

ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION A LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS
DIARIAS DE LOS CAMPOS INDUCIDOS EN LAS CAPAS SUPERIORES
DE LA TIERRA

Silvia Duhau[†] y Alicia Favetto^{**}

DEPARTAMENTO DE FISICA, FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES,
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES- 1420 BUENOS AIRES- ARGENTINA.

RESUMEN

Se analiza la contribución a las variaciones geomagnéticas diarias del campo inducido por las capas de la tierra que se hallan por encima de la conductosfera. Se calcula la respuesta de un modelo de tierra plana en multicapas frente a una fuente externa que respresenta la forma global promedio de la corriente ionosférica mediante modelos analíticos sencillos.

Se discuten los resultados en forma general y también en base a los mismos se reinterpreta la parte interna de las variaciones geomagnéticas diarias halladas previamente en Perú y Africa Central.

ABSTRACT

The contribution of the field induced by the layers above the conductosphere to the geomagnetic daily variations are analyzed using a multilayered plane model and computing its response to an external source representing the average global shape of the ionospheric currents through simple analytical expressions. A general analysis of the results is made, and also based on the same, a reinterpretation of the interval part of the geomagnetic daily variations previously found at the Peruvian and Central Africa equatorial zones is performed.

† MIEMBRO DE LA CARRERA DEL INVESTIGADOR DEL CONICET

** PROFESIONAL DE LA CARRERA DE APOYO A LA INVESTIGACION DEL CONICET

2 ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION..

1. Introducción

A partir del análisis de las variaciones geomagnéticas diarias (VGD) se infiere un aumento brusco en la conductividad terrestre, indicando este hecho la presencia de una capa, la conductosfera, que tiene una conductividad cuatro ordenes mayor que la de cualquiera de las capas que están por encima de ella.

La profundidad promedio donde comienza la conductosfera, p , fue estimada por Lahiri y Price (1939) en 650 km utilizando un modelo esférico para interpretar la parte interna de las VGD previamente separadas con el análisis de los armónicos esféricos.

Además del interés intrínseco que presenta el conocimiento de la profundidad donde comienza la conductosfera, ésta es también relevante en la determinación a través de magnetotelúrica y sondaje profundo, de la posición y conductividad de las capas superiores, ya que en el caso de no tenerla en cuenta podrían hacerse aparentes con estos métodos falsas capas conductoras más superficiales.

Variaciones locales en esa profundidad fueron halladas usando un modelo simple para interpretar la parte interna de las VGD medidas a latitudes ecuatoriales en Perú (Osella y Duhau, 1983), en Nigeria (Duhau y Osella, 1983) y en Africa Central (Duhau y Osella, 1984). Ese modelo simple consiste en una capa no conductora ubicada encima de un semiespacio perfectamente conductor, permitiendo detectar valores de p muy diferentes entre sí, desde pequeñas profundidades, como Perú (Duhau y Osella, 1983), hasta valores muy grandes como 1000 km al sur del ecuador en Africa (Duhau y Osella, 1983, 1984). Esta amplia variación hallada en el valor de p en zonas diferentes de la tierra es suficientemente significativa, como para estudiar este problema más profundamente.

En el presente trabajo se mejora el modelo usado en la interpretación de las VGD incorporando en él la conductividad en multicapas planas. Este modelo permite incluir el efecto del campo inducido por las capas superiores en el análisis de las VGD posibilitando así la evaluación de su contribución a la parte interna de estas variaciones y entonces la determinación más precisa de la profundidad a la cual comienza la conductosfera. El significado de los resultados de éste modelo se analizan y se aplican a la reinterpretación de la parte inducida de las VGD en Perú y Africa Central.

2. Modelo teórico

2.1 La fuente externa

Las latitudes ecuatoriales presentan características especiales porque las fuentes de campo electromagnético se obtienen después de separar no sólo la parte interna de la externa, sino también la parte localizada debida al electrochorro ecuatorial y la parte extensa debida a la corriente global.

El método que se utiliza usualmente para separar el campo electromagnético está basado en la hipótesis de que la parte inducida del campo global es una porción constante del campo externo correspondiente. Este factor de proporcionalidad, de valor 0.4 para la componenet horizontal y -0.4 para la componente vertical fue obtenido de los tres primeros coeficientes del análisis global de armónicos esféricos (ver e.g. Forbush y Casaverde, 1961). Las modificaciones a los métodos tradicionales introducidas por Duhau y Osella (1982), permitieron separar los campos sin imponer hipótesis previas sobre el valor de ese factor.

Las mediciones alrededor del ecuador son lo suficientemente extensas como para dar la información de la parte interna y externa aún en las zonas donde la influencia del electrochorro ecuatorial pueda despreciarse. Dado que la parte global de las VGD fue analizada sin imponer condiciones sobre el campo inducido, como una primera estimación para simplificar el problema de evaluar la contribución de las capas superiores, solo esta parte de campo será reinterpretada aquí.

Una representación adecuada para la parte global del sistema de corriente ionosférica fue dada por Osella y Duhau (1983) como:

$$\vec{J} = [J_0 e^{-kz} \cos(k(x-x_0)) + J_1] \delta(z+h) \hat{y} \quad (1)$$

donde x y z son las coordenadas espaciales definidas positivas hacia el norte y hacia abajo respectivamente, h es la distancia a la superficie donde circula la corriente y δ es la función delta de Dirac. El número de onda, k , y las constantes J_0 , J_1 y x_0 son valores que deben ser determinados mediante el ajuste del campo que esta corriente produce sobre la superficie al campo externo separado de los datos medidos.

A partir de la eq.(1) y aplicando la ley de Biot y Savart se obtienen la componente horizontal, H° , y la vertical, Z° , del campo magnético externo, tal que

4 ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION...

$$H^{\circ} = B + C e^{-kz} \cos(k(x-x_0))$$

$$Z^{\circ} = -C e^{-kz} \sin(k(x-x_0)) \quad (2)$$

$$D^{\circ} = 0$$

la declinación, D° , es nula y por lo tanto el campo es bidimensional. Para expresar el campo inducido en función del campo inductor sobre la superficie terrestre ($z=0$) hallamos el factor de proporcionalidad α definido tal que:

$$H^i = \alpha H^{\circ} + B$$

$$Z^i = -\alpha Z^{\circ} \quad (3)$$

para $z > 0$, con $B = J_1 \mu/z$ y $C = J_0 \mu/z$

El valor de α para el modelo simple, que consiste de un semi-espacio perfectamente conductor ubicado a una profundidad p con una capa no-conductora arriba (Osella y Duhau, 1983), es:

$$\alpha = e^{-2kp} \quad (4)$$

Se observa que α no es un valor constante pues depende no solo de las características eléctricas del medio sino también del tamaño de la fuente, tenido en cuenta a través de k . Cuando se asume un campo inducido dado por una fracción de 0.4 del externo se está presuponiendo según este modelo un valor de p de aproximadamente 650 km (ver Osella y Duhau, 1983).

2.2 Respuesta electromagnética de un modelo plano en multicapas.

La respuesta de un semi-espacio conductor, para una fuente arbitraria ha sido resuelto por Price (1950). De acuerdo a este autor el campo dentro del conductor puede ser escrito en términos de soluciones elementales de la forma:

$$E = e^{i\omega t} U(z) \left(\frac{\partial P(x,y)}{\partial y}, \frac{\partial P(x,y)}{\partial x}, 0 \right) \quad (5)$$

donde las funciones $P(x,y)$ y $U(z)$ satisfacen:

$$\frac{\partial^2 P(x,y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P(x,y)}{\partial y^2} + k^2 P(x,y) = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial^2 Q(z)}{\partial z^2} = \{ k^2 + 4\pi i \omega \mu \sigma \} Q(z) \quad (7)$$

donde k es una constante de separación real. En la eq.(7), fuera del conductor tendremos $\sigma=0$ y entonces la solución será:

$$Q(z) = Q_0 e^{-kz} + Q_0' e^{kz} \quad (8)$$

y dentro del conductor con conductividad σ_1 , la solución será:

$$Q_1(z) = Q_1 e^{-\theta_1 z} + Q_1' e^{\theta_1 z} \quad (9)$$

donde
$$\theta_1^2 = 4\pi i \sigma_1 \mu \omega + k^2$$

esta solución implica $E_z = 0$ dentro del conductor.

El campo magnético se obtiene a partir del eléctrico utilizando las ecuaciones de Maxwell.

Para este caso particular, donde el campo externo tiene una variación latitudinal como la descrita en la ecuación (2) tenemos que:

$$P(x,y) = \frac{1}{k} \sin(k(x-x_0))$$

las expresiones halladas para el campo junto a las condiciones de contorno que deben satisfacer los mismos en la superficie de separación de dos medios de diferente conductividad permiten hallar los campos inducidos en la superficie y de esa forma obtener el valor del factor complejo α según fuera definido en la sección 2.1 para capas de conductividad σ_1 y profundidad p_1 (ver ecuación 3), resultando:

$$\alpha = \frac{(\theta_1 - k) + c_1 (\theta_1 + k)}{(k - \theta_1) + c_1 (k + \theta_1)} \quad (11)$$

con la fórmula de recurrencia para los coeficientes c_1 dada por:

6 ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION...

$$c_i = [e^{\theta_i p_i} (1-b_i) + c_{i+1} e^{-\theta_{i+1} p_i}]$$

$$c_n = e^{2\theta_n p_n} \frac{(\theta_n + \theta_{n+1})}{(\theta_n - \theta_{n+1})}$$

$$b_i = \frac{[\theta_{i+1} + \theta_i + c_{i+1} (\theta_i - \theta_{i+1})]}{2 \theta_i} e^{(\theta_{i+1} - \theta_i) p_i}$$

donde p_n es la profundidad donde comienza la conductosfera y θ_{n+1} la expresión que contiene su conductividad.

3. Resultados generales

Para calcular los valores numéricos de α es necesario establecer un valor de k , que permita describir adecuadamente la forma promedio de la fuente: el valor utilizado es el hallado por Duhau y Osella (1983), $k=7.6 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1}$.

El efecto de magnetización se desprecia y se considera que todos los μ_i son iguales a μ_0 .

La influencia promedio de las conductividades de las capas superficiales para la determinación de la profundidad de la conductosfera se evaluó en primer lugar con un modelo de dos capas. Una capa superior de profundidad p y conductividad σ , por encima de un semi-espacio perfectamente conductor.

El factor α , ha sido estudiado según la variación de su módulo, A , y su fase ϕ con p y σ . La figura 1 muestra un conjunto de curvas que expresan esa variación con σ para valores de p desde 100 km hasta 1500 km.

Un valor promedio apropiado para σ es $\approx 0.01 \text{ Mho/m}$, la figura 1A muestra que en este caso p estará bien definido para $A > 0.45$, la resolución dependerá más fuertemente de los valores de σ cuanto más pequeño sea A , en cuyo caso, un valor mínimo de p puede ser determinado para cada A .

La figura 2 muestra la variación de A como una función de p para diferentes valores del parámetro σ . Puede notarse que para un dado valor de A queda bien definido un valor máximo de σ a menos que la conductosfera esté muy cerca de la superficie, en tal caso A es tan alto que la contribución de las capas superiores es absolutamente despreciable. Resumiendo, en todos los casos, el valor de A define un límite inferior para p y un límite superior para σ .

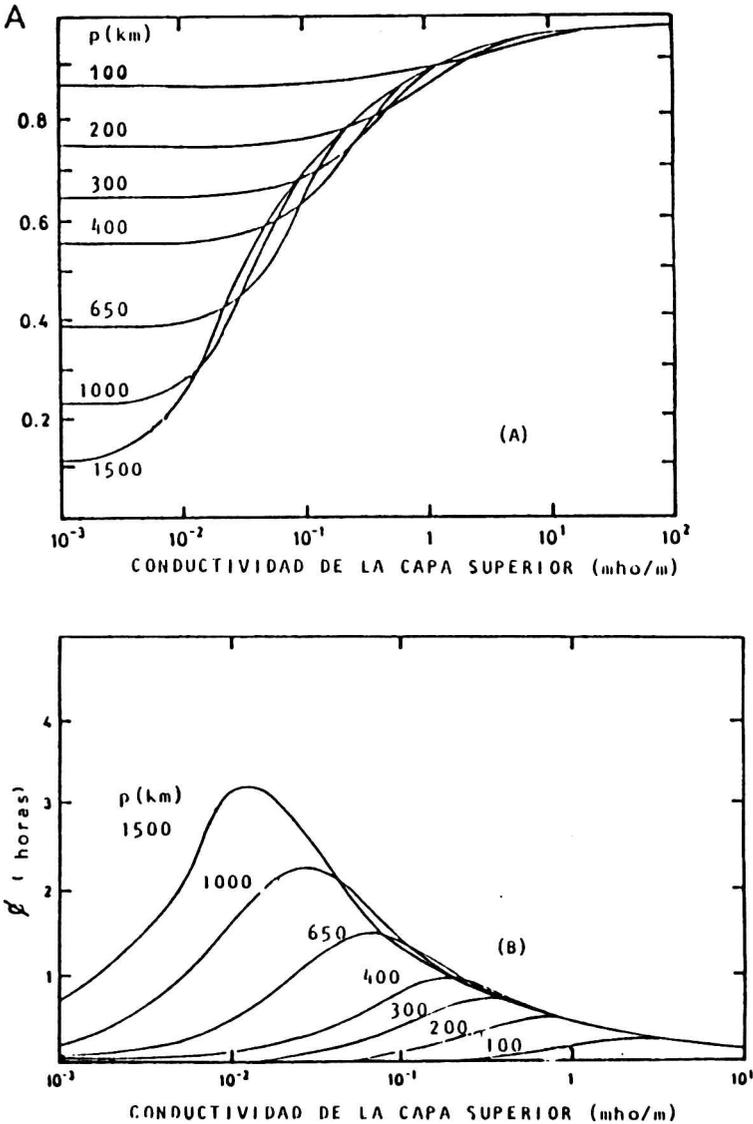


FIGURA 1: Amplitud, A (fig 1A) y fase, ϕ (fig 1B) del cociente entre el campo inducido y el inductor, α , en función de la conductividad de la capa superior a la conductosfera para diferentes valores de su ancho p .

8 ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION...

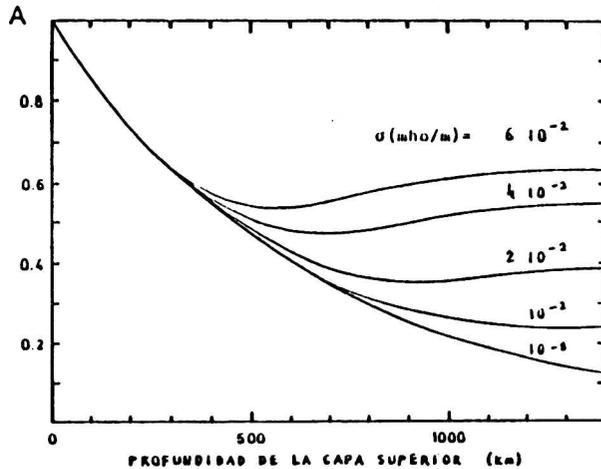


Figura 2: Amplitud del cociente entre el campo inuido y el inductor, A , en función del ancho de la capa superior a la conductosfera, p , para diferentes valores de su conductividad, σ .

La figura 3 describe la relación $q=A(\sigma)/A(0)$ donde $A(\sigma)$ es el valor de A cuando la conductividad efectiva de las capas superiores es σ , mientras que $A(0)$ corresponde al caso en que dicha conductividad se desprecia, lo que reproduce el modelo sencillo. El hecho de que la contribución de las capas superiores crece con p se hace aquí evidente.

En particular, cuando $\sigma \cong 0.01 \text{ Mho/m}$ se observa que para p menor que 650 km el efecto de las capas superficiales es absolutamente despreciable.

4. Aplicación a Perú y Africa Central.

La tabla I muestra los valores de p y α obtenidos en trabajos previos para las zonas de Perú y Africa en zonas ecuatoriales, a continuación estos casos serán analizados.

TABLA I: α y p al norte y sur del ecuador en Peru y Africa

	α	NORTE	p (km)	α	SUR	p (km)
PERU	0.80		150 \pm 25	0.50		450 \pm 50
AFRICA	0.47		500 \pm 50	0.21		1000 \pm 100

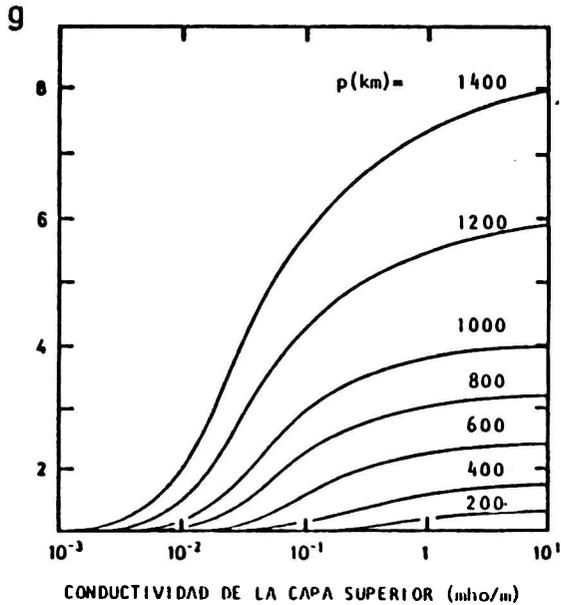


Figura 3: Variación de g con la conductividad de la capa superior, σ , para diferentes valores de su ancho, p . ($g = A(\sigma)/A(0)$)

4.1 Zona de Africa Central

La discontinuidad hallada en p , a ambos lados del ecuador, en trabajos previos, podría estar asociada a características tectónicas dado que un valor más grande de p fue encontrado debajo del cratón, 1000 km al sur, y valores más pequeños, 500 km, al norte (Duhau y Osella, 1983, 1984).

Más superficialmente, una capa de alta conductividad (0.1 Mho/m) fue detectada utilizando métodos de sondaje profundo a aproximadamente 450 km en el cratón mientras que debajo de la zona sedimentaria se detectó a 300 km una capa de igual conductividad (Ritz y Robineau, 1986). Las conductividades de las capas más superficiales fueron obtenidas por Ritz (1983) mediante sondaje MT sobre las mismas zonas. Considerando estos mismos resultados se construyeron en el presente trabajo, modelos distintos para el cratón y la zona sedimentaria, ambos de varias capas según se puede observar en la figura 4.

Usando estos modelos, se calculó el valor de A como una función de p , encontrándose que entre las capas consideradas la única que

10 ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION...

puede ejercer alguna influencia sobre las VGD es la de 0.1 Mho/m de conductividad.

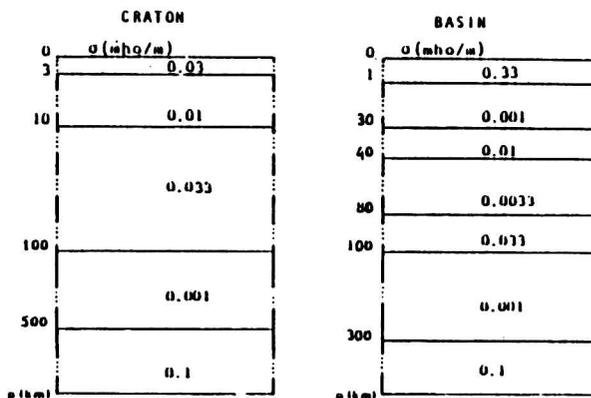


Figura 4: Modelos de varias capas que representan valores de conductividades típicas de las zonas próximas al Ecuador en Africa Central, obtenidos a partir de las mediciones publicadas por Ritz (1983).

En la figura 5 se pueden ver los resultados para ambas zonas, el cratón y la zona sedimentaria junto a los valores de A obtenidos del análisis de las VGD (ver tabla I). En la zona sedimentaria, el valor de p obtenido es el mismo que se halla cuando la conductividad de las capas superiores se desprecia, esto es, debido a que la conductividad promedio de las capas superiores es allí de $4 \cdot 10^{-2}$ Mho/m (ver fig.3). En cambio para el cratón, valores demasiado altos de A respecto al valor obtenido mediante las VGD son obtenidos para cualquier valor de p . Esto indica que los valores de conductividad de las capas superiores están sobreestimados en el modelo de tierra propuesto. Esto puede deberse a que la capa de alta conductividad es en realidad más pequeña o que su conductividad fue sobreestimada por el método de sondaje profundo debido a no haberse considerado la existencia de la conductosfera para interpretar los resultados, lo cual según los resultados de Duhau y Favetto (1989) podrían aparecer falsas capas conductoras. De todos modos, el valor mínimo de p que se puede determinar a partir de A es de 1000 km para esta zona (fig 1A para $\sigma=0$).

Resumiendo, respecto de la capa más profunda detectada con las VGD, la conductosfera está a unos 500 km en la zona sedimentaria, al norte del ecuador, y está por lo menos a unos 1000 km al sur, en el

cratón.

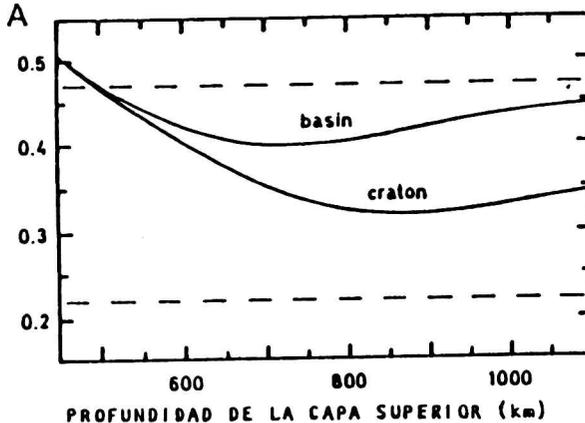


Figura 5: Amplitud del cociente entre el campo inducido y el inductor, A , calculada para los modelos descritos en la fig.4, en función del ancho p de la capa superior a la conductosfera junto a los valores de dicha amplitud obtenidos previamente de las VGD.

4.2 Zona de Perú

Refiriéndose a la zona de Perú, la conductosfera está ubicada tan arriba (ver tabla 1) que el efecto de las capas superficiales es absolutamente despreciable para ambos, al norte y al sur del ecuador como se puede inferir directamente de la figura 3 dado que la conductividad promedio no supera los 0.1 Mho/m.

5. Conclusiones

El efecto de las capas superiores sobre las corrientes inducidas por las VGD fueron estimadas para poder evaluar su influencia en la determinación de la profundidad donde comienza la conductosfera.

Para interpretar la parte interna de esas variaciones, se utilizó un modelo de tierra plana teniendo en cuenta una variación espacial armónica de la fuente externa.

Del análisis general se obtuvieron los siguientes resultados:

- De las partes interna y externa de las VGD es siempre posible determinar un valor máximo de conductividad media para las capas superiores y un valor mínimo de p profundidad a la que se encuentra la conductosfera.
- Cuando el valor hallado de p es menor que 500 km la contribución de la conductividad de las capas superiores puede ser absolutamente despreciada a menos que tenga valores muy por encima de lo habitual estando para estos casos la profundidad bien definida.

12 ESTIMACION DE LA CONTRIBUCION...

Resultados anteriores en Perú y Africa Central han sido reinterpretados hallándose:

-En Perú la conductividad de las capas superiores puede ser despreciada dado que la profundidad donde comienza la conductosfera está muy arriba, 150 km al norte y 450 km al sur, lo cual hace que esté bien determinada de las VGD.

-Lo mismo ocurre en Africa Central donde la profundidad es de 500 km, mientras que al sur solamente un valor mínimo de la profundidad donde comienza la conductosfera puede ser inferido de este análisis.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente subvencionado por CONICET (Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas).

Referencias

Duhau S. y Favetto A., 1989: Influence of the upper layers induction on the determination of the conductosphere depth at equatorial latitudes. (enviado para su publicación).

Duhau S y Osella A.M., 1982: A correlation between measured E-region current and geomagnetic daily variation at equatorial latitudes; J.Geomag.Goelectr., 34, 213.

Duhau S y Osella A.M., 1983: Depth of the non-conducting layer at the Nigerian dip equator; J.Geophys.Res., 88(a7), 5523

Duhau S y Osella A.M., 1984: Depth of the non-conducting layer at Central Africa; J.Geomag.Goelectr., 36(3), 113.

Forbush S. y Casaverde M., 1961: Equatorial electrojet in Peru. Carnegie Inst. Washington Pub.

Lahiri B.N. y Price A.T., 1939: Electromagnetic induction in non-uniform conductors, and the determination of the conductivity of the earth from terrestrial magnetic variations; Phil.Trans.Roy.Soc. London, A 237, 509

Osella A.M. y Duhau S., 1983. The effect of the depth of the non-conducting layer on the induced magnetic field at the peruvian dip equator; J.Geomag.Goelectr. 35, 245.

Price A.T., 1950: Electromagnetic induction in a semi-infinite conductor with a plane boundary; J.Mech.and Appl.Math. 3, 385.

Ritz M., 1983: The distribution of electric conductivity on the eastern border of the West African Craton (Republic of Niger); Geophys.J.R.Astr.Soc 73, 475.

Ritz M. y Robineau B., 1986: Crustal and upper mantle electrical conductivity structures in West Africa: Geodynamic implications. Tectonophysics, 124, 115.