАЛЬСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК»

На страницах журнала публикуются оригинальные теоретические, экспериментальные и методические статьи по геофизике и связанной с ней тематике с учетом специфики геологии Урала и прилежащих территорий. Публикуются также результаты измерения закономерностей пространственного и временного распределения геофизических полей, методические и аппаратурные разработки, сообщения и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг читателей: геофизиков и геологов, научных работников, инженеров, преподавателей, аспирантов и студентов.
- Периодичность – 4 номера в год.
- Индекс 15608.
- Свидетельство о регистрации: ISSN 1991-0223 от 26.07.2006 г.
- Своевременное оформление подписки через агентство «АРСМИ» или заказы в редакции Института геофизики УрО РАН гарантируют Вам получение журнала. Возможно приобретение номеров журнала за прошлые годы.

Подписывайтесь, заказывайте и читайте
«Уральский геофизический вестник»