



CAMPO DE ANOMALÍAS CORTICALES DEL SATÉLITE MAGSAT OBTENIDO POR CALIBRACIÓN CON DATOS DE SUPERFICIE. CON APLICACIONES AL CAMPO DE ANOMALÍAS DE LA RED GEOMAGNÉTICA DEL BRASIL

Jaime R. Añazco P.^{*}, Luiz Muniz Barreto y Ronaldo M. De Carvalho Observatório Nacional/MCT, Brasil

Copyright 2005, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, 11-14 September 2005.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Ideas and concepts of the text are authors' responsibility and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

In this work a crustal anomaly field of total intensity (F) at Earth's surface level for the Brazilian territory is derived. The starting point was the crustal anomaly field obtained from Magsat data, to the average height of the satellite (350 km), by a calibration process, with surface profile anomalies and done by bands. This calibration is an alternative to the continuation methods. The anomaly field of the geomagnetic network, analyzed according to this calibrated field, displays an intense spurious negative anomaly of approximately 150 nT, in the southern region of the country, that covers the states of São Paulo and Paraná. It has an orientation almost NE and a length of 7 degrees approximately. This effect seems to be produced by the insufficient removal of South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), when the main field of the data is removed with the reference model IGRF of order and degree equal to 10. This problem should be present in every geomagnetic database, for this area, where the main field was removed with that reference model.

Introducción

La década del 90, después de realizada la misión del satélite Magsat (11/79-06/80), fue proficua en trabajos, que entre otras cosas, probaron definitivamente la objetividad del campo cortical, tanto continental como marino, contenido en sus registros. Otra contribución importante, producto de la comparación del campo cortical del satélite con los campos residuales (mediciones-IGRF) de las bases integradas de datos de múltiples campañas de aerolevantamientos, fue la mejor definición de regionales geomagnéticos a través de la identificación y remoción de inconsistencias en los datos producidos por el tratamiento deficiente de la componente secular en campañas realizadas en épocas distantes y ambigüedades en la selección del nivel cero por el uso de diferentes modelos de referencia para retirar el campo principal en diferentes áreas cubiertas por la base (Arkani-Hamed e Hinze, 1990). La ubicación y solución de esos problemas, con la ayuda del Magsat y otros satélites, fue hecha en ese tiempo en países que ya tenían bases integradas de datos de aerolevantamientos que cubrían prácticamente todo el territorio o continente, como fue el caso de los EEUU, Canada, Japon, Australia,

etc. En Latinoamérica la maduración de estas bases de datos fue mas reciente. Brasil, por ejemplo, cuenta hoy con una base integrada basada en campañas de aerolevantamientos que cubre casi el 80% del territorio y una red geomagnética suficientemente densa, pudiéndose utilizar ahora la potencialidad de la información del Magsat para la detección y remediación de este tipo de problemas.

El campo de anomalías de la red geomagnética del Brasil (datos-IGRF), obtenido después de hechas las correcciones padrón para las estaciones de repetición, registra estructuras geomagnéticas de una extensión del orden de 10 grados, además de valores puntuales muy intensos. Este "ruido" (nombre justificado considerandose que el objetivo principal de la red es la estimación de la componente principal del campo geomagnético) es una mixtura de anomalías corticales, tanto superficiales como profundas, y posiblemente de residuos del campo principal producidos por la remoción deficiente de éste, con el modelo de referencia IGRF de grado y orden iguales a 10. La identificación y estimación de las componentes de este ruido, que son de particular interés para el control de calidad de los datos de la red, puede ser hecha con ventaja utilizando el campo de anomalías corticales derivado del satélite Magsat, según una metodología similar a la empleada en el análisis de bases integradas (Whaler, 1994; Arkani-Hamed y Hinze, 1990). Con estos resultados sería posible atenuar la influencia del ruido cortical sobre los datos de la red, además de una definición mas consistente del nivel cero de la misma. Para este tipo de análisis, la derivación del campo de anomalías corticales a nivel de la superficie, normalmente fue hecha por continuación a partir del campo de anomalías corticales obtenido a la altura media del satélite. El problema es que, dependiendo del metodo de continuación, la estimación de las amplitudes de las anomalías puede variar hasta un 100% y cuando comparada con las medidas hechas en tierra existen diferencias del orden de los 400% (Nakagawa e Yukutake, 1985).

En este trabajo, se deriva un campo de anomalías corticales de intensidad total (F) a nivel de la superficie a partir del campo de anomalías corticales del satélite Magsat mediante un proceso de calibración por bandas, utilizando perfiles de anomalías de intensidad total (F) medidas en la superficie. Con este campo calibrado se revisa y analiza la consistencia del campo de anomalías de intensidad total (F) de la red geomagnética del Brasil.

Datos

De la red

Se utilizaron mediciones de 130 estaciones de repetición de la red del Observatorio Nacional, corregidas según métodos padronizados para redes geomagnéticas de repetición (Lima y De Carvalho, 2001), reducidas a la época 1980.2. Estas mediciones, con el campo principal removido por la sustracción del modelo IGRF de grado e orden iguales a 10, e interpolado según el método en el cual la influencia de las muestras es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia, constituyen el campo de anomalías de la red (Figura 1).

Del satélite

En este trabajo se utilizan datos de la misión del satélite Magsat (1979-80), proporcionados por la NASA, en un formato con resolución temporal de $\frac{1}{2}$ s (4 km a lo largo de una órbita, aproximadamente). Este satélite de órbita casi-polar operó durante toda la misión sobre el plano aurora-crepúsculo, produciendo 2 sistemas de datos independientes: uno de órbitas crepusculares (dusk) ascendentes y otro de órbitas aurorales (dawn) descendentes. El sistema dawn, a diferencia del dusk, está prácticamente libre de los efectos del electrojet ecuatorial, por esta razón en el trabajo sólo usamos el sistema dawn. El procesamiento necesario para obtener un campo de anomalías sobre una región de dimensiones continentales es sumamente arduo sobre todo cuando se requiere estimaciones de las componentes del campo vectorial de anomalías corticales. Una secuencia normal de procedimientos es: remoción de errores instrumentales, remoción de efectos magnetosféricos de alta frecuencia temporal (tempestades magnéticas), conseguida seleccionando órbitas para días quietos ($K_p \leq 2$), análisis de repetitividad entre órbitas vecinas, remoción del campo principal por sustracción del modelo MGST(4/81) de grado y orden 13, remoción del efecto de las corrientes de anillo por sustracción de polinomios ajustados de bajo grado (1 o 2) o por filtragem pasa-banda, e normalización de la altura del satélite (Whaler, 1994; Langel, 1993).

En este trabajo, aprovechando trabajos previos, la intención es contar con un campo de anomalías corticales obtenido a la altura media del satélite, que privilegie el contenido cortical continental de Latinoamérica en general y del Brasil en particular, que tenga una definición clara de su nivel cero y de obtención rápida y económica. Este campo fue obtenido a través de las siguientes etapas aplicadas secuencialmente: a) selección de segmentos de órbitas sobre el área limitada por las latitudes 30° N - 50° S y las longitudes 20° O - 100° O y agrupadas sobre zonas, de 1 grado longitudinal de ancho, paralelas a estos segmentos, b) remoción del campo principal por sustracción de ajustes polinómicos (en serie de potencias) de grado 6, de cada segmento de órbita, c) filtraje pasa-banda ($20 - 2$) grados para cada segmento de órbita, d) selección del segmento representativo de cada zona, correspondientes a los meses de Enero, febrero o Marzo de 1980, e) decimación a cada $1/4$ de grado para cada segmento, f) el mapa del campo de anomalías corticales es obtenido por un

proceso de interpolación (influencia de las muestras proporcional al cuadrado del inverso de la distancia) a partir de los datos de estos segmentos, y un proceso de suavización (filtro espacial pasa-bajo) en la dirección E-O (para minimizar el efecto introducido por las diferentes alturas de las órbitas). Adecuando el filtraje pasa-banda (etapa c)), se obtienen los mapas para los campos de anomalías corticales en las bandas 20-2, 15-2, 10-2 y 5-2 grados. La Figura 2 muestra el campo de anomalías corticales para la banda (20-2) grados.

Metodología

Los métodos de estimación de campos escalares a nivel de la superficie a partir de información obtenida por sensoramiento remoto, normalmente son validados por datos obtenidos en la superficie, implicando casi siempre el ajuste mediante algún factor de calibración. Por otro lado, las variables asociadas a campos potenciales, debido al efecto filtro de tierra (Blakely, 1995), conforme se incrementa la altura de observación, tienen una intensa atenuación en sus componentes espectrales de alta frecuencia espacial, asociadas en general a fuentes poco profundas, presentando así una amplificación relativa de las componentes de baja frecuencia espacial asociadas a fuentes profundas. El campo de anomalías corticales obtenido del satélite Magsat a la altura media de éste (350 km), en la banda (300-2200) km estimase que proviene de fuentes localizadas entre la mitad y la base de la corteza (Odintsov, 2000; Ruder y Alexander, 1986). Evidentemente este comportamiento diferenciado de las componentes según la frecuencia espacial, descartan, por ejemplo, la posibilidad de obtener un factor de calibración para equiparar la intensidad de la anomalía del campo total (F) estimada a lo largo de un segmento de órbita, a la intensidad de la anomalía estimada a lo largo de un perfil a nivel de la superficie, que es justo la proyección de este segmento. En este trabajo se explora la posibilidad de hacer esta calibración por bandas. El método es simple. Para calibrar las anomalías de un perfil del satélite, por ejemplo las anomalías de un segmento de órbita suficientemente largo, con las anomalías de un perfil, que es la proyección del segmento de órbita a nivel de la superficie (perfil a la altura media del satélite y proyección de éste a nivel de la superficie serán considerados idénticos e identificados por el mismo nombre), se "descomponen" las anomalías de cada perfil, en este caso las anomalías por calibrar (a la altura del satélite) y las anomalías de calibración (medidas en la superficie), por algún tipo de filtraje, en series una por cada banda seleccionada, por ejemplo para las bandas 20-15, 15-10, 10-5 e 5-2, de tal manera que la calibración es realmente hecha, para una banda dada, entre las series para esta banda. Obteniéndose así 4 series calibradas, una por cada banda, con un factor de calibración específico por banda. Finalmente de la recomposición de estas 4 series calibradas se obtienen las anomalías calibradas del perfil para la banda total original, por ejemplo para la banda 20-2. El campo de anomalías corticales calibrado a nivel de la superficie, derivado de los mapas de anomalías del Magsat, a su altura media, en las bandas 20-2, 15-2, 10-2 y 5-2 grados (la Figura 2 muestra el mapa para la banda 20-2), fue obtenido siguiendo a misma línea de desarrollo y de acuerdo con la siguiente secuencia: 1) selección de los

perfiles cuyas anomalías de calibración (anomalías de intensidad total (F) a nivel de la superficie) serán utilizadas en el proceso, 2) filtraje pasa-banda en las bandas 20-2, 15-2, 10-2 y 5-2 grados de las anomalías de calibración de cada uno de estos perfiles, 3) para cada perfil, de las substracciones sucesivas de las series filtradas: (20-2)-(15-2), (15-2)-(10-2), etc., se obtienen las series de calibración para las bandas 20-15, 15-10, 10-5 y 5-2 grados, 4) para estos mismos perfiles, proyectados sobre los mapas de las anomalías del Magsat (cómo el de la Figura 2), se obtienen las series filtradas del satélite en las bandas 20-2, 15-2, 10-2 y 5-2 grados y de las respectivas substracciones, las series a calibrar para las bandas 20-15, 15-10, 10-5 y 5-2 grados, 5) de la comparación de las series de calibración con las series a calibrar del satélite, en cada banda, siempre que existan estructuras comunes, que sólo se diferencien en magnitud, entre ellas, será posible determinar un factor que actuando sobre la serie a calibrar del satélite en una banda determinada, reproduzca aproximadamente los valores que estos eventos tienen en la serie de calibración de la misma banda, 6) para un perfil dado, de la suma de las series ya calibradas, una por cada banda, se obtienen las anomalías calibradas na banda total original: 20-2 grados, 7) suponiendo un comportamiento homogéneo de estos factores de calibración, esto es, que el factor para una banda sea el mismo para cualquier perfil sobre el territorio brasileño, entonces, de la aplicación de estos factores a los mapas de las bandas (20-15, 15-10, 10-5 y 5-2 grados), obtenidos al substraer, sucesivamente, los mapas de las anomalías del Magsat, a su altura media, en las bandas 20-2, 15-2, 10-2 y 5-2 y luego sumando esos mapas de bandas, se obtiene el mapa de anomalías corticales del Magsat calibrado a nivel de la superficie. La Figura 4 muestra, para el perfil B4, las series de calibración (trazo verde) F_Sup, superpuestas a las series del satélite (trazo azul) ya calibradas F_Sat_C, para cada una de las bandas, según factores específicos: 5, 20, 70 y 500. En los gráficos de esta Figura no es difícil detectar estructuras (picos o valles) similares, que sólo pueden ser justificadas por fuentes profundas, siendo éstas más evidentes en los gráficos (a), (b) y (c). En el gráfico (a) de la Figura 5 aparecen superpuestas, para el perfil B4, las anomalías de calibración (en negro) y las calibradas (en rojo) para la banda total (20-2). Aquí puede notarse cómo las anomalías calibradas del satélite a nivel de la superficie sigue la tendencia de las de calibración en el intervalo de 15-35 grados del eje X.

Resultados

Campo de anomalías calibrado

Particular mención merece el campo de anomalías corticales obtenido del satélite a la altura media (350 km), en la banda (20-2) grados (Figura 2). Apesar del método económico utilizado para su obtención, éste contiene las mismas estructuras y de escalas similares que las presentes en los campos resultantes de varios trabajos publicados (Ravat, et al., 1991; Ridgway y Hinze, 1986), que utilizan procesamientos más elaborados y onerosos en el consumo de tiempo. El nivel cero, considerando principalmente el trabajo de (Ridgway y Hinze, 1986), es similar, prácticamente en todo el territorio del Brasil, al

obtenido cuando en el procesamiento se incluye la remoción del campo principal con modelos de referencia, que utilizan los mismos datos del satélite, de orden y grado iguales a 13. Por esta razón consideramos que el nivel cero del campo de anomalías en este trabajo, es el mismo que el de ellos.

Para la calibración, en un comienzo, de anomalías de perfiles y posteriormente del campo de anomalías, utilizamos las anomalías de intensidad total (F) a nivel de la superficie de 3 perfiles, B4, B6 y B7 (Figura 2 con trazo rojo). De éstos, el perfil B4, que bordea prácticamente todo el litoral occidental, presenta en las bandas calibradas (trazo azul) segmentos de estructuras comunes con las de las bandas de calibración (trazo verde) de mayor longitud y que estarían asociadas a fuentes profundas (Figura 4).

Para el perfil B4, la Figura 5 muestra la superposición de las anomalías calibradas (trazo rojo) con las de calibración sin remoción de alta frecuencia (a), con las de calibración suavizadas (menor alta frecuencia de 2° , (b)), con las de calibración con mayor suavización (menor alta frecuencia de 5° , (c)), todas éstas con trazo negro, y con las anomalías de la red geomagnética (magenta). Todas estas comparaciones muestran claramente estructuras comunes (a), (b) y (c) en el intervalo de 17-35 grados y (d) en el intervalo 20-35 grados a lo largo del perfil, sin embargo, algunas estructuras de las anomalías calibradas son más similares a las de calibración con diferente grado de suavización, por ejemplo en este caso, hay una mayor similitud entre las anomalías calibradas y las de calibración sin la alta frecuencia de 5 grados (gráfico c).

Un tipo de validez del campo de anomalías calibrado es conseguida comparando anomalías obtenidas a nivel de la superficie, de perfiles nuevos no utilizados en la calibración, con las correspondientes extraídas del campo de anomalías calibrado: C6 y BO10 (trazo azul Figura 3). La Figura 6 muestra el buen comportamiento de las anomalías de estos 2 perfiles, para los factores de calibración utilizados en la construcción del campo de anomalías calibrado. Las anomalías del perfil B10 muestran una mayor similitud en la banda de alta frecuencia espacial (5-2) grados, salvo en la región de Pirapora (gráfico (d)), que en la banda total (20-2) grados (gráfico (c)), a diferencia del perfil C6 donde la mayor similitud se da en la banda total, en las 2 versiones suavizadas (gráfico (a)). El análisis de perfiles del campo de anomalías de la red geomagnética, que se hace más adelante, se encuadra en esta parte también, cómo parte de la prueba de validez del campo de anomalías calibrado.

Análisis del campo de anomalías de la red geomagnética

En la Figura 1, es evidente una estructura residual negativa que se inicia en la parte sur del país y avanza en la dirección NE, de una longitud de 11 grados aproximadamente. En la Figura 2 vemos que sólo la mitad superior de esta estructura es "vista" por el satélite en la banda de (20-2) grados. Esta mitad inferior, si fuera una estructura continua cómo parece, por el tamaño que tiene (7 grados aproximadamente) debería corresponder a

una fuente profunda. No siendo este el caso, una posibilidad es que esta parte no visible de la estructura sea una agrupación de pequeñas estructuras superficiales, que debemos luego descartar por la baja resolución de la red. Es más probable que esta estructura sea un residuo de una estructura mayor asociada a longitudes de onda removidas de la banda (20-2) grados, esto es, residuos de componentes corticales de longitudes de onda del orden de los 30 grados o más, o residuos de componentes del campo principal. Observando que el valor más intensamente negativo desta estructura casi coincide con el centro de la anomalía magnética del Atlántico Sur (AMAS), estructura esta, asociada a fuentes localizadas en el núcleo (Abel y Thorne, 1999), es bastante probable que esta estructura invisible sea un residuo de la AMAS mal removida del campo de anomalías de la red por el modelo de referencia IGRF. Esta estructura negativa presente en el campo de anomalías de la red, que es invisible tanto para el campo de anomalías calibrado a nivel de la superficie (Figura 3) como para el campo de anomalías visto por el satélite (Figura 2), también se manifiesta como una tendencia sistemática en anomalías del campo de la red, cuando se les compara con las anomalías correspondientes del campo de anomalías calibrado, para un perfil dado, como puede verse en los 4 perfiles de la Figura 7 y en el perfil del gráfico (a) de la Figura 8. En estos perfiles, cuya localización se muestra en la Figura 1, notamos una "estructura sumergida" en las anomalías de la red (trazo negro) con respecto a las anomalías calibradas (trazo rojo), que se inicia al Sur de Caldas Novas (19S, 49O) y avanza hasta la frontera Sur del Paraná (53O, 26S), de una longitud aproximada de 7 grados y del orden de los 150 nT aproximadamente. Esta tendencia también es visible, tanto en las anomalías de calibración como en las anomalías de la red del perfil B4, apesar de que este perfil está algo distante de la área inmediata al centro de la AMAS (Figura 5). Esta estructura sumergida, puede ser mapeada también según perfiles longitudinales (latitud casi constante), que de paso estiman el límite hasta donde este efecto (residuo de la AMAS) es significativo. Este es el caso de los perfiles CO9 y CO10 (gráficos (d) y (c) de la Figura 8). El perfil CO9 está algo al Norte de Caldas Novas y CO10 algo al Sur de esta área. Mientras es clara la "depresión" en las anomalías de la red (trazo negro), con respecto a las anomalías calibradas en el perfil CO10 (trazo rojo), aun región de influencia de la AMAS, en el caso del perfil CO9 esta depresión casi ha desaparecido, y ambas anomalías muestran un patrón similar. Por otro lado, las mismas anomalías de la red para los perfiles de la Figura 7 y gráfico (a) de la Figura 8 (trazo negro), que se extienden en la dirección casi radial de la AMAS, muestran tendencias y estructuras similares a las presentes en las anomalías calibradas (trazo rojo), con diferencias que no superan los ± 50 nT, comportamiento este, que parece ser homogéneo en toda la región del Brasil situada al Norte de Caldas Novas. Región donde la influencia del residuo de la AMAS sería insignificante. Este comportamiento homogéneo también se presenta en las anomalías de la red para perfiles longitudinales (latitud casi constante), por ejemplo el de la Figura 8, gráfico (b) y en las anomalías de validez de uno de los perfiles que también se localiza en esta área (Figura 6,

gráfico (a)). El comportamiento homogéneo, para esta región, se traduce también en un nivel cero prácticamente común para el campo de anomalías calibrado y el de las anomalías de la red, con una diferencia del orden de ± 50 nT. Considerando que el nivel cero del campo de anomalías de la red es impuesto por el modelo de referencia IGRF de grado y orden iguales a 10, utilizado en la remoción del campo principal de los datos y el del campo de anomalías calibrado es equivalente al impuesto por el modelo de referencia MGST(4/81) de grado y orden iguales a 13, podemos concluir que en la región del Brasil, al Norte de Caldas Novas, el nivel cero impuesto o asociado al IGRF de grado y orden iguales a 10 es equivalente o tan bueno como el asociado al MGST(4/81) de grado y orden iguales a 13.

Conclusiones

El Campo de anomalías corticales obtenidas del Magsat por calibración con datos de la superficie terrestre, apesar de la utilización de pocos perfiles para la calibración (3), localiza estructuras conocidas, como por ejemplo las de la región de Caldas Novas (Sur del estado de Goias) y reproduce bien buena parte de las anomalías de los perfiles de validez (2), que corresponderían a fuentes profundas, entre la mitad y la base de la corteza.

De la comparación de este campo de anomalías calibrado con el de anomalías de la red, no es posible justificar una estructura negativa que corre en la dirección NE, de 7 grados de longitud aproximadamente, que se intensifica alrededor del centro de la AMAS. Considerando este resultado y situaciones parecidas en otras regiones del planeta (Arkani-Hamed y Hinze, 1990), se presume en este trabajo, que esta estructura sería un residuo de la AMAS generado por la deficiente remoción del campo principal con el modelo de referencia IGRF de orden y grado iguales a 10.

Al Norte de Caldas Novas, dentro del territorio del Brasil, el nivel cero de las anomalías de la red, asociado al modelo de referencia IGRF de orden y grado iguales a 10, y el de las anomalías del campo calibrado asociado al modelo de referencia MGST(4/81) (Ridgway y Hinze, 1986) de orden y grado iguales a 13, es similar, con una discrepancia de ± 50 nT.

Este campo calibrado, mejorado por la selección de una mayor cantidad de perfiles y distribuidos uniformemente sobre el territorio, debe ser un buen detector y discriminador de anomalías profundas en bases de datos de superficie, así como también, revelando de paso, y ayudando a remediarlas, inconsistencias en líneas de base de banco de datos integrados. Este campo no es un sustituto del campo estimado por métodos de continuación, sin embargo, puede ser un valioso complemento o elemento de control en la construcción de dicho campo.

De confirmarse, por otros elementos de juicio y estimativas, que esa "anomalía invisible" es un pedazo de la AMAS, sería posible modelarla y removerla, evitando así el "exceso" de anomalías negativas en esta región.

Agradecimientos

A Constantino Motta y Elisabeth De C. Lima, miembros del equipo técnico de Geofísica del Observatório Nacional, por el apoyo en el procesamiento y estimaciones de las anomalías de los perfiles a nivel de superficie.

Al Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) por el soporte económico para este trabajo (Bolsa DTI/7B, processo 382214/01-3).

Referencias

- Abel, B. & R. M. Thorne, 1999**, Modeling energetic electron precipitation near the south atlantic anomaly, *J. Geophys. Res.*, 104(A4), 7037-7044.
- Arkani-Hamed, J., and W. J. Hinze, 1990**, Limitations of the long_wavelength components of the North American Magnetic anomaly map, *Geophys.*, 55(12), 1577-1588.
- Blakely, R., 1995**, Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge, University Press, 440.
- De Carvalho, R., & Lima E., 2001**, Instalação do observatório magnético da Serra do Roncador, Brasília (DF), Publicação Observatório Nacional, Relatório técnico.
- Hayling, k. L., 1991**, Magnetic anomalies at satellite altitude over continent-ocean boundaries, *tectonophysics*, 192,129-143.
- Langel, R., 1993**, The used of low altitude satellite data bases for modeling of core and crustal fields and the separation of external and internal fields, *Surveys in Geophysics*, 14, 31-87.
- Lima, E., & De Carvalho, R., 2001**, Rede Geomagnética Brasileira, descrição das estações - Observatório nacional, publicação especial No 03. 112p.
- Nakagawa, I. and T. Yukutake, 1985**, Rectangular harmonic analysis of geomagnetic anomalies derived from MAGSAT data over the area of the Japanese islands, *J. Geomag. Geoelectr.*, 37, 957-977.
- Odintsov, V. I., N. M. Rotanova, Yu. P. Tsvetkov, and An Chenchang, 2000**, Spectrum analysis of the anomalous geomagnetic field for different- altitude surveys, , *Geomagn. Aeron.* 40(2), 190-197.
- Ravat, D. N., W. J. Hinze, and R. R. B. von Frese, 1991**, Lithospheric magnetic property contrasts within the South American plate determined from damped least squares inversion of satellite magnetic data, *Tectonophysics*, 192, 159-168.
- Ridgway J. & Hinze W., 1986**, MAGSAT Scalar anomaly map of South America – *Geophysics*, 51(7), 1472-1479.
- Ruder, M. E., and S. S. Alexander, 1986**, Magsat equivalent source anomalies over the southeastern United States: implications for crustal magnetization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 33-43.

Whaler, K. A., 1994, Downward continuation of Magsat lithospheric anomalies to the Earth's surface, *Geophys. J. Int.*, 116, 267-278.

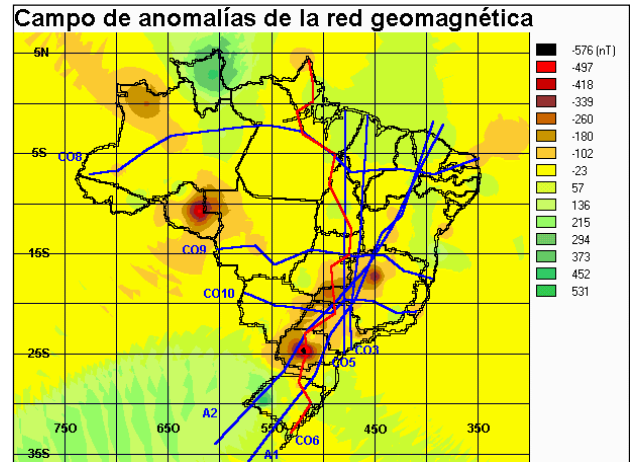


Figura 1 –Perfiles de la red, con el extremo inicial donde aparece el nombre (lo mismo para el resto de perfiles).

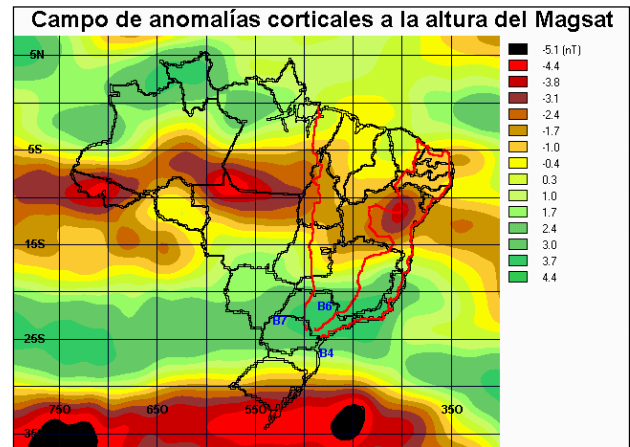


Figura 2 – Conjuntamente con los perfiles de calibracion

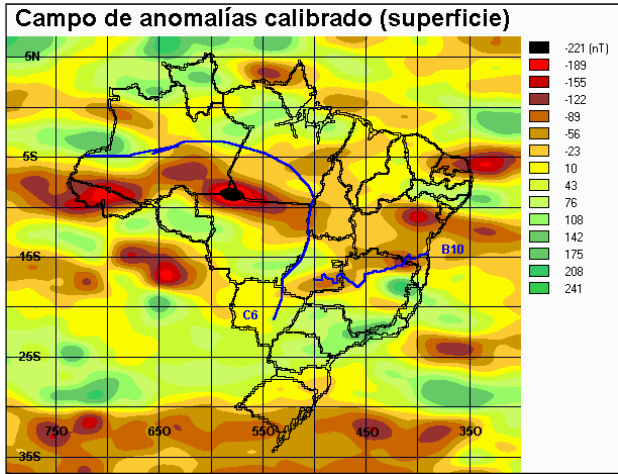


Figura 3 – conjuntamente con los perfiles de validez.

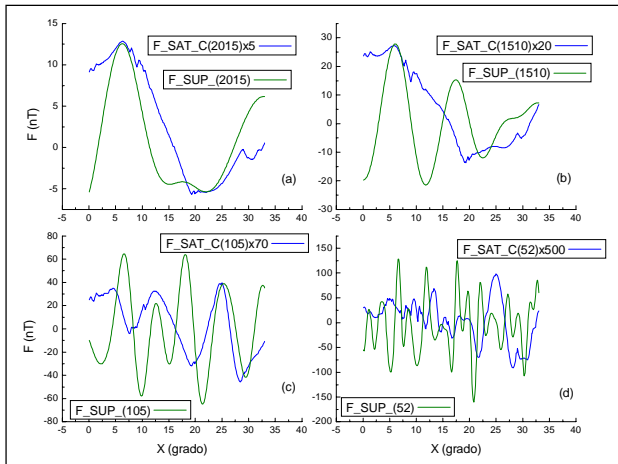


Figura 4 – Anomalías de calibración (—) y calibradas (—) por bandas, del perfil de calibración B4.

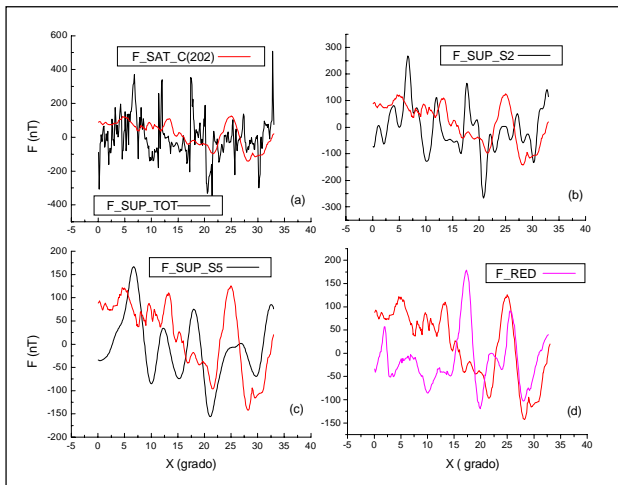


Figura 5 – Comparación de la anomalía calibrada (—) con las de calibración suavizadas (—) y la de la red (—) para el perfil B4.

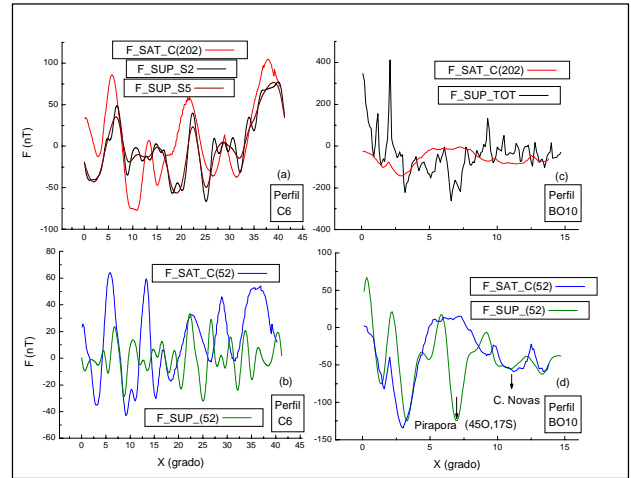


Figura 6 – Comparación de las anomalías calibradas con las de validez.

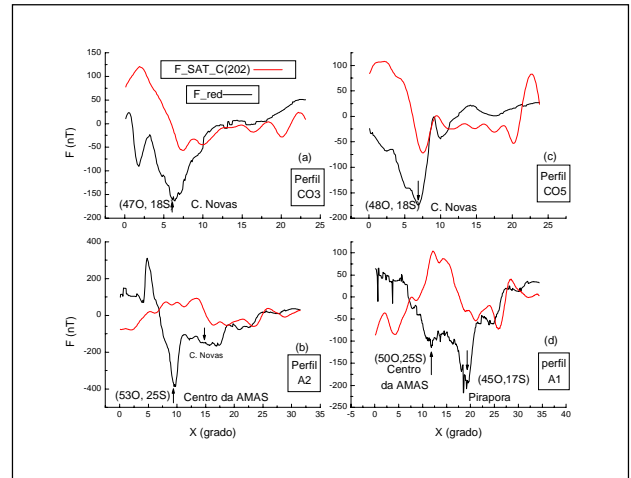


Figura 7 – Comparación de las anomalías del campo calibrado (—) con las de la red (—).

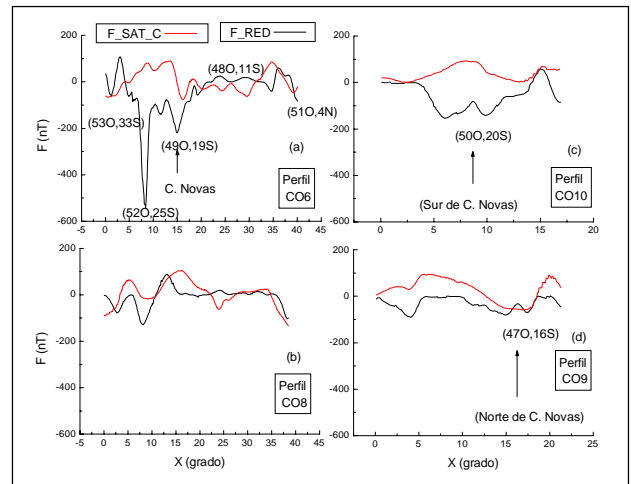


Figura 8 – Comparación de las anomalías del campo calibrado (—) con las de la red (—).