

Электромагнитное излучение литосферы (ЭМИЛ): проявление, условия распространения и методы регистрации

УВАРОВ В. Н.

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
email: uvarovvng@yandex.ru

Основная информация о деформационных процессах в коре из-за поглощения высокочастотного излучения проводящей породой переносится низкочастотным излучением VLF-ELF диапазона. При наблюдении удаленных литосферных источников путь распространения излучения состоит из двух частей: от подземного источника до поверхности и распространение в атмосфере от места выхода до регистратора. Оценки угла конуса выхода электромагнитного излучения для типичных параметров литосферы для этого диапазона волн лежит в диапазоне $10^\circ \div 20^\circ$ около вертикали. Иными словами, пятно выхода излучения на поверхности достаточно точно указывает на положение проекции источника.

Литосферное излучение в атмосфере составляет лишь малую часть общего естественного электромагнитного поля над поверхностью Земли, являющегося смесью полей различного происхождения. Его доминирующая компонента связана с атмосферно-грозовой активностью. Максимальная напряженность поля в точке наблюдения может достигать единиц в/м, превышая фоновое значение в сотни тысяч раз. Подавляющее число источников атмосферно-грозового происхождения находится в азиатском, африканском и американском центрах мировой грозовой активности, где каждую секунду происходит 100 – 300 молниевых разрядов. Распределение этих событий во времени имеет хорошо выраженный суточный ход. Компонента магнитосферного происхождения особенно сильно проявляется во время магнитных бурь. Литосферная компонента существенна в районах повышенной сейсмической активности в периоды активизации. Электромагнитное излучение, связанное с технической деятельностью человека существенно в местах с высокой плотностью населения и вблизи ЛЭП. Хотя в настоящее время естественное электромагнитное излучение VLF-ELF диапазона используется в глобальном дистанционном зондировании, проводимом рядом международных геофизических проектов (TOGA, WWLLN, AWDANET), результаты которых открыты на соответствующих сайтах, однако использование этих данных для исследования ЭМИЛ представляется проблематичным.

Поскольку потери электромагнитного излучения при распространении в земной коре составляют десятки дБ/м [1], доступными для регистрации оказываются сигналы литосферных источников, расстояние до которых значительно меньше длины волны. Их расположение относится к ближней волновой зоне. В то же время основные области локализации гроз расположены в приэкваториальных областях, главным образом в африканском, азиатском и американском центрах мировых гроз. Излучение грозового происхождения распространяется преимущественно в волноводе между земной поверхностью и ионосферой, где потери составляют от долей до первых единиц децибела на километр [2]. Поэтому для волн КНЧ-СНЧ диапазона при наблюдении в средних широтах источники мировых центров гроз находятся в дальней волновой зоне. Отсюда следует, что в масштабах источников литосферного происхождения поле грозового происхождения однородно.

Возможны несколько путей выделения сигнала ЭМИЛ из фона помех.

- Выделение по параметрам: частоте, амплитуде или поляризации. К сожалению необходимые для выделения сигналов ЭМИЛ отличительные признаки не найдены.

- Физическое ограничение (экранирование) объема области, занимаемой источником излучения и регистратором, реализуется при измерениях в полостях литосферы, например, в шахтах, рудниках или скважинах. Этот подход (использование рудников или шахт) хорошо известно [3] и потому рассматриваться не будет.
- Компенсация помехового сигнала. В свою очередь этот подход может быть реализован в двух вариантах — при скалярной и векторной аппроксимации поля.

1. При скалярной аппроксимации поля (т.е. при регистрации одной компоненты) компенсация основана на использовании различий пространственных статистических характеристик полезного и шумового сигналов.

2. При векторной аппроксимации поля компенсация основана на использовании линейной различных компонент сигнала, обусловленных общим источником этих компонент. В этом случае передаточная функция между этими компонентами является независимым от поля отношением компонент: $S_{k,l} = J_k/J_l$. Такой подход использован в магнитотеллурических методах.

Рассмотрим случай регистрации одной компоненты поля. Зависимость амплитуды поперечной составляющей дипольного излучения от расстояния r до источника при распространении в свободном пространстве имеет вид

$$A = A^0 \frac{\exp(-i f r / a)}{r} \left(\left(\frac{a}{f r} \right)^2 + i \frac{a}{f r} - 1 \right) \sin(\theta) \quad (1)$$

Здесь $a = \frac{c}{2\pi\sqrt{\varepsilon\mu}} \approx 5 \cdot 10^9 \text{ м/с}$ - константа.

c , ε , μ - скорость света, электрическая и магнитная восприимчивость среды, A^0 параметр, зависящий от дипольного момента, параметров среды и частоты излучения, θ - угол между направлением распространения излучения и дипольным моментом, f , r - соответственно частота и расстояние.

Из выражения (1) видно, что амплитуда поля в ближней зоне определяется выражением r^{-3} , в дальней зоне - выражением r^{-1} . Поэтому приближенно естественное поле в сейсмоактивной зоне можно рассматривать как сумму полей дальней зоны атмосферно-грозового $E_L = E_L^0 a^2 / f^2 r_L^3$ и ближней зоны литосферного $E_G = E_G^0 / r_G$ происхождения:

$$E \approx E_G + E_L = \frac{E_G^0}{r_G} + \frac{E_L^0 a^2}{f^2 r_L^3}. \quad (2)$$

Здесь E_L^0 , E_G^0 - эффективные амплитуды грозового и литосферного источников в месте их возникновения, r_L , r_G - расстояния от детектора до источников - грозового и литосферного.

Для эффективного исследования сигналов необходимо, чтобы полезный сигнал превосходил сигнал помехи $E_G/E_L > 1$. К сожалению, в нашем случае это условие не выполняется. Поэтому разработка метода регистрации-выделения сигналов литосферных источников сводится к поиску такой процедуры измерений параметров поля $F(E)$, которая позволила бы удовлетворить неравенство

$$F \left\{ \frac{E_G^0}{r_G} \right\} / F \left\{ \frac{E_L^0 a^2}{f^2 r_L^3} \right\} > 1. \quad (3)$$

Видно, что аргументы функции в правой и левой частях неравенства имеют различные степени x . Понятно, что в качестве такой функции можно использовать пространственную производную, которую достаточно просто реализовать в виде измерительной процедуры.

Для дальнейшего анализа введем вспомогательное расстояние в окрестности детектора x , удовлетворяющее условиям $x \ll r_L$, $x \sim r_G$. Тогда соотношение (3) можно переписать в виде

$$\left| \frac{d}{dx} \left\{ \frac{E_G^0}{r_G + x} \right\} \right| / \left| \frac{d}{dx} \frac{E_L^0 a^2}{f^2 (r_L + x)^3} \right| > 1 \quad (4)$$

Выполнив дифференцирование неравенства (4) и положив $x = 0$, преобразуем его к виду

$$\frac{E_G^0 f^2 r_L^4}{3a^2 E_L^0 r_G^2} > 1 \quad (5)$$

Оценки этого неравенства в диапазоне частот $f \sim 10 \div 10^3$ Гц при расстояниях до центра грозовой активности десятки мегаметров ($r_l \sim 10^9$), до литосферного источника в сотни метров ($r_G \sim 10^3$ м), напряженности пробоя воздуха при молниевом разряде $E_L^0 \approx 10^6$ В/м, напряженности поля, наводимой дислокационным движением в горной породе $E_G^0 \sim 10^{-10} \div 10^{-7}$ В/м [5], показывают что это неравенство выполняется с большим запасом. Иными словами, в частотном диапазоне $10 \div 10^3$ Гц сигнал литосферного источника может быть уверенно зарегистрирован и выделен из сильных помех атмосферно-грозового происхождения с использованием электромагнитного датчика пространственной производной электромагнитного поля. Таким образом может быть выделен как сигнал литосферной эмиссии, так и сигнал индукционного происхождения — вызванный токами, наведенными полем удаленных источников (приэкваториальных гроз) в контрастных по электропроводности геологических телах. При этом исходный сигнал, вызывающий индукционные токи, будет подавлен.

Практическая реализация такого датчика представляет собой квадрупольную антенну - систему из двух разнесенных в пространстве идентичных дипольных антенн с противоположно ориентированными дипольными моментами [1,4].

Условия распространения волн в земной коре с увеличением глубины улучшаются, а приближение к поверхности, напротив, приводит к ухудшению условий распространения. Поэтому для эффективного исследования волновых полей литосферы необходим доступ к подповерхностным слоям коры с малыми потерями. Такой доступ возможен в рудниках, шахтах или с помощью скважин, охватывающих большие территории и разнообразие геологических условий.

Однако использование скважин при компенсационном приеме порождает дополнительные сложности. В этом случае одна из антенн использует стальную обсадную трубу скважины в качестве ферритового сердечника, являющегося одновременно и магнитопроводом магнитной компоненты электромагнитных колебаний на поверхность. Вторая антенна регистрирует только помеховый сигнал, который используется для выделения полезного литосферного сигнала. Амплитудно-частотные характеристики этих антенн затруднительно сделать идентичными для качественной компенсации помехового сигнала. Поэтому необходимо осуществлять независимую регистрацию сигнала каждой антенной, а компенсацию проводить на стадии предварительной обработки. В этом случае вводят весовую функцию a , позволяющую компенсировать различие их АЧХ. Рассмотрим спектры мощности сигнала смеси и компенсирующего сигнала: $J_0(\omega) = \left(\tilde{F}(I_0) \right)$, $J_k(\omega) = \left(\tilde{F}(I_k) \right)$. Здесь J , $\left(\tilde{F} \right)$, I_0 , I_k соответственно спектр мощности, модуль преобразования Фурье, сигнал смеси и компенсирующий сигналы. Поскольку литосферный сигнал значительно слабее помехового, можно найти весовой коэффициент в предположении, что средние спектры мощности сигнала смеси и компенсирующего сигнала должны быть равны с точностью до весовых коэффициентов: $\overline{(J_0(\omega))} \simeq a(\omega) \cdot \overline{(J_k(\omega))}$.

Для нахождения весовой функции $a(\omega)$ воспользуемся методом наименьших квадратов, выбрав в качестве целевой функции $F(\omega) = \overline{(I_0(\omega) - a_1(\omega) \cdot I_k(\omega))^2}$. Минимизируя

целевую функцию $\frac{\partial F(\omega)}{\partial a_1(\omega)} = 0$, получаем весовые коэффициенты $a_1(\omega) = \frac{\overline{(I_0(\omega) \cdot I_k(\omega))^2}}{(I_k(\omega))^2}$. Для компонент спектра мощности литосферного сигнала получаем $I_l = (I_0(\omega) - a_1(\omega) \cdot I_k(\omega))$, показанный на рисунке 1. Левая часть – сигнал компенсирующей антенны, центральная – сигнал смеси, правая – отфильтрованные сигналы. Белым прямоугольником выделены сигналы литосферного происхождения.

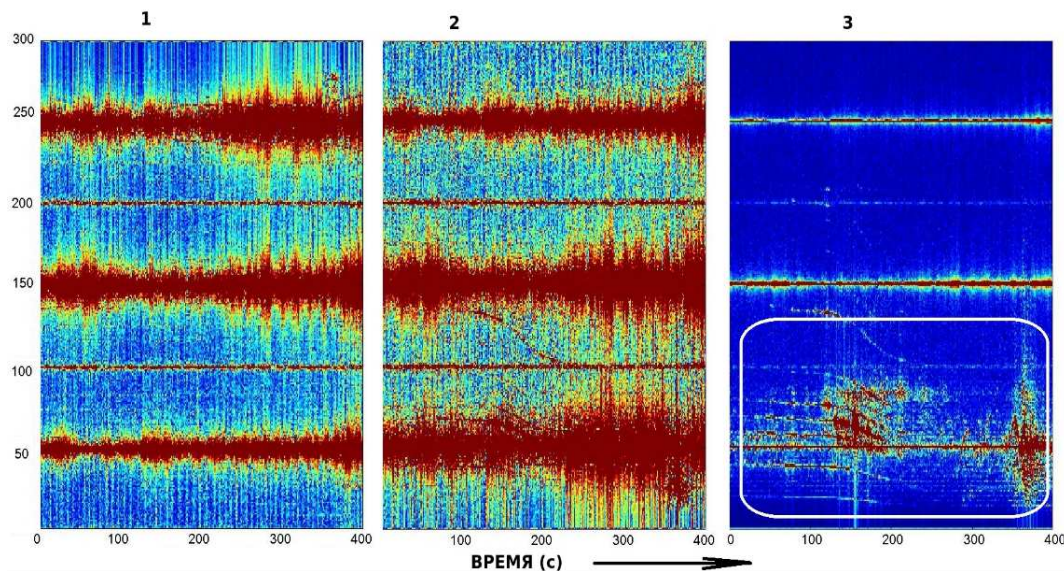


Рис. 1. Логарифм спектра мощности отфильтрованного сигнала

Мгновенные значения компонент электромагнитного поля линейно зависимы: $J_k = \hat{R}_{k,m} J_m$ или $\frac{J_k}{J_m} = \hat{R}_{k,m}$. В таком случае величина $\hat{R}_{k,m}$ не зависит от свойств источника и полностью характеризуется параметрами среды распространения, являясь ее передаточной функцией. Специфика наземных наблюдений в ELF-VLF диапазоне (30 Hz-30 kHz) заключается в большой длине волны ($10^4 \div 10^7$ м.). Регистрирующая антенна оказывается расположенной в скин-слое ($\Delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{\mu f}}$, $10^5 \geq \Delta \geq 10^2$ м. Здесь ρ, μ, f – удельная проводимость, относительная магнитная проницаемость и частота соответственно). Естественно, в этом случае передаточная функция полностью характеризуется свойствами среды в точке приема. В таком случае количество компонент этой передаточной функции равно числу независимых пар наблюдаемых компонент поля. В случае наблюдения всех 6 компонент (3 электрических и 3 магнитных) число компонент передаточной функции $C_6^2 = 15$.

В геофизической разведке широко используются магнитотеллурические методы, основанные на наблюдении части компонент передаточной функции и последующей интерпретации (“инверсии”) полученных данных с привлечением геологически обоснованных моделей в области инфранизких частот ($f < 1$ Hz) [6].

Литература

1. Уваров В.Н., Электромагнитное излучение литосферного происхождения. Метод обнаружения и первые результаты. / Уваров В.Н., Дружин Г.И., Санников Д.В. // Приборы и техника эксперимента. 2010, №6, стр. 131-137.

2. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. Из-во АН СССР, 1961, 543с.

3. Яковицкая Г.Е., Методы и технические средства диагностики критических состояний горных пород на основе электромагнитной эмиссии. // Новосибирск, 2008., 2008.-315с.

4. Патент РФ G01V 3/08 № 2473101, 30.06.2011. Уваров В.Н., Дружин Г.И., Пухов В.М., Санников Д.В. Способ пассивной локации близко расположенных источников электромагнитного излучения на фоне мощных излучений удаленных источников.

5. Чаркина О.В., Чишко К.А. Электромагнитное излучение подвижных дислокационных элементов в ионном кристалле. // Физика твердого тела, 2001г., Т 43, №10, стр. 1821 – 1827.

6. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. Научный мир, Москва, 2009г., 680с., УДК: 550.837.11, ISBN: 978-5-91522-087-3