РОЗРАХУНОК ГЕОЕЛЕКОРИЧНОГО ПОЛЯ ЗА ДАННИМИ КОЛИВАННЯ МАГНІТНОГО ПОЛЯ В ПЕВНІЙ ТОЧЦІ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ

Кирик В.В., д.т.н., Нагорний Р.В., аспірант, Жук Б.О., студент
НТУУ «КПІ», кафедра електричних мереж та систем

Геомагнітні зміни поля виникають через струми, які протікають в іоносфері та магнітосфері на висоті 100 км та вище. Зміни горизонтального магнітного поля в свою чергу створюють електричне поле, яке служить джерелом для протікання електричних струмів у Землі відповідно до закону Ома. Струми в іоносфері та магнітосфері є функціями від часу та простору. Викликане ними магнітне поле, відповідно до закону Фарадея, призводить до наведення електричного поля на поверхні регіонів, над якими відбувається флуктуація магнітосфери. Поверхневий потенціал прикладений в точках заземлення нейтралей трансформаторів викликає протікання геомагнітних індукційних струмів.

Оскільки діапазон частот ГІС (геомагнітних індукційних струмів) знаходиться в межах 0,001 – 1 Гц, коливання магнітного поля можуть проникати на сотні кілометрів у глиб поверхні. Тому при розрахунках геоелектричного поля і струмів ГІС, необхідно враховувати як провідності Земної кори, так і її мантії. Враховуючи при цьому те, що поверхневий опір є функцією від частоти.

Залежність геоелектричного поля від геомагнітного поля та повного поверхневого опору описується виразами:

$$E_x(\omega) = Z(\omega)H_y(\omega)\,; \tag{1}$$

$$E_y(\omega) = -Z(\omega)H_x(\omega)\,; \tag{2}$$

де $E_x(\omega)$ – геоелектричне поле, направлене на північ (В/м); $E_y(\omega)$– геоелектричне поле, направлене на схід (В/м); $H_x(\omega)$ – напруженість геомагнітного поля, направленого на північ (А/м); $H_y(\omega)$ – напруженість геомагнітного поля, направленого на схід (А/м); $Z(\omega)$ – повний поверхневий опір (Ом) [1].

Зв'язок між напруженістю магнітного поля $H(\omega)$ та магнітною індукцією $B(\omega)$ має вигляд:

$$H(\omega) = -\frac{B(\omega)}{\mu_0}\,. \tag{3}$$

де $\mu_0=4\pi\cdot10^{-7}$ Гн/м [2] – магнітна проникність вільного простору.

Поверхневий повний опір $Z(\omega)$ залежить від структури Землі. Для обчислення повного поверхневого опору була використана одновимірна модель з однорідною структурою в поперечному напрямку. Вона не враховує поперечні зміни провідності, але забезпечує прийнятні наближення при розрахунку поверхневого опору. До розрахунку були взяті дані зміни

провідностей прошарків у залежності від глибини для території на якій знаходиться місто Львів (модель 42) [2].

Кожен прошарок Землі характеризується власним коефіцієнтом розповсюдження:

$$k_n = \sqrt{j\omega\mu_0\sigma_n}\ ; \tag{4}$$

де ω – кутова швидкість,(рад/с); μ_0– магнітна проникність повітряного простору; σ_n – провідність шару n, 1/ (Ом·м).

Для нижнього шару, де немає жодного відбиття, повний поверхневий опір розраховуються за виразом:

$$Z_n = \frac{j\omega\mu_0}{k_n}\ ; \tag{5}$$

Для розрахунку поверхневого опору шару вище, визначаємо коефіцієнт відбиття від шару нижче:

$$r_n = \frac{1 - k_n \dfrac{Z_{n+1}}{j\cdot\omega\cdot\mu_0}}{1 + k_n \dfrac{Z_{n+1}}{j\cdot\omega\cdot\mu_0}}\ ; \tag{6}$$

Тоді повний поверхневий опір для цього шару розраховується за формулою:

$$Z_n = j\cdot\omega\cdot\mu_0\left(\frac{1 - r_n\cdot e^{-2k_n d_n}}{k_n(1 + r_n\cdot e^{-2k_n d_n})}\right). \tag{7}$$

Ці кроки повторюються для кожного з шарів у напрямку до поверхні Землі. Коефіцієнти розповсюдження та відповідні повні поверхневі опори є функціями від частоти, тому послідовність подібних розрахунків слід повторювати для кожної частоти. До розрахунку беремо тільки повний поверхневий опір верхнього шару (Z_1), в якому вже враховано коефіцієнти відбиття шарів що розміщені нижче [4]. Послідовність розрахунку геоелектричного поля приведена на рис.1.

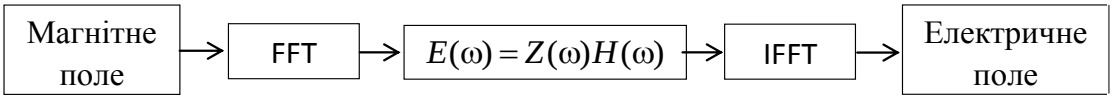

Рисунок 1 – Послідовність розрахунку геоелектричного поля

Дані щодо зміни магнітного поля від часу B(t) були взяті із сайту Intermagnet (International Real-time Magnetic Observatory Network) для Львівської обсерваторії за 06/06/2015р.

Застосовуючи до компонент коливань магнітного поля Землі виду B_x(t) та B_y(t) швидке перетворення Фур'є (FFT) отримуємо частотний спектр зміни магнітного поля для B_x(ω), B_y(ω).

За формулами (1) та (2) знаходимо значення геоелектричного поля E(ω). Застосування зворотного швидкого перетворення Фур'є (IFFT) до значень

компонент геоелектричного поля $E_x(\omega)$ і $E_y(\omega)$ дасть криві коливань геоелектричного поля від часу $E_x(t)$ та $E_y(t)$, які показані на рис.1 і рис 2.

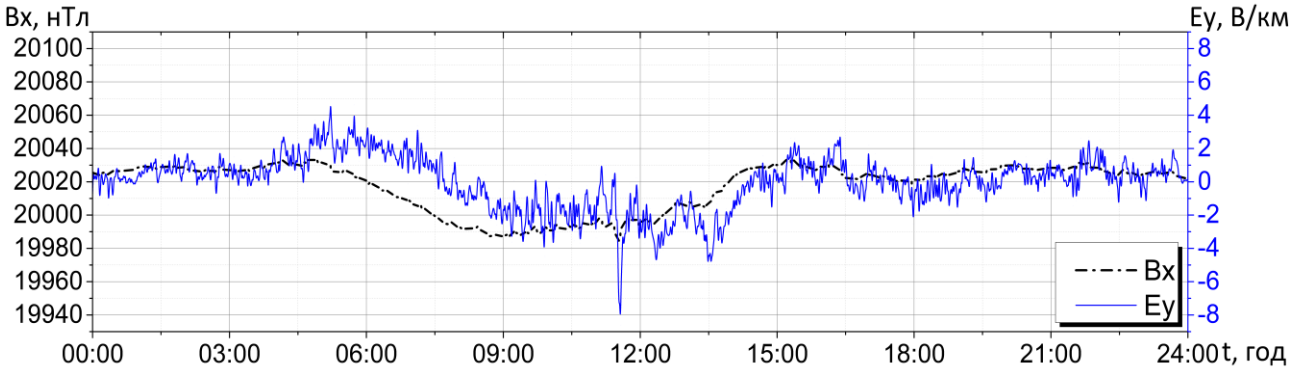

Рисунок 2 – Залежність зміни компонент геомагнітного (B_x) та геоелектричного (E_y) полів від часу

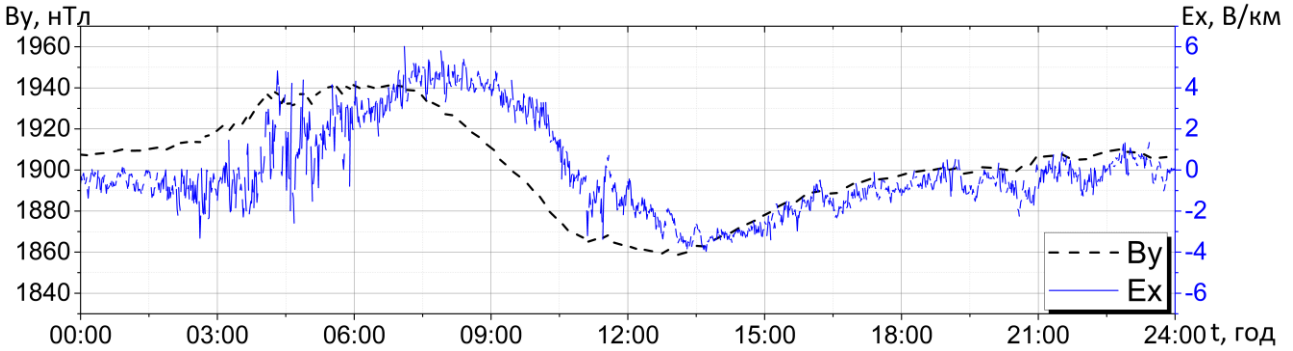

Рисунок 3 – Залежність зміни компонент геомагнітного (B_y) та геоелектричного (E_x) полів від часу

Для розглянутого вище методу розрахунку прийнято, що коливання магнітного поля по поверхні Землі незмінні, і що структура провідностей Землі змінюється лише з глибиною і не існує поперечних відмінностей в провідності.

Висновки. Згідно результатів розрахунків представлених на рис. 1-2 маємо, що компонента геоелектричного поля, що направлена на схід, досягає максимального значення 8 В/км, а компонента направлена на північ досягає максимального значення в 6 В/км. Отримані максимальні значення компонентів геоелектричного поля виникають в різні моменти часу, однак кожна окремо компонента може створити значені струми ГІС в мережі.

Перелік посилань

1. Fiona Simpson, Karsten Bahr, Practical Magnetotellurics, Cambridge University Press, 2005. 5

2. Juan A. Martinez-Velasco, Power System Transients: Parameter Determination, CRC Press, 2010. 3

3. Estimation of the electric resistivity Distribution (eurhom) in the european Lithosphere in the frame of the eurisgic Wp2 project. Acta Geod. Geoph. Hung., Vol. 47(4), pp 377-387 (2012).

4. DRAFT Application Guide for Computing GIC in the Bulk Power System, 4.1.2013, pp. 6 – 30.