

ВЛИЯНИЕ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Т.В. Лосева, А.А. Спивак, М.Ю. Кузьмичева

Предложена численная модель влияния уровня подземных вод на геомагнитные вариации на поверхности земной коры. Предполагается, что эффект связан с изменением электродинамических характеристик приповерхностного слоя грунта в результате сезонных вариаций мощности безнапорного водоносного горизонта. Показано, что результаты расчета с достаточной для практических оценок точностью описывают данные, полученные в результате инструментальных наблюдений.

Введение

Геомагнитное поле содержит информацию о геодинамических процессах, протекающих на приповерхностных участках земной коры [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Разработка подходов к установлению количественных соотношений между параметрами геодинамических процессов и геомагнитными вариациями представляет значительный интерес с точки зрения разработки новых и совершенствования традиционных методов и способов диагностики геодинамического состояния земной коры и отдельных массивов горных пород на основе анализа геофизических полей разной природы.

Одним из важных факторов, определяющих механические и электромагнитные свойства среды, а также закономерности развития геодинамических процессов, является водонасыщенность горных пород. Известно, например, что уровень увлажненности горных пород заметно влияет на их прочностные и деформационные характеристики, а водонасыщенность массивов горных пород определяет их механическую устойчивость в целом [Адушкин, Спивак, 2007; Флюиды, 2006].

В связи с этим установление количественной зависимости между параметрами, характеризующими обводненность горных пород с одной стороны и геомагнитные вариации с другой, представляет важную научную задачу. При наличии безнапорного водоносного горизонта вблизи земной поверхности степень обводненности среды допустимо характеризовать уровнем подземных вод. Действительно, в этом случае изменение уровня подземных вод в открытой скважине напрямую определяет мощность слоя обводненных горных пород, и, следовательно, эффективную электрическую проводимость среды.

В качестве характеристики геомагнитных вариаций удобно выбрать вариации магнитного типпера – магнитовариационного параметра, весьма чувствительного к изменениям свойств твердой среды [Бердичевский и др., 2003; Labson, Becker, 1987; Naidu, 2012].

Настоящие исследования связаны с разработкой численной модели, описывающей возможное влияние длиннопериодных (сезонных) изменений режима подземных вод на геомагнитные вариации.

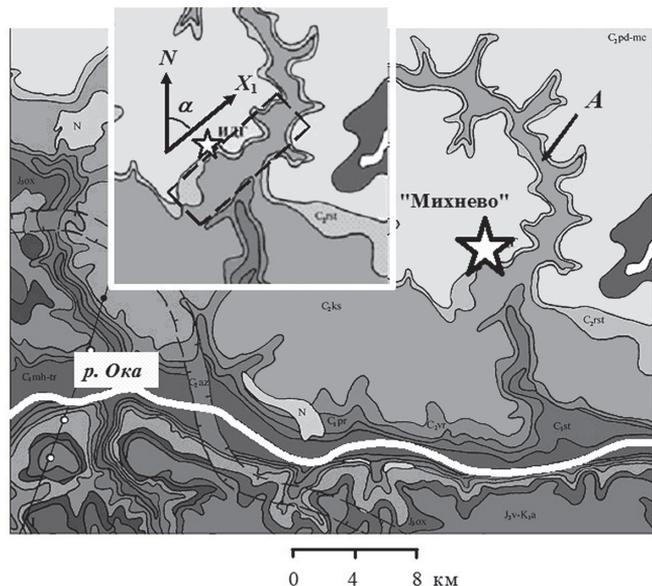
Результаты инструментальных наблюдений

В работе [Адушкин и др., 2013] приведены данные синхронной регистрации уровня подземных вод безнапорного горизонта и геомагнитных вариаций на земной поверхности. Наблюдения проводились на Геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» ИДГ РАН (рис. 1), расположенной в зоне влияния глубинной тектонической структуры – Нелидово-Рязанской шовной зоны (НРШЗ) [Адушкин и др., 2005; Горбунова и др., 2002; Горбунова, 2003; Иванченко, Горбунова, 2008], приуроченной к руслу р. Оки. Особенностью территории ГФО «Михнево» является наличие многослойной системы разобленных водоносных горизонтов [Горбунова, 2003]. В нашем случае наибольший интерес вызывает верхняя зона активного водообмена, характеризующаяся значительной инфильтрацией атмосферных вод и гидравлической связью подземных вод с поверхностными водостоками и водоемами. К этой зоне приурочен Каширский водоносный горизонт среднего карбона, распространенный повсеместно за исключением долин р. Оки и ее южных притоков. В пределах северного геоблока, расположенного к северу от долины р. Оки, подземные воды Каширского водоносного горизонта имеют безнапорный характер.

ГФО «Михнево» располагается в пределах распространения частично сдренированной толщи зоны активного водообмена, которая характеризуется свободным положением урвенной поверхности каширского водоносного горизонта в отличие от напорного характера окско-тарусского водоносного комплекса, залегающего ниже.

Картина пространственного распространения каширского водоносного горизонта (рис. 1) свидетельствует о наличии обводненной тектонической структуры квазилинейного типа (тектонический разлом II порядка, оперяющий НРШЗ), распространяющейся в северо-восточном направлении в окрестности ГФО «Михнево».

Рис. 1. Схема расположения ГФО «Михнево» (звездочка): (А) – Каширский водоносный горизонт. На врезке: схема расчета: (α) – угол между направлением на север и направлением вдоль предполагаемой тектонической структуры, вмещающей Каширский водоносный горизонт (обозначена пунктиром)



Наличие указанной структуры подтверждается результатами линеamentного анализа и данными геологического обследования территории [Горбунова и др., 2002; Адушкин и др., 2006].

Регистрация локальных геомагнитных вариаций выполнялась в геомагнитном павильоне с помощью трехкомпонентного феррозондового магнитометра LEMI-018¹. В качестве исходных данных для анализа вариаций привлекались цифровые ряды, сформированные с дискретностью 1 мин в результате осреднения исходных рядов.

Уровень подземных вод Каширского безнапорного горизонта, расположенного на глубине 56,6 м, определялся в открытой скважине глубиной 31,5 м, пройденной на ГФО «Михнево». Наблюдения проводились с помощью погружного зонда LMR 308i, обеспечивающего автоматическую регистрацию уровня воды с дискретностью 1 с и погрешностью не хуже 0,1 мм. При анализе использовались ряды среднесуточных значений абсолютного уровня h подземных вод.

В связи с отсутствием измерений электрического поля, что исключает возможность определения тензора импеданса² [Бердичевский и др., 2003], для установления возможного влияния электропроводности подповерхностных структур на вариации геомагнитного поля рассматривались значения передаточной функции – вектора магнитного типпера. Комплексные коэффициенты типпера W_{zx} и W_{zy} отражают связь величины напряженности вертикальной компоненты магнитного поля с его горизонтальными компонентами:

$$H_z = W_{zx}H_x + W_{zy}H_y, \quad (1)$$

где H_x , H_y и H_z – компоненты регистрируемого магнитного поля, а W_{zx} и W_{zy} – компоненты индукционной матрицы (вектора Визе-Паркинсона).

Магнитуда типпера (абсолютное значение) T задается выражением

$$T = \sqrt{W_{zx}^2 + W_{zy}^2}. \quad (2)$$

Величины W_{zx} и W_{zy} не зависят от фактического источника тока, а определяют электропроводностью среды и частотой излучения источника.

В системе координат, связанной с направлением квазилинейной подповерхностной структуры, выражения для типпера можно упростить. Так, если ось X направлена вдоль разлома, $W_{zx} = 0$ и $H_z = W_{zy}H_y$. В свою очередь изменения типпера в направлении, перпендикулярном разлому, выявляют изменения электропроводности в этом направлении. Здесь важно отметить, что такой подход представляет собой теоретическую идеализацию реальной ситуации, во-первых, из-за наличия шумовой составляющей, а, во-вторых, в связи с трудностями, связанными с выбором преимущественного направления подповерхностной линейной структуры, контрастной по величине электропроводности.

С учетом изложенного выше была проведена обработка данных измерений величин вариаций компонент геомагнитного поля. На врезке рис. 1 приведена локальная схема расположения структуры Каширского безнапорного водоносного горизонта [Горбунова, 2003], в которой расположена ГФО «Михнево». Угол α – угол между направлением на север и направлением вдоль предполагаемого разлома X_1 .

Преобразование Гильберта, примененное к временным вариациям вектора $\delta\mathbf{B}$ после поворота исходной системы координат XYZ в горизонтальной плоскости на

¹ На выходе измерительного канала регистрируется индукция магнитного поля.

² Тензор импеданса, связывающий электрическое и магнитное поля, привлекается для анализа электропроводности земной коры в методе магнитотеллурического зондирования.

угол α и координатной оси z на противоположное направление, позволило разложить рассматриваемый процесс на две составляющие: амплитудную и фазовую. Указанные составляющие являются функциями времени (мгновенная амплитуда, мгновенная фаза) и характеризуют нестационарность процесса.

Численная модель влияния режима подземных вод безнапорного водоносного горизонта на величину магнитного типпера

С целью разработки механизма связи между изменением сезонного уровня подземных вод с длиннопериодными вариациями геомагнитного поля проводилось численное 3D моделирование процесса с использованием идеологии магнитотеллурического зондирования (МТЗ) [Тихонов, 1950; Cagniard, 1953]. В качестве источника электромагнитного поля рассматривалась геомагнитная активность¹.

На низких частотах (в основном менее 1 Гц) электромагнитные возмущения генерируются в результате взаимодействия солнечного ветра с магнитным полем Земли. Более высокочастотные сигналы возникают в результате активизации крупномасштабных грозных систем в экваториальной зоне Земли.

Источник электромагнитного возмущения индуцирует в земной коре электрические токи, величина которых пропорциональна ее электропроводности. Наведенные токи, в свою очередь, генерируют магнитные поля в приповерхностной зоне.

Рассматриваемый электродинамический процесс описывается системой уравнений Максвелла:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{H} &= \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, \operatorname{div} \mathbf{B} = 0, \mathbf{B} = \mu_0 \mu \mathbf{H}, \\ \operatorname{rot} \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \operatorname{div} \mathbf{D} = \rho, \mathbf{D} = \epsilon_0 \epsilon \mathbf{E}, \\ \mathbf{j} &= \mathbf{j}_\sigma + \mathbf{j}_0, \mathbf{j}_\sigma = \sigma \mathbf{E}. \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь: t – время, \mathbf{E} – вектор напряженности электрического поля, \mathbf{B} – вектор магнитной индукции, ρ – плотность объемного заряда, \mathbf{j}_0 – плотность стороннего тока, вызванного механическими процессами в разломе, σ – удельная электрическая проводимость среды, ϵ_0 и μ_0 – электрическая и магнитная постоянные, ϵ – относительная диэлектрическая, а μ – относительная магнитная проницаемости среды.

Предполагаем, что вполне естественно, что источник электромагнитного возмущения расположен на значительном удалении от рассматриваемой области. В этом случае возмущение представляет собой плоскую электромагнитную волну, распространяющуюся вертикально вниз от ионосферы к земной поверхности.

Для численного моделирования будем использовать подход, основанный на декомпозиции падающей плоской волны на две волны с перпендикулярной поляризацией [Zhdanov et al., 1997]. При этом предполагаем, что введенные в рассмотрение волны характеризуются пространственной однородностью, а их изменение во времени описывается гармоническим законом. Считаем также, что другие источники электромагнитных возмущений отсутствуют.

Для упрощения задачи принимаем, что 1) выполняется закон Ома, 2) изменения магнитной и электрической проницаемости среды пренебрежимо малы по сравне-

¹ В качестве такого источника могут выступать, например, грозная активность Земли либо активность Солнца.

нию с их величинами, 3) токи смещения пренебрежимо малы по сравнению с токами проводимости и 4) основное влияние на геомагнитные вариации на поверхности земной коры оказывает приповерхностная зона, включающая вертикальный разлом, моделирующий тектоническую структуру в районе проведения измерений (ГФО «Михнево»).

Электромагнитные поля как решения уравнений Максвелла могут быть представлены в виде линейной комбинации гармонических волн:

$$\begin{aligned} \mathbf{E} &= \mathbf{E}_0 \cdot e^{i(\omega t + \mathbf{k}\mathbf{r})} \\ \mathbf{B} &= \mathbf{B}_0 \cdot e^{i(\omega t + \mathbf{k}\mathbf{r})}. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь: ω – угловая частота электромагнитных осцилляций, \mathbf{k} – волновой вектор, \mathbf{r} – радиус-вектор, \mathbf{E}_0 и \mathbf{B}_0 – амплитуды электрического и магнитного полей соответственно.

С учетом сделанных выше предположений получаем из (3) и (4):

$$\begin{aligned} \text{rot } \mathbf{H} &= \sigma \mathbf{E} + \mathbf{j}_0, \text{ div } \mathbf{H} = 0, \\ \text{rot } \mathbf{E} &= i\omega\mu_0 \mathbf{H}, \text{ div } \mathbf{E} = \rho/\epsilon_0. \end{aligned} \quad (5)$$

В отсутствие объемного заряда правая часть последнего уравнения системы (5) обнуляется, и решения этой системы зависят только от угловой частоты ω и электропроводности σ .

Переходя к магнитному векторному потенциалу \mathbf{A} ($\text{rot } \mathbf{A} = \mathbf{B}$), получаем с учетом $\mathbf{E} = -i\omega\mathbf{A}$ уравнение:

$$(i\omega\sigma - \omega^2\epsilon_0\epsilon_r)\mathbf{A} + \text{rot} \left(\frac{\text{rot } \mathbf{A}}{\mu_0\mu_r} \right) = \mathbf{j}_0. \quad (6)$$

Геометрия модели. Численное моделирование выполнялось для модельной подповерхностной структуры, включающей области с различными значениями электропроводности σ , вертикальный разрез которой приведен на рис. 2, а.

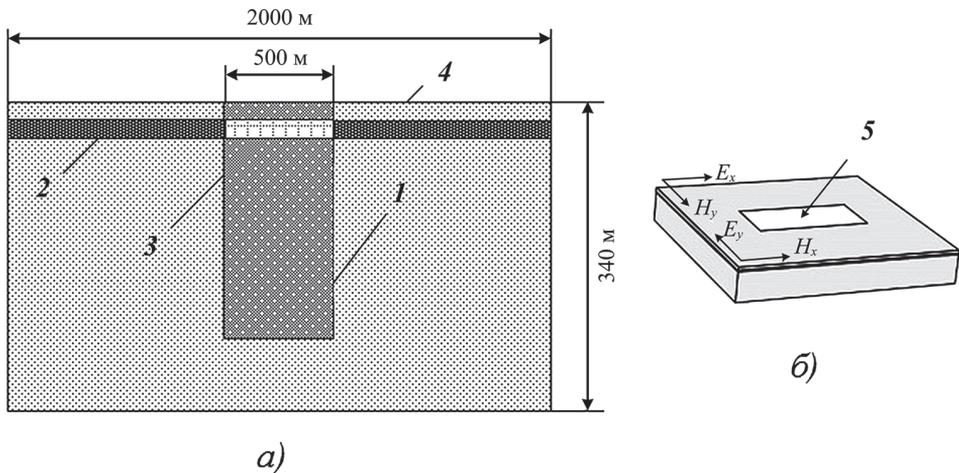


Рис. 2. Схема области для численного расчета. (а) – 1 – разломная зона; 2 – безнапорный водоносный горизонт; 3 – водоносный горизонт в пределах разлома; 4 – поверхность земной коры. (б) – направление составляющих декомпозиционных волн. 5 – след разломной зоны на земной поверхности

Полный размер расчетной области (фоновое значение $\sigma = 0.0002$ См/м) выбирался из конфигурации тектонической структуры и исследуемого водоносного горизонта и составлял величину $2000 \times 2000 \times 340$ м. Тектонический разлом с $\sigma = 0.01$ См/м моделировался прямоугольным параллелепипедом шириной 500, длиной 1000 и глубиной 280 м (тектоническая структура в окрестности точки проведения магнитных измерений). Уровень подземных вод с $\sigma = 2$ См/м вне разлома и $\sigma = 1$ См/м внутри него отсчитывался от уровня моря и менялся в соответствие с данными измерений. Водоупор безнапорного водоносного горизонта располагался на глубине 56,6 м. Частота электромагнитного излучения источника (две плоские волны с перпендикулярной поляризацией, показанные на рис. 2, б) оценивалась по величине скин-слоя, характеризующего глубину проникновения поля в среду с использованием характерных значений параметров. Частота источника рассматривалась в диапазоне 1–10 Гц.

При численном моделировании решалась система уравнений Максвелла в частотной области для обеих плоских волн, при этом для граней, параллельных направлению H , задавались периодические граничные условия, а для перпендикулярных граней – условие непрерывности тангенциальной составляющей магнитного поля. На нижней границе области задавалось условие магнитной изоляции, на второй границе – величина H . При численном моделировании использовался метод конечных элементов в среде MatLab.

Результаты расчетов. На рис. 3 приведены зависимости от времени магнитуды типпера магнитного поля, полученные в результате численного моделирования, в сопоставлении с уровнем подземных вод в точке, расположенной на границе рассматриваемой разломной зоны. Данные рисунка свидетельствуют о выраженной согласованности вариаций магнитного типпера с уровнем безнапорных подземных вод.

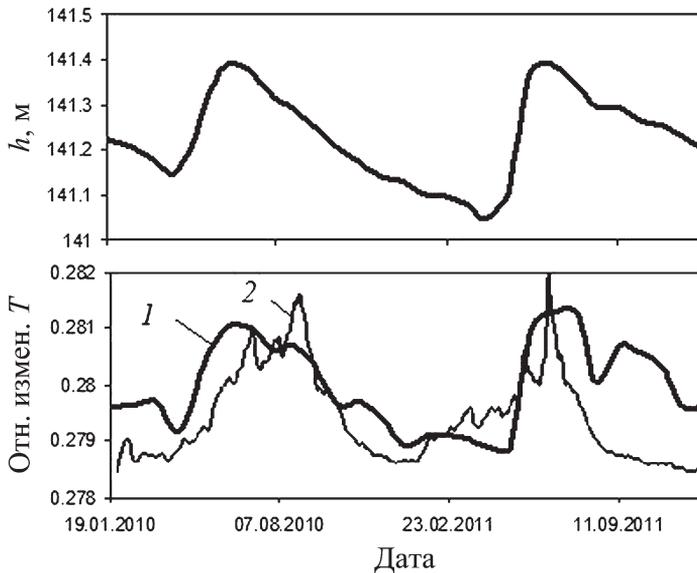


Рис. 3. Синхронные вариации уровня подземных вод в безнапорном водоносном горизонте h и относительные величины магнитного типпера T . 1 – результаты расчета по численной модели, 2 – данные измерений

Заключение

Результаты выполненных исследований показывают, что изменение уровня безнапорного водоносного горизонта при наличии вертикально распространяющейся тектонической структуры вызывает значимые изменения магнитного типпера на земной поверхности.

Предложенная численная модель отклика магнитного поля на режим подземных вод описывает качественно, а при определенном выборе ее параметров и количественно, результаты инструментальных наблюдений, выполненных в ГФО ИДГ РАН «Михнево», расположенной в районе глубинной Нелидово-Рязанской тектонической структуры.

Полученные результаты могут служить основой для разработки новых подходов к диагностике геодинамического состояния земной коры на основе анализа вариаций геофизических полей при выборе и обосновании участков под строительство особо ответственных объектов и сооружений (АЭС, подземные захоронения радиоактивных отходов и т.д.), а также для обеспечения их долговременной безопасной эксплуатации.

Авторы выражают благодарность А.Н. Ляхову за помощь в обработке данных и ценные замечания, высказанные при обсуждении результатов исследований.

Работа выполнена по Программе 8 ОНЗ РАН «Взаимодействие геосфер: геофизические поля и массоперенос», при поддержке РФФИ (грант 14-05-00073-а).

Литература

Адушкин В.В., Зецер Ю.И., Гаврилов Б.Г., Санина И.А., Спивак А.А. Комплекс измерений геофизических полей и процессов взаимодействия геосфер обсерватории «Михнево» // *Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2005. С. 13–18.*

Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б. и др. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора-атмосфера // *Физика Земли. 2006. № 7. С. 34–51.*

Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М.: Наука, 2007. 579 с.

Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М. и др. Синхронные вариации магнитного поля Земли и уровня подземных вод // *Доклады академии наук. 2013. Т. 449. № 5. С. 579–581.*

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С. и др. Магнитовариационное зондирование: новые возможности // *Физика Земли. 2003. № 9. С. 3–30.*

Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Спивак А.А. Выбор объекта для проведения комплексных исследований геодинамических и геофизических аномалий в зонах влияния тектонических структур // *Нестационарные процессы в верхних и нижних геосферах земли: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ИДГ РАН, 2002. С. 114–129.*

Горбунова Э.М. Гидрогеологические условия Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны // *Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2003. С. 129–141.*

Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Взаимосвязь линеаментных форм и геолого-структурного плана территории Московского региона // *Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы: сб. научных трудов ИДГ РАН М.: ГЕОЛС, 2008. С. 23–30.*

Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Докл. АН СССР. Нов. сер., 1950. Т. 73. № 2. С. 295–297.

Флюиды и геодинамика: материалы Всероссийского симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика» (Москва, 19–21 нояб. 2003 г.) / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, И.Г. Киссин. М.: Наука, 2006. 283 с.

Cagniard L. (1953) Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting // *Geophysics* 18:605–635.

Labson V.F., Becker A. Natural field and very low-frequency tipper profile interpretation on contacts // *Geophysics*. Vol. 52. No. 12 (Decemder 1987). P. 1697–1707.

Naidu G.D. Deep crustal structure of the Son-Narmada-Tapti lineament, central India // Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2012. 147 p.

Zhdanov M.S., Varentsov I.M., Weaver J.T., Golubev N.G., Krylov V.A. Methods for modeling electromagnetic fields results from COMMEMI – the international project on the comparison of modelling methods for electromagnetic induction // *J. Applied geophysics*. 1997. Vol. 37. P. 133–271.