

ЧИСЛЕННО-ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОСВЯЗИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ И МИКРОКОЛЕБАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ КРУПНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

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

Рассматриваются результаты синхронных инструментальных наблюдений за вариациями геомагнитного поля на поверхности земной коры и микросейсмическими колебаниями в зоне влияния Нелидово-Рязанской тектонической структуры. Представлена численно-феноменологическая модель преобразования энергии геомагнитных вариаций на поверхности земной коры в энергию микросейсмических колебаний на ее приповерхностных участках. Выполненные на основе предложенной модели оценки согласуются с данными инструментальных наблюдений. Проверена гипотеза и показано, что магнитострикция не обеспечивает наблюдаемые в эксперименте амплитуды микросейсмических вариаций. Одним из возможных механизмов взаимодействия геомагнитного и микросейсмического полей может являться концентрация токов во флюидонаполненных каналах земной коры.

Введение

Интерес к исследованию взаимодействий и преобразований геофизических полей на границе земная кора-атмосфера обусловлен рядом причин, среди которых следует особо отметить следующие. Именно в приповерхностной зоне Земли формируется режим среды обитания, в том числе как отклик на эндогенные и экзогенные воздействия. Здесь же сосредоточена практически вся производственная деятельность человека, причем, с совершенствованием, созданием и внедрением новых, современных технологий (в особенности прецизионных) учет влияния геофизических полей особенно важен. Немаловажным является также фактор, связанный с разработкой новых подходов и методов геодинамической диагностики локальных участков земной коры с целью выбора и обоснования площадок под строительство особо ответственных сооружений и объектов, обеспечения их долговременной безопасной эксплуатации с использованием особенностей геофизических полей в приповерхностной зоне Земли.

Приземный слой атмосферы и приповерхностные участки земной коры вместе представляют собой единую целостную геофизическую систему, функционирование и направленность развития которой определяется взаимовлиянием геодинамических процессов, протекающих в твердой геосфере, и геофизических процессов в атмосфере. При этом наличие структурных неоднородностей земной коры в виде тектонических разломов существенно повышает интенсивность массо- и энергообменных процессов в зонах их влияния [Барсуков, 1979; Соловьев, Спивак, 2009; Спивак, 2010].

В настоящей работе рассматривается влияние магнитного поля вне зависимости от источников и конкретных механизмов его возникновения на амплитудные вариации микросейсмического фона в зоне влияния глубинной Нелидово-Рязанской тектонической структуры (НРТС) [Адушкин и др., 2006]. В качестве основного ме-

ханизма преобразования энергии геомагнитных вариаций в энергию микросейсмических колебаний рассматривается магнитострикция.

Результаты инструментальных наблюдений

Данные синхронной регистрации магнитного поля на поверхности Земли и сейсмического фона, выполненные на геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН, расположенной в зоне влияния НРТС, свидетельствуют о наличии возможной связи между геомагнитными вариациями и амплитудными вариациями микросейсмических колебаний в земной коре [Адушкин и др., 2012а]. Анализ результатов наблюдений за период 2008–2011 гг. позволяет установить в анализируемых диапазонах величин¹ количественную связь между максимальными значениями амплитуд вариаций горизонтальной составляющей геомагнитного поля B_{hm} и микросейсмического поля v_m (с источниками в окрестности основного дизъюнктива I-го порядка) в виде (рис. 1):

$$v_m = 4,4 \cdot 10^{-3} B_{hm}^{0,78}, \quad (1)$$

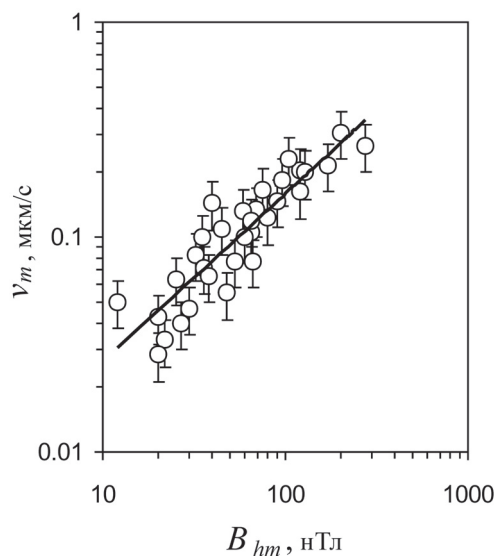
где B_{hm} и v_m выражены соответственно в нТл и мкм/с.

При этом отмечается значимая корреляция между величинами B_{hm} и v_m (коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет 0,91 при статистической значимости $p \leq 0,05$).

Численная модель проникновения вариаций геомагнитного поля атмосферы в земную кору при наличии крупной неоднородности

Для оценки механического эффекта от воздействия геомагнитного поля на земную кору необходимо сначала оценить, каковы пространственные характери-

Рис. 1. Корреляционная связь между максимальной амплитудой микросейсмических импульсов и положительных импульсных вариаций геомагнитного поля на земной поверхности в районе геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН.



¹ Диапазоны изменений максимальных значений амплитуд геомагнитных вариаций В и сейсмического фона А составили соответственно 15–300 нТл и 0,03–0,3 мкм/с.

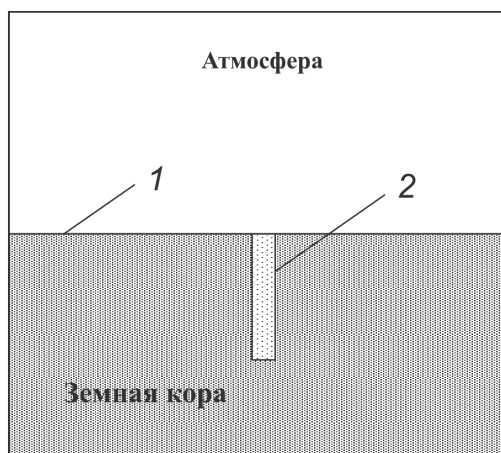


Рис. 2. Схема расчетной области.
1 – граница раздела между атмосферой и земной корой; 2 – неоднородность, моделирующая разлом.

ки магнитного поля в земной коре, в частности, в зоне влияния крупного дизъюнктива.

Задача решалась численно в следующей постановке. На поверхности участка земной коры, включающей неоднородность в виде вертикальной области с контрастными характеристиками (см. схему на рис. 2), задавалась вариация геомагнитного поля с амплитудой, соответствующей привлекаемым данным инструментальных наблюдений [Адушкин и др., 2012б]. В результате решения системы уравнений Максвелла [Лосева, Спивак, Кузьмичева, 2011] определялись параметры магнитного поля в твердой среде.

В качестве эквивалентного источника геомагнитных вариаций на земной поверхности служил проводник с током, расположенный на высоте 110 км^1 . Величина тока

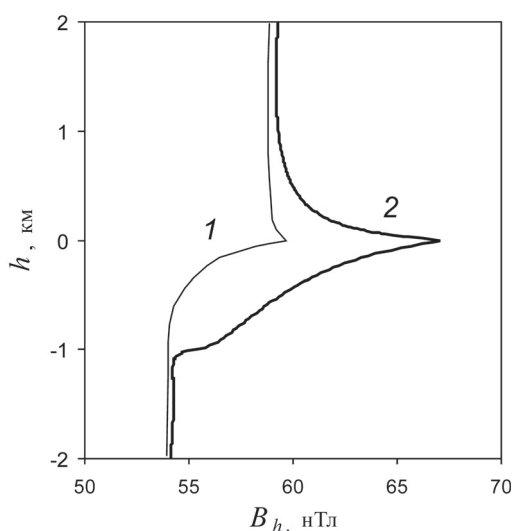


Рис. 3. Распределение индукции геомагнитной вариации по высоте вдоль линии, проходящей через серединную область разлома (2) (максимальная амплитуда геомагнитной вариации на поверхности земной коры составляет 67 нТл).
1 – расчет в отсутствие разлома.

² Расчеты выполнялись для двух случаев расположения проводника: вдоль и поперек разлома.

в проводнике варьировалась в пределах, обеспечивающих амплитуду геомагнитных вариаций на поверхности земной коры в диапазоне 15–300 нТл. Размер расчетной области 100×100 км. Тектонический разлом моделировался прямоугольной областью (рис. 2) шириной 100 м и вертикальным размером 1 км. Величина удельного сопротивления приземного слоя атмосферы, грунта и материала-заполнителя разломной зоны составляла соответственно 10^{-14} (воздух), 10^{-3} (гранит), 10^{-1} (раздробленная порода, песок) См/м.

Некоторые примеры результатов расчета представлены на рисунках 3–5. В частности, на рис. 3 приведено распределение горизонтальной составляющей наведенной магнитной индукции B_h вдоль вертикальной линии, пересекающей разлом в центральной его части. На рис. 4 и 5 – соответственно распределение B_h вдоль горизонтальных плоскостей, параллельных земной поверхности и пересе-

Рис. 4. Распределение индукции геомагнитных вариаций в плоскости, параллельной земной поверхности на глубинах, м: 1 – 0; 2 – 250; 3 – 400 (штрихпунктирные линии – расчет в отсутствие разлома для глубин, м: 1' – 0; 2' – 250; 3' – 400).

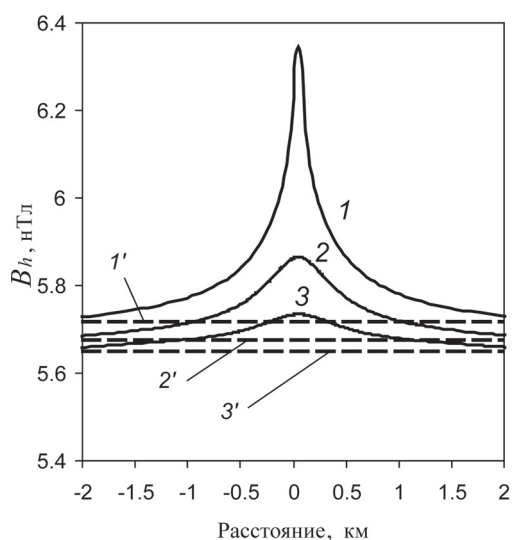
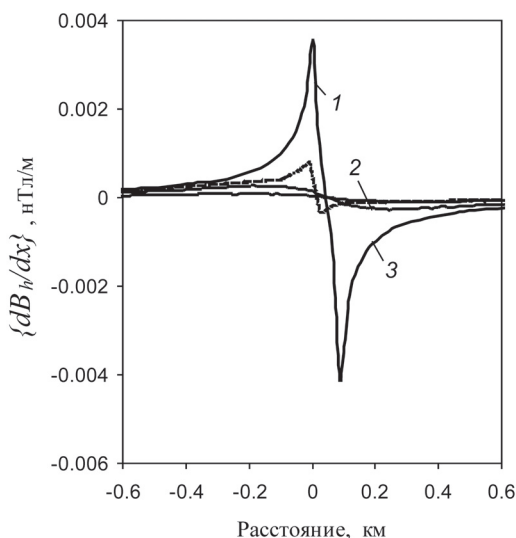


Рис. 5. Градиент индукции вариаций геомагнитного поля вдоль горизонтальной координаты x на глубинах, м: 1 – 0; 2 – 250; 3 – 400 (пунктир – расчет для случая 1 в отсутствие разлома).



кающих разлом на разной глубине, и значения градиента B_h вдоль горизонтальной координаты.

Из рис. 3–5 видно, что наличие неоднородности отчетливо проявляется в амплитуде магнитной индукции. По этой причине следует ожидать, что наибольший эффект от преобразования энергии между рассматриваемыми геофизическими полями должен наблюдаться в зоне влияния неоднородности.

Феноменологическая модель процесса преобразования энергии геомагнитных вариаций в энергию микросейсмических колебаний

В простейшем случае зависимость между максимальной амплитудой вариаций напряженности геомагнитного поля ΔH_m и амплитудой скорости колебаний v_m в наведенных вариациях сейсмического фона, которые будем представлять в виде гармонических колебаний с частотой f , допустимо принять в виде:

$$v_m = \left(\frac{\partial v_m}{\partial H_m} \right) \Delta H_m. \quad (2)$$

С учетом связи между амплитудой колебаний в гармонической волне и линейной деформацией среды ε в виде $v_m = 2\pi f L \varepsilon$, где L – линейный размер эффективно-го сейсмического излучателя, записываем с учетом (2):

$$v_m = 2\pi f L \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial H_h} \right) H_h, \quad (3)$$

где H_h – вариация горизонтальной компоненты напряженности геомагнитного поля.

Появившийся множитель $\beta = \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial H_h} \right)$ можно рассматривать как аналог коэффициента преобразования вариации магнитного поля H_h в деформацию при линейной изотермической магнитострикции [Гридин, Гончаров, 2009].

Предварительные оценки позволяют определить характерные порядки некоторых величин. Так, с учетом того, что вариации сейсмического фона, наведенные геомагнитными вариациями, наблюдаются в диапазоне частот 0,01–0,1 Гц [Адушкин и др., 2012а] можно оценить размер эффективного сейсмического излучателя L , который в нашем случае составляет величину порядка 10^5 м.

По амплитуде наблюдаемых наведенных вариаций сейсмического фона легко оценивается порядок линейной деформации среды. Действительно, в акустическом приближении, вызванные волновым движением напряжения в среде, составляют

$$\sigma = \rho C v_m,$$

где ρ – плотность среды, C и v_m – соответственно скорость распространения продольной упругой волны и амплитуда скорости колебаний.

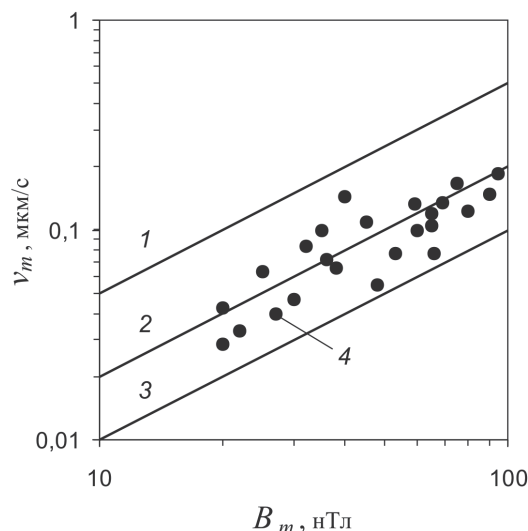
Отсюда при характерных для верхних участков земной коры средних значениях параметров $\rho = 2,5 \cdot 10^3$ кг/м³, $C = 4,5 \cdot 10^3$ м/с и величине упругого модуля 10^{10} н/м² деформация ε составляет по порядку величины 10^{-11} .

Результаты численных расчетов

Численные расчеты выполнялись для широкого диапазона значений

$$\alpha = \left(\frac{\partial v_m}{\partial B_{hm}} \right).$$

Рис. 6. Результаты расчета при разных значениях параметра α , $\frac{\text{м/с}}{\text{Тл}}$: 1 – 5; 2 – 2; 3 – 1 (4 – результаты инструментальных наблюдений).



В качестве примера на рис. 6 представлены результаты вычислений в виде зависимости $\nu_m = \nu_m(B_{hm})$ для некоторых значений параметра α в диапазоне $20 < B_{hm} < 100$ нТл, в котором экспериментально отмечается линейная зависимость между величинами ν_m и B_{hm} [Адушкин и др., 2012а]. Для сравнения на этом же рис. 6 приведены результаты инструментальных наблюдений, выполненных на геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН. Сравнение результатов расчета и данных наблюдений свидетельствует о том, что при определенном выборе параметров расчетная модель достаточно хорошо описывает результаты измерений. При этом следует особо отметить, что наилучшее совпадение расчетных и экспериментальных данных при выбранных параметрах задачи наблюдается при значении $\alpha = 2 \frac{\text{м/с}}{\text{Тл}}$.

С целью проверки гипотезы о магнотрикционном механизме преобразования энергии между геомагнитными вариациями и вариациями сейсмического фона оценим значение параметра β .

Для значений определяющих параметров, при которых модель оптимально описывает наблюдательный эксперимент, значение параметра β составило 10^{-8} 1/э. Величина коэффициента преобразования магнитного поля в деформацию при линейной изотермической магнотрикции поликристаллических материалов с произвольной ориентацией кристаллических осей (горные породы) $\beta = \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial H_h} \right)_T$ составляет величину $10^{-11} - 10^{-13}$ 1/э. [Таблицы, 1976; Davis, Stacey, 1976].

Это позволяет сделать вывод о том, что в данном случае магнотриксию нельзя рассматривать в качестве одного из возможных механизмов преобразования энергии геомагнитных вариаций на поверхности земной коры в сейсмические колебания на приповерхностных ее участках в зоне влияния крупной тектонической неоднородности.

С учетом полученного значения β в качестве наиболее предпочтительного механизма высокоэффективного преобразования энергии между рассматриваемыми геофизическими полями в районе сильно обводненного тектонического нарушения НРТС следует рассматривать механизм, связанный с концентрацией подземных электрических токов во флюидозаполненных каналах земной коры [Авагимов и др., 2011; Барсуков, 1979].

Заключение

Результаты исследований свидетельствуют о том, что контрастная неоднородность земной коры в виде, например, разломной зоны приводит к локализации геомагнитных вариаций на поверхности земной коры. При этом амплитуда геомагнитных вариаций в земной коре быстро падает с глубиной.

Предложенная расчетно-феноменологическая модель преобразования энергии геомагнитных вариаций на земной поверхности в энергию микросейсмических колебаний при выбранных параметрах с достаточной для практических оценок точностью описывает результаты инструментальных наблюдений, выполненных на геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН в районе глубинной Нелидово-Рязанской тектонической структуры (наилучшее совпадение с данными регистрации наблюдается при значении параметра $\alpha = 2$).

Оценки позволяют сделать предварительный вывод о том, что механизм преобразования энергии между геомагнитным полем и полем микросейсмических колебаний в районе высоко флюидизированной НРТС не является магнитострикционным. Вероятнее всего таким механизмом могут служить наведенные геомагнитными вариациями электрические токи, которые концентрируются в каналах, заполненных хорошо проводящим материалом.

Исследования выполнены по Программе 8 Отделения наук о Земле РАН «Взаимодействие геосфер: геофизические поля и массоперенос» при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00096-а).

Литература

- Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Окунев В.И. Динамика энергообменных процессов в модельных образцах при воздействии упругим и электромагнитным полями // Физика Земли. 2011. № 10. С. 64–70.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора-атмосфера // Физика Земли. 2006. №7. С. 34–51.
- Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А., Харламов В.А. Отклик сейсмического фона на геомагнитные вариации // Доклады академии наук. 2012а. Т. 444. № 3. С. 414–418.
- Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А., Харламов В.А. Влияние геомагнитных возмущений на фоновые сейсмические колебания // Настоящий сборник.
- Барсуков О.М. Возможная причина электрических предвестников землетрясений // Физика Земли. 1979. № 8. С. 85–90.
- Гридин О.М., Гончаров С.А. Электромагнитные процессы. М.: Горная книга. 2009. 498 с.
- Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород // Физика Земли. 2009. № 4. С. 76–84.
- Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. № 4. С. 55–66.
- Таблицы физических величин. Справочник. М.: Атомиздат, 1976. 1008 с.
- Davis P.M., Stacey F.D. Direct measurement of magnetostriction in rocks using capacitance micrometry // Geophys. J. Royal Society. 1976. Vol. 44. Issue 1. DOI: 10.1111/j.1365–246X.