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.

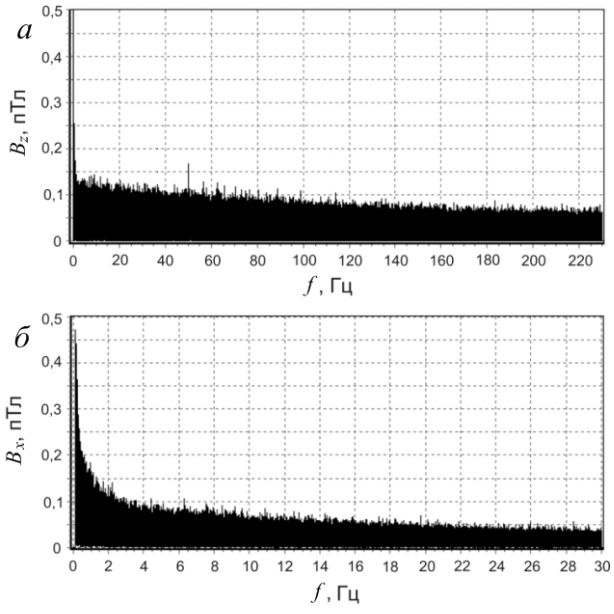

Рис. 1. Примеры минимального уровня геомагнитного шума, полученные в режиме накопления сигнала при помощи ММД 10.10.2017 г. в Артинском районе при полосе пропускания 230 Гц (*а*) и 25.05.2017 г. при полосе пропускания 30 Гц (*б*)

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 $|\mathbf{B}| \le 1{,}5$ 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

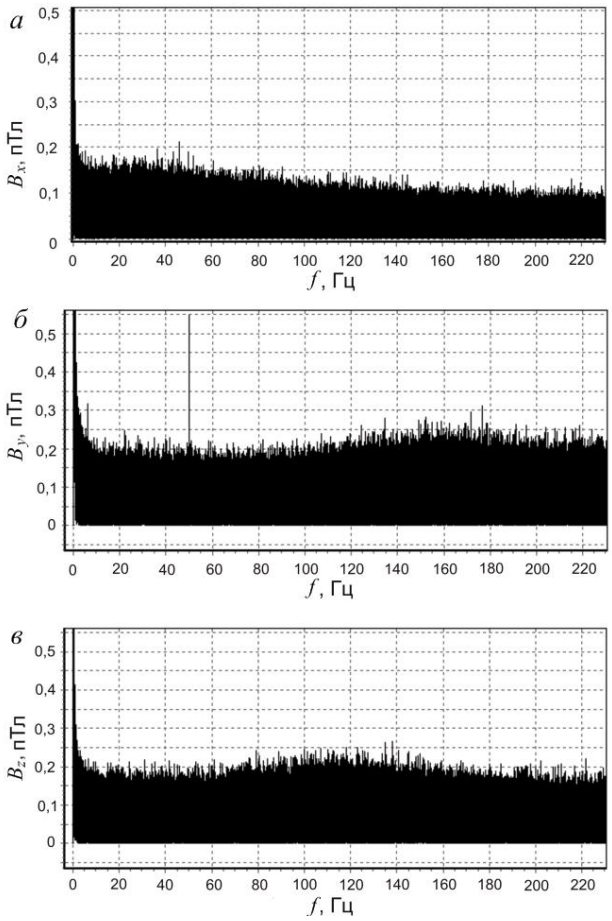

Рис. 2. Распределение амплитуды геомагнитного шума по частотам для трех компонент геомагнитного поля, B_x, B_y и B_z, полученное 19.09.2018 г. в спокойном геомагнитном поле при продолжительности записи два часа

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-

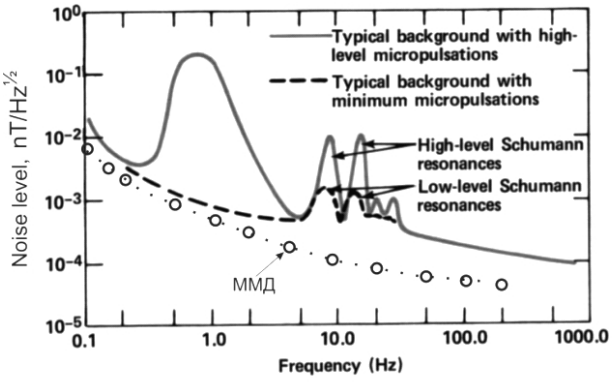

Рис. 3. Распределение плотности геомагнитного шума от частоты, полученное при помощи СКВИД-магнитометра (взято из работы (Ko et al., 1982)). Для сравнения, на рисунок наложена плотность геомагнитного шума в диапазоне частот 0,1–240 Гц, полученная при помощи ММД придлительности записи 100 с (нижняя кривая,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

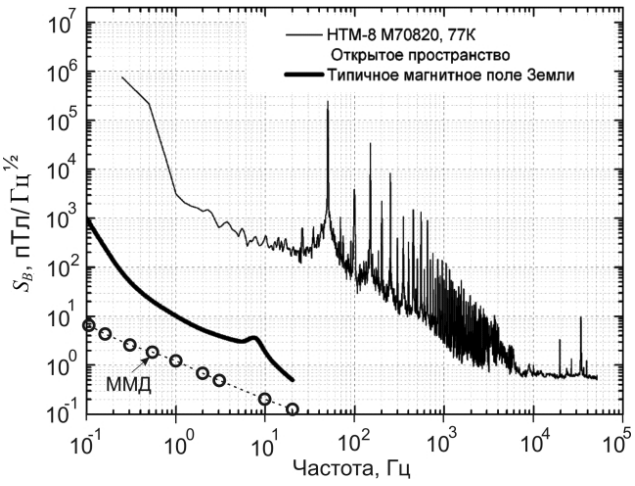

Рис. 4. Распределение плотности геомагнитного шума S_B от частоты, полученное при помощи СКВИД-магнитометра в открытом пространстве, и магнитное поле Земли в диапазоне 0,1–20 Гц из работы (Бурмистров, 2009). Для сравнения, на рисунок наложена плотность геомагнитного шума в диапазоне 0,1–20 Гц, полученная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