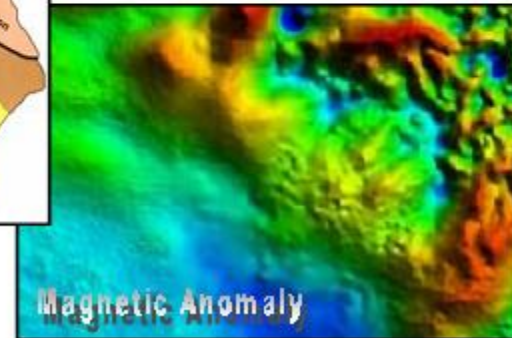
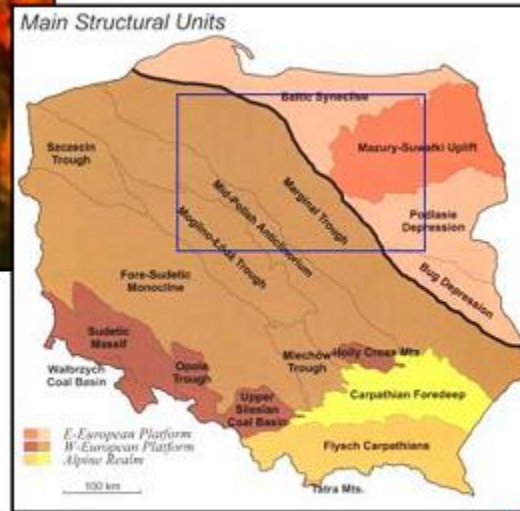
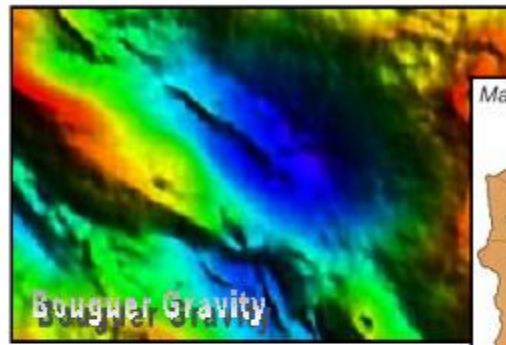


GRAVIMETRÍA

Resalto de Anomalías

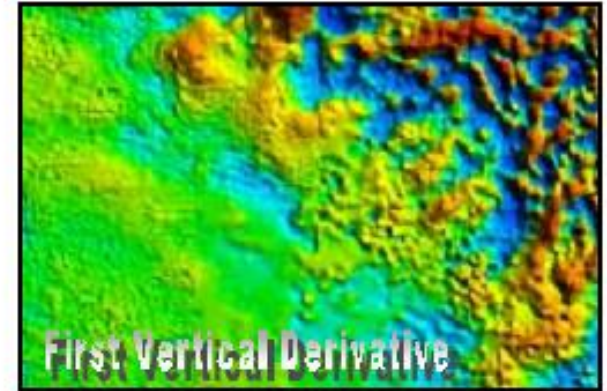
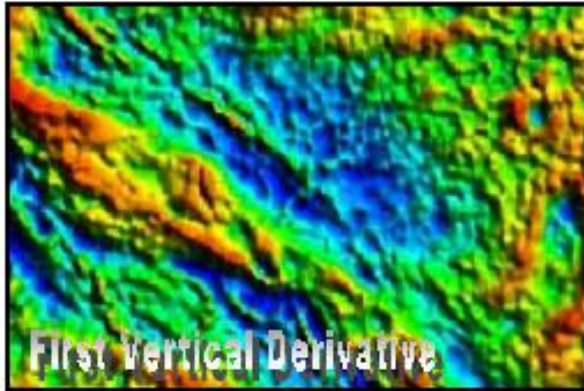


- Primera derivada vertical
- Derivada horizontal total
- Segunda derivada vertical
- Tilt
- Gradiente del Tilt
- Señal analítica

Primera derivada vertical

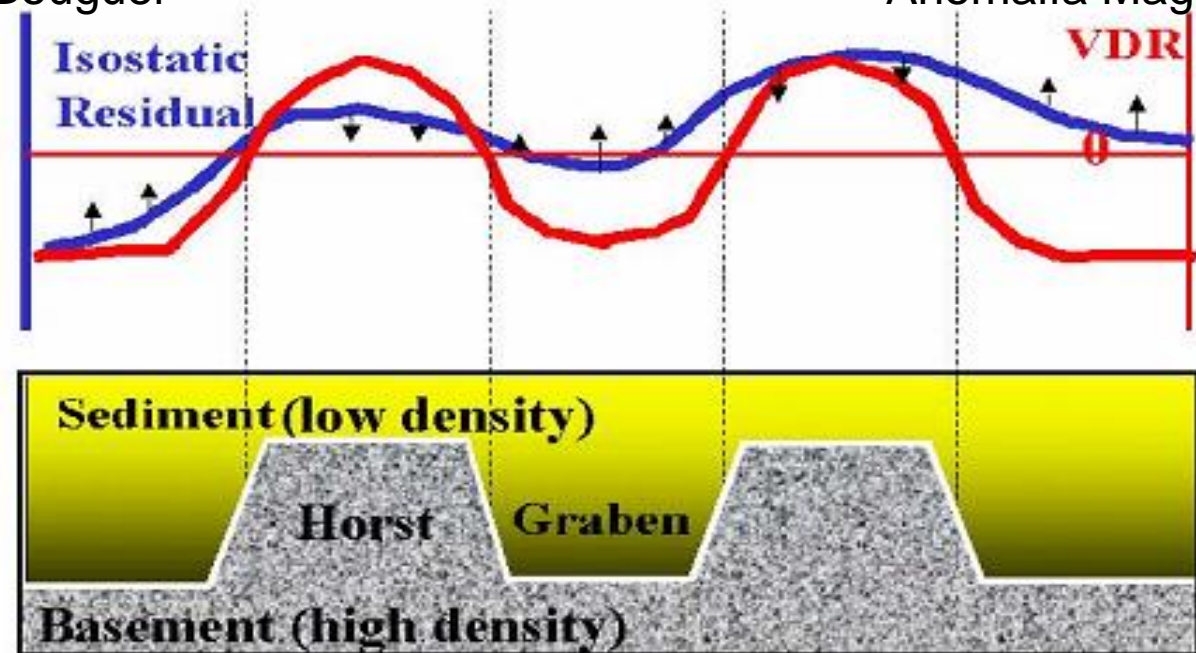
First Vertical Derivative

$$VDR = -\frac{\partial A}{\partial z}$$



Anomalía de Bouguer

Anomalía Magnetométrica



Primera derivada vertical

Este método resalta las anomalías sobre los cuerpos y tiende a reducir su complejidad, permitiendo una identificación más precisa de las estructuras que las causan. Pero esta transformación puede ser ruidosa, ya que amplificará el ruido de corta longitud de onda.

En el ejemplo se ve que separa claramente áreas con diferente resolución en la grilla de datos magnetométricos.

- Se puede calcular a partir de la prolongación ascendente de la anomalía a una altura z y a una altura $z+\Delta z$
- T es la anomalía a las alturas z y $z+\Delta z$
- La primera derivada vertical (gradiente vertical) es:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_{z+\Delta} - T_z}{\Delta z} = T'$$

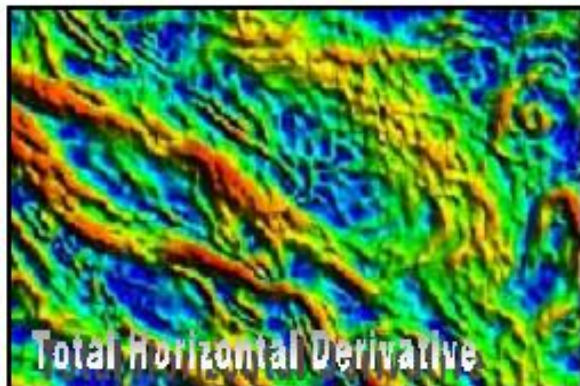
- para obtener la segunda derivada vertical, se pueden utilizar valores de T calculados a tres elevaciones diferentes:

$$\frac{\Delta T'}{\Delta z} = \frac{T'_{z+\Delta} - T'_z}{\Delta z} = T''$$

Derivada horizontal total

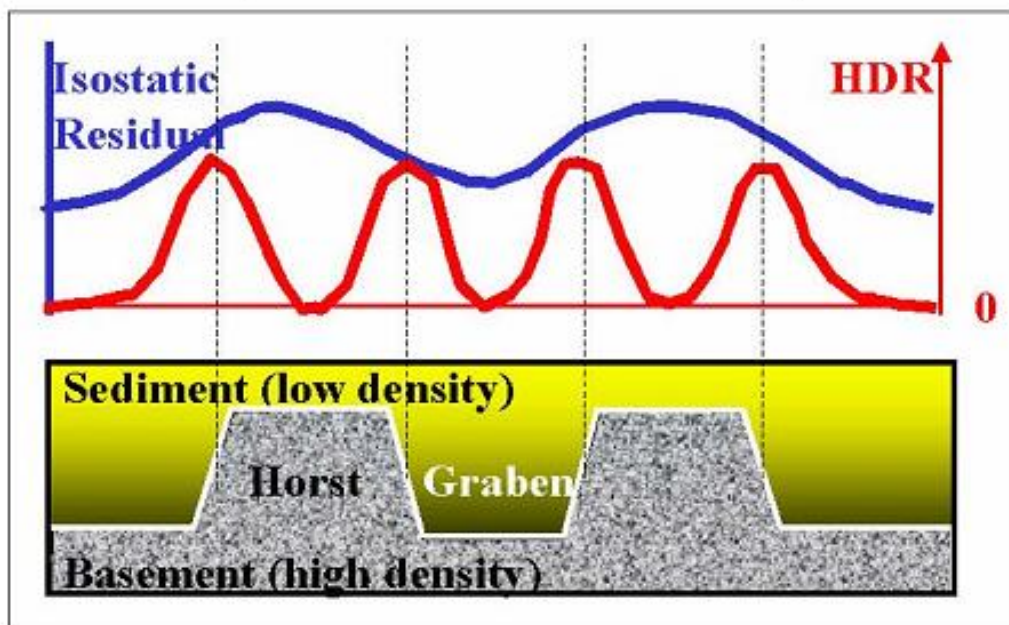
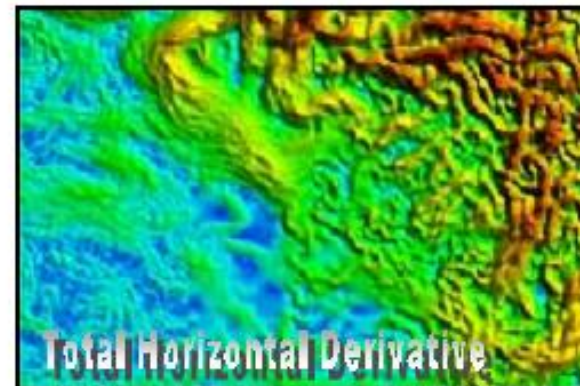
Total Horizontal Derivative

Anomalía de Bouguer



Anomalía Magnetométrica

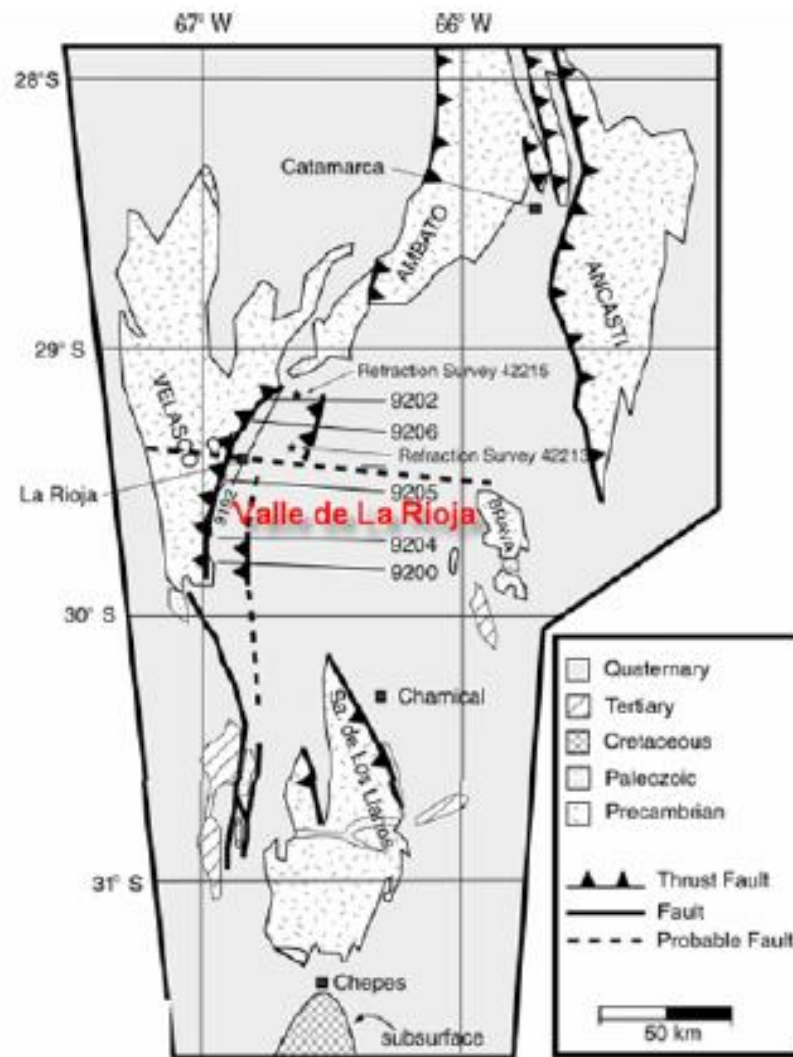
$$HDR = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2}$$



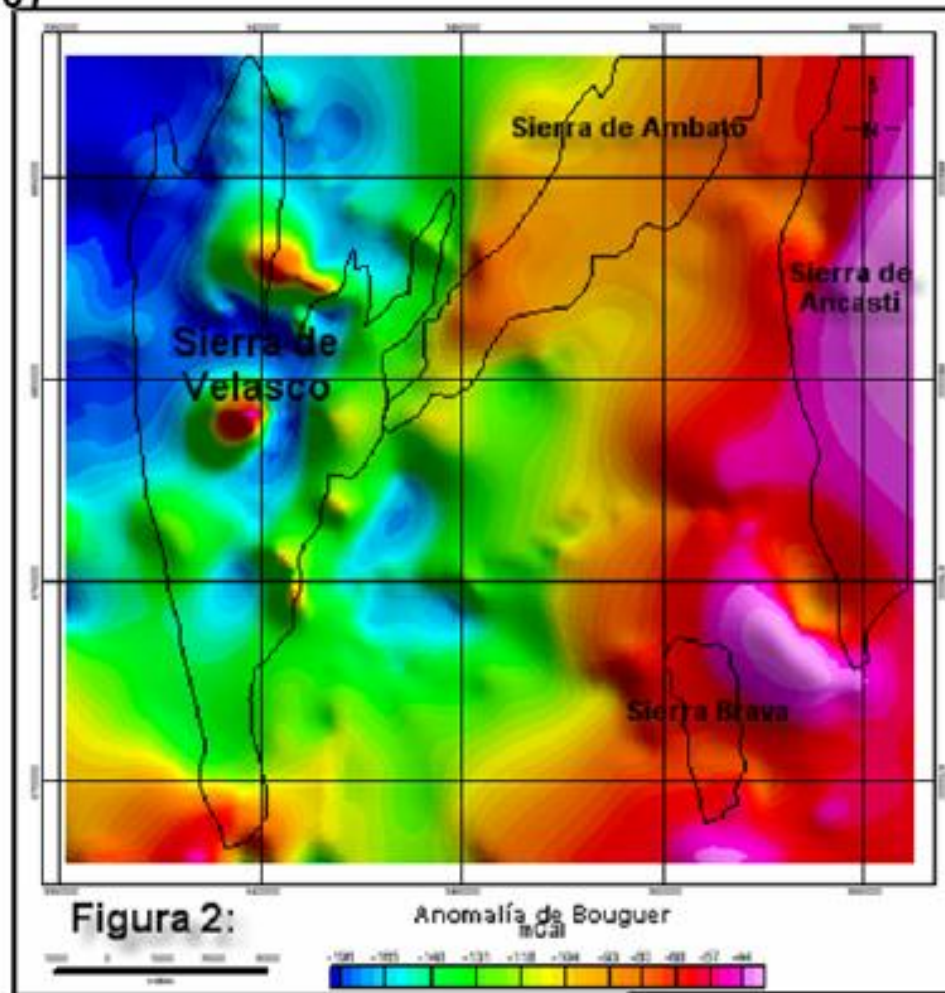
Derivada horizontal total

Este método también permite determinar la ubicación de fallas y contactos geológicos. Los máximos en la zona mapeada indican los bordes de las fuentes. Es un método complementario a la primera derivada vertical, y normalmente produce una ubicación más exacta de las fallas que la primera derivada vertical.

También se pueden generar derivadas horizontales direccionales específicas para resaltar rasgos de rumbo conocido.



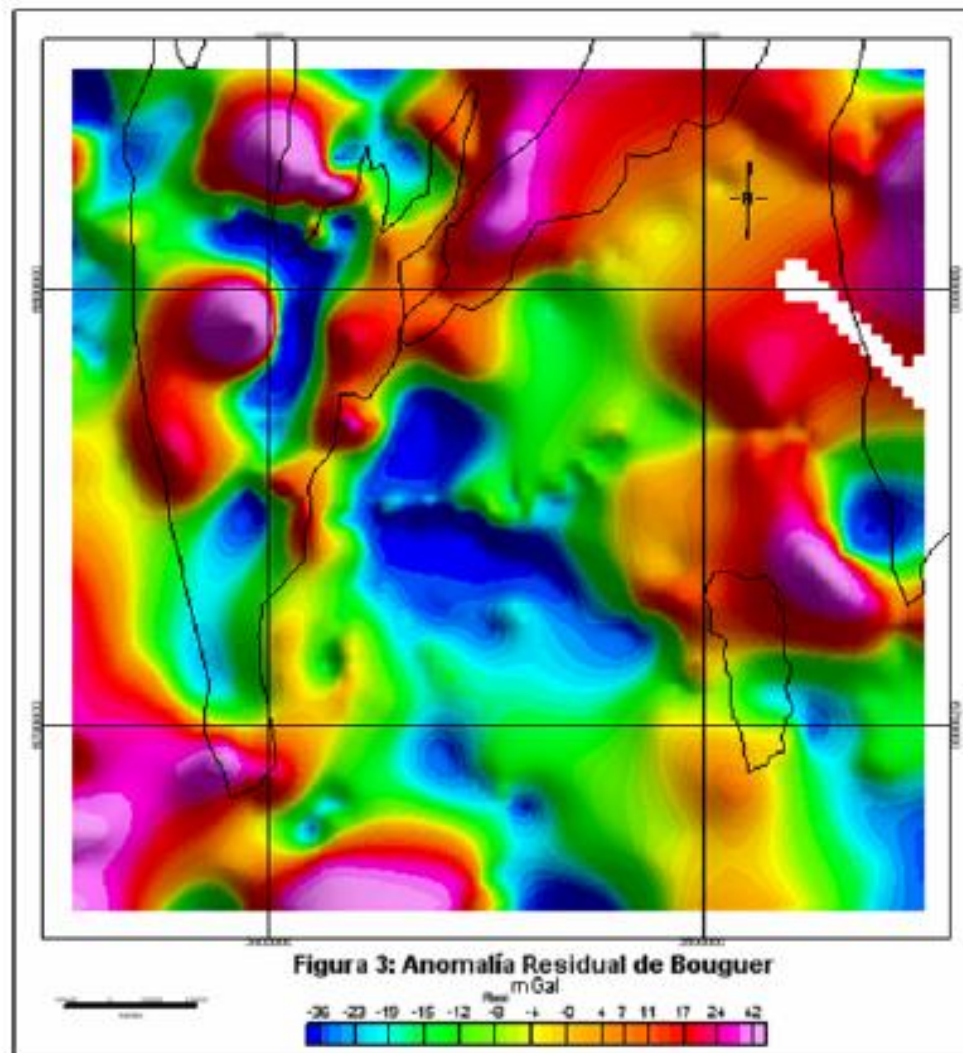
Giménez et al., 2007 $AB \text{ (mGal)} = g_{\text{obs}} - (\gamma_0 - \text{CAL} + \text{CB} + \text{CT})$



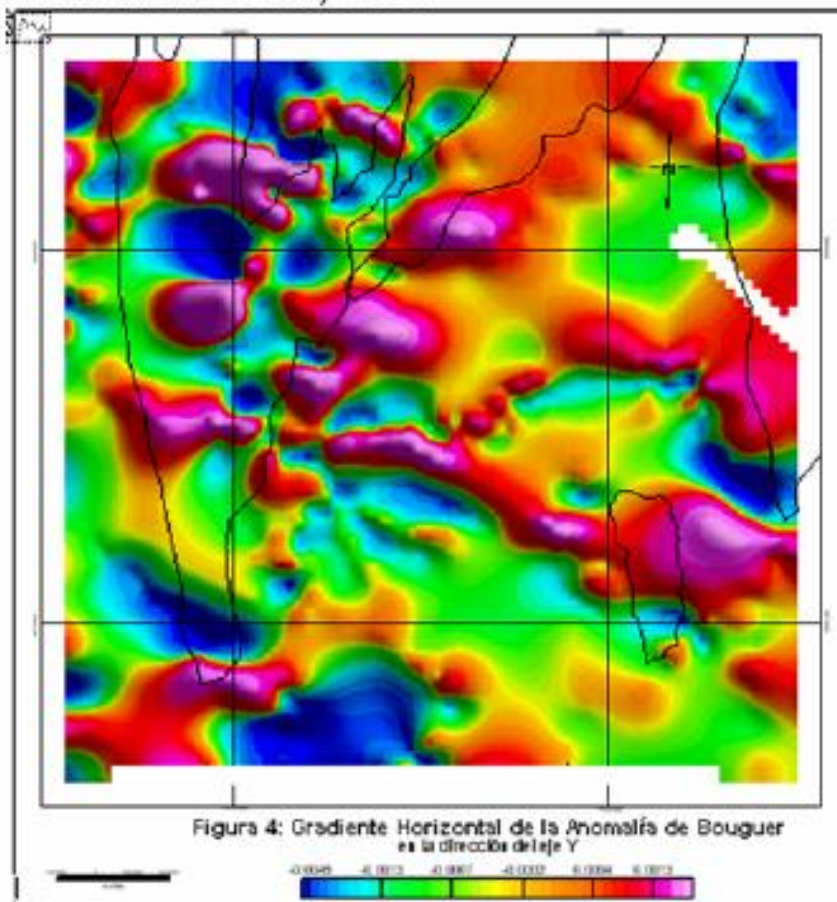
Las anomalías se calcularon en el Sistema de 1967, vinculando la gravedad observada con la estación fundamental de Miguelete:

$$\gamma_0('67) = 978031.85(1 + 0,0053024 \text{ Sen}^2 \Phi - 0,0000058 \text{ Sen}^2 2\Phi) \text{ [mGal]}$$

siendo: Φ la latitud de la estación.



Giménez et al., 2007

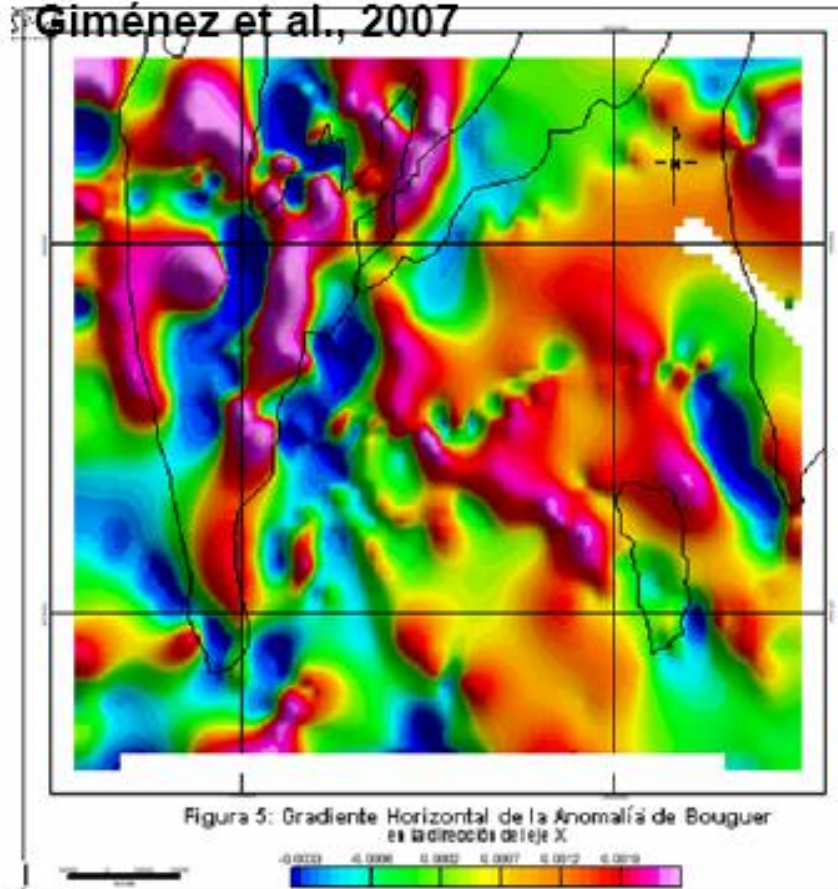


Esta técnica es muy simple e intuitiva, que permite revelar la textura de la anomalía resaltando las discontinuidades geológicas de cortas longitudes de onda. El gradiente horizontal se hace máximo en zonas de grandes pendientes y mínimo en zonas planas.

resultados de la aplicación del **gradiente horizontal** de la anomalía de Bouguer en dirección del eje Y.

$\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}$ es el gradiente horizontal total del campo gravimétrico

Giménez et al., 2007

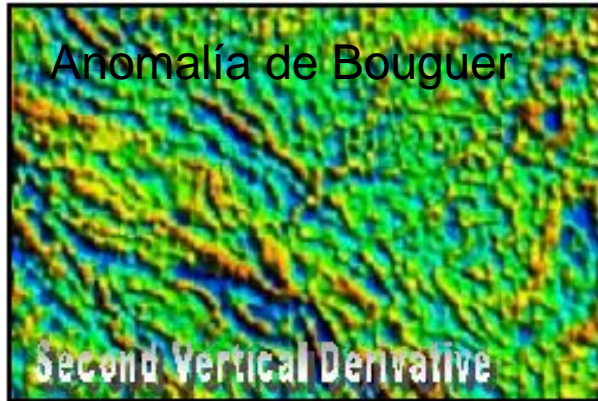


resultados de la aplicación del **gradiente horizontal** de la anomalía de Bouguer en dirección del eje X.

$\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}$ es el gradiente horizontal total del campo gravimétrico

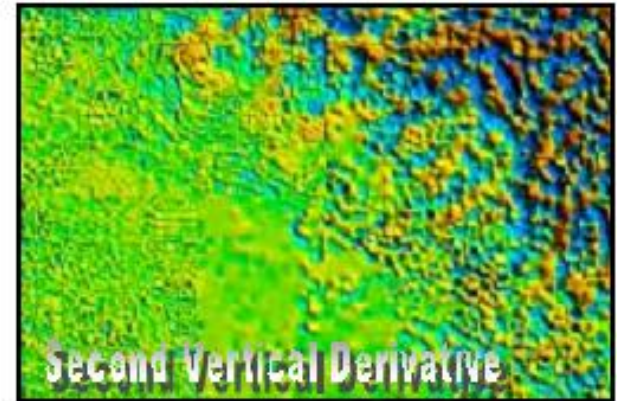
Segunda derivada vertical

Second Vertical Derivative



Anomalia Magnetométrica

$$2VD = \frac{\partial^2 A}{\partial Z^2}$$



Anomalia de Bouguer

La segunda derivada vertical cumple una función muy similar a los filtros pasa altos, ya que enfatiza las expresiones de características locales y remueve el efecto de anomalías regionales. La principal ventaja de este método consiste en que el valor CERO, sigue de manera muy precisa a los bordes subverticales de bloques intrabasamentales, o a los bordes de perturbaciones o fallas suprabasamentales. Al igual que con otras derivadas, ayuda en la etapa de procesamiento, ya que puede ser usada para resaltar la presencia de ruido o de errores de nivelación.

Método del *tilt*

La aplicación de estas técnicas de resaltos de anomalías, aplicado a la carta de anomalías de Bouguer, permite mapear estructuras del basamento con ventajas distintivas sobre las derivadas convencionales (Verduzco et al., 2004). Resaltan las medianas y cortas longitudes de ondas, producidas por inhomogeneidades en los primeros kilómetros de la corteza auscultando las heterogeneidades del basamento, tales como por ejemplo fallas, resaltos o discontinuidades.

La expresión que permite el cálculo del *tilt* y su gradiente son según Verduzco et al. (2004):

$$Tilt = arctag\left(\frac{\partial g / \partial z}{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}\right)$$

Donde:

$\partial g / \partial z$: es el gradiente vertical de gravedad

$\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}$ es el gradiente horizontal total del campo gravimétrico

Método del *tilt*

$$Tilt = arctag\left(\frac{\partial g / \partial z}{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}\right)$$

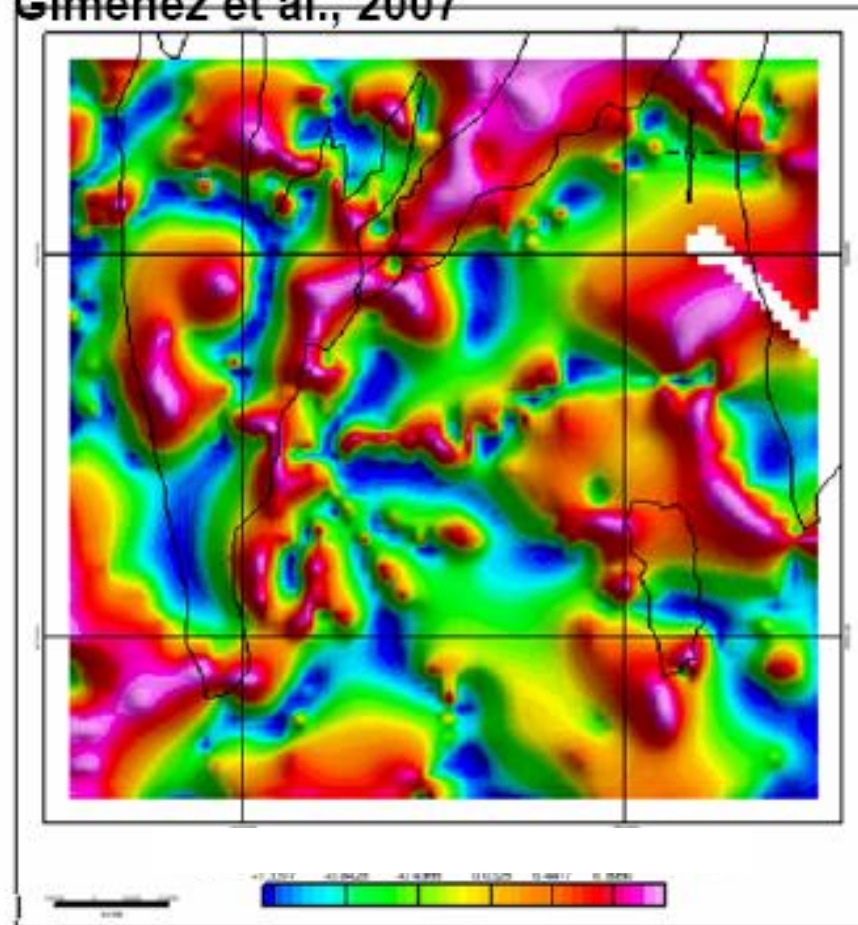
Donde:

$\partial g / \partial z$: es el gradiente vertical de gravedad

$\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}$ es el gradiente horizontal total del campo gravimétrico

El gradiente del *tilt* se define como:

$$GradTilt = \sqrt{\left(\frac{dTilt}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTilt}{dy}\right)^2}$$



$$TDR = \arctan\left(\frac{VDR}{THDR}\right)$$

Donde:

VDR: Primera derivada vertical

THDR: Valor absoluto de la derivada horizontal total

TDR: **Tilt**

$$VDR = \frac{dT}{dz} \quad THDR = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2}$$

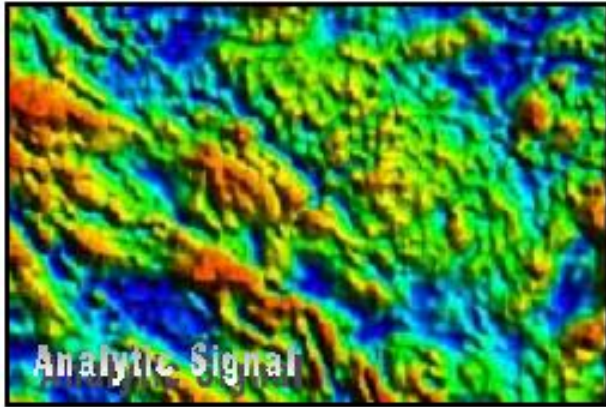
La derivada horizontal total

del tilt (**gradiente de Tilt**) se define como:

$$HD_TDR = \sqrt{\left(\frac{dTDR}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dTDR}{dy}\right)^2}$$

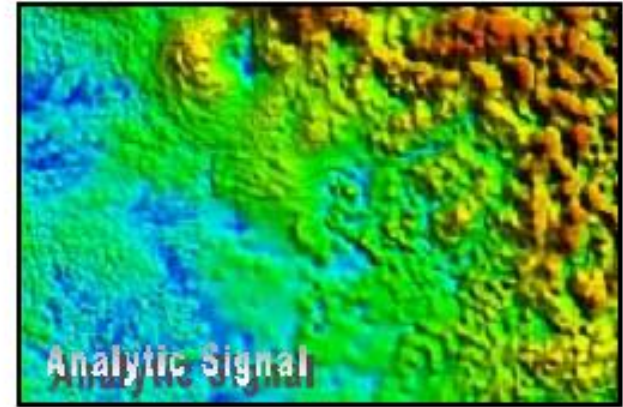
Señal Analítica

Analytic Signal (Total Gradient)



Anomalía de Bouguer

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2}$$



Anomalía Magnetométrica

La señal analítica, aunque puede ser más discontinua que el gradiente horizontal total, tiene la propiedad de generar máximos directamente sobre los cuerpos discretos, así como también sobre sus bordes. El ancho del máximo, puede ser un indicador de la profundidad al contacto, siempre y cuando la señal correspondiente a un único contacto pueda ser aislada y resuelta.

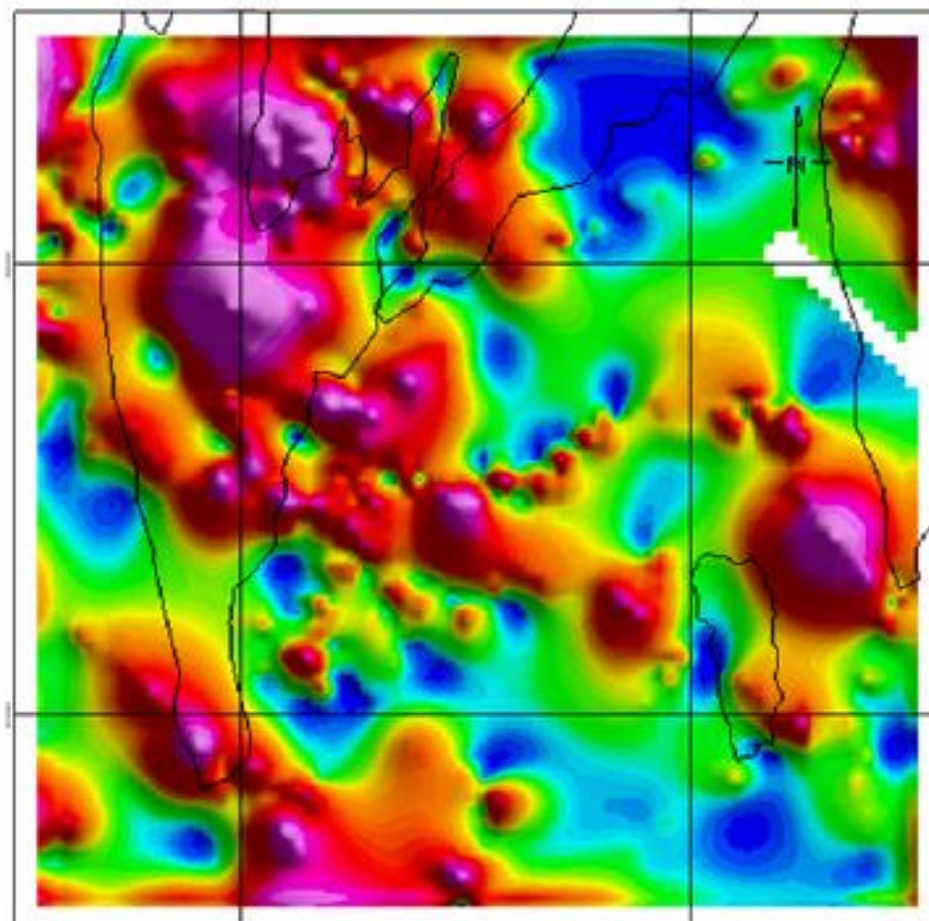


Figura 8: Señal Analítica de la Anomalía de Bouguer

mGal/m
0.0006 0.0013 0.0017 0.0022 0.0029 0.0041 0.0076

La señal analítica genera un positivo tanto para un depocentro sedimentario (cuerpo anómalamente poco denso) como para un cuerpo anómalamente denso (valor absoluto)

Las cartas de **señal analítica** son matemáticamente análogas a las cartas de gradiente horizontal, pero menos intuitivas, debido a que incorporan la derivada vertical. La señal analítica la calculamos mediante la siguiente expresión:

$$|A(x, y)| = \left[\left(\frac{\partial}{\partial x} F(x, y) \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} F(x, y) \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z} F(x, y) \right)^2 \right]^{1/2}$$

valor absoluto de la señal analítica=raíz cuadrada de la suma de los cuadrados del campo derivado según las direcciones, x, y y z

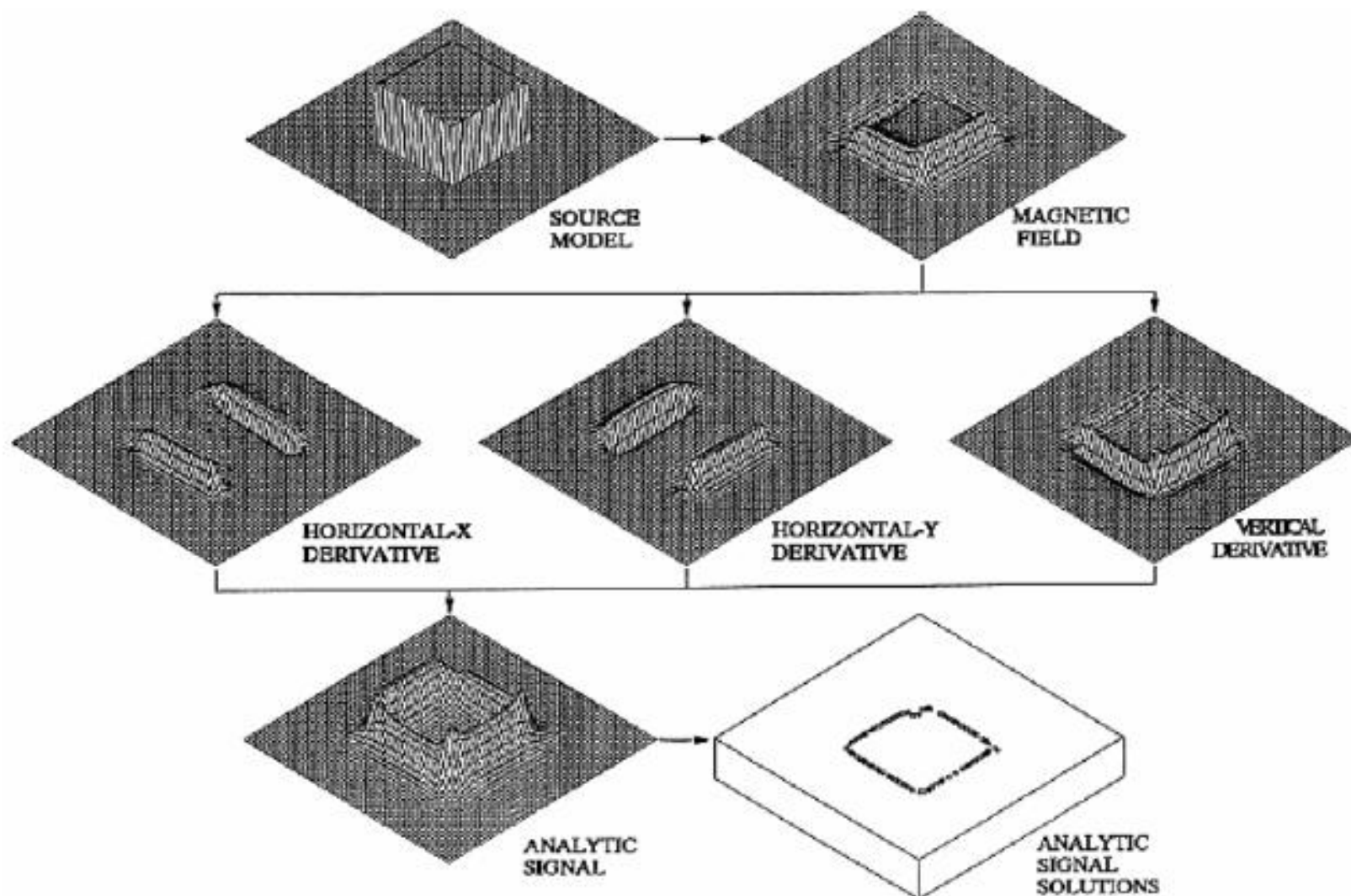
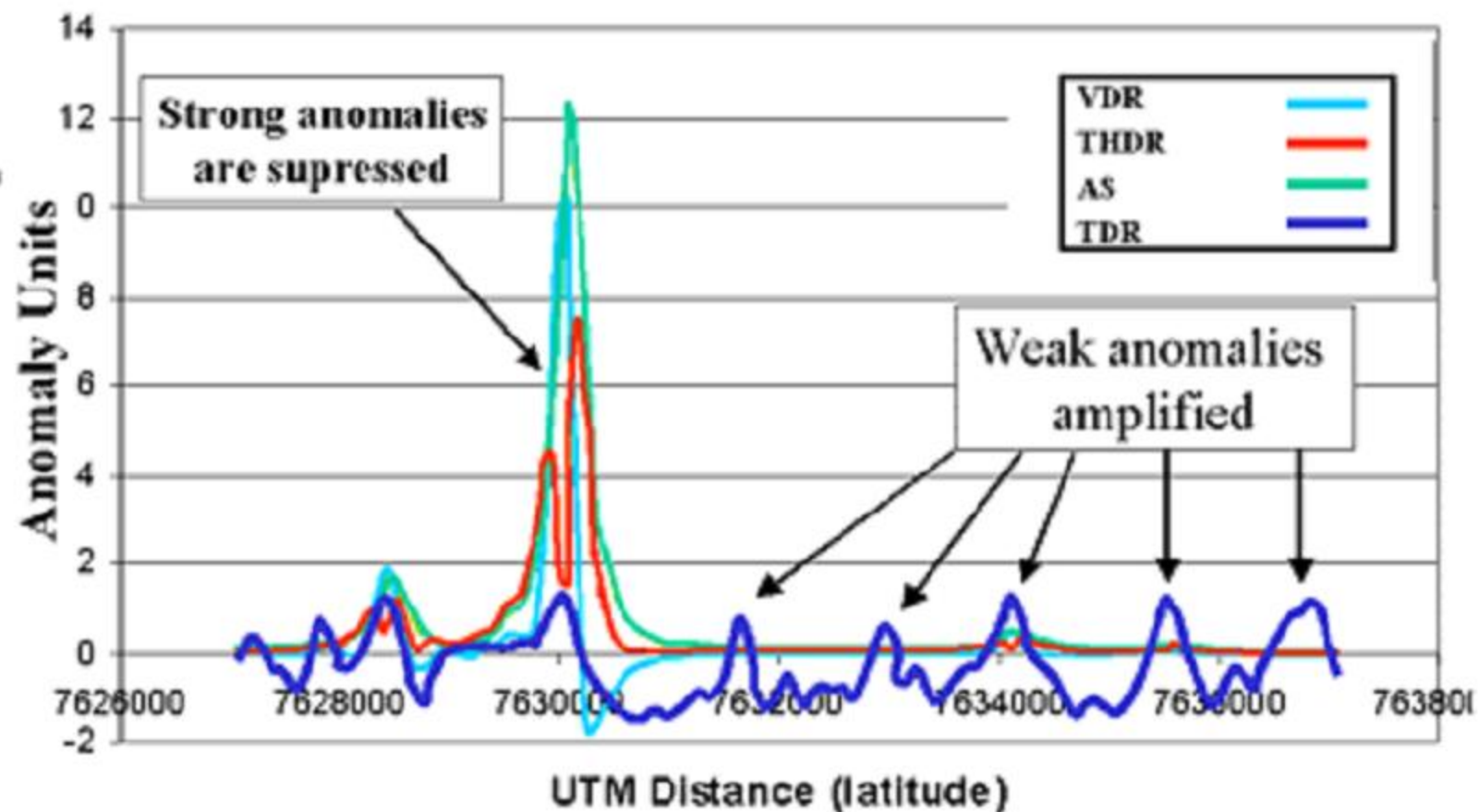


FIG. 1. Schematic outline of the analytic signal method. Horizontal and vertical derivatives are calculated from the total field anomaly over a square prism and combined to yield the absolute value of the analytic signal. The locations of the maxima and the shape of this signal can then be used to find body edges and corresponding depth estimates.

North-south Profile



Determinación de las
profundidades de las masas que
producen la anomalía

ambigüedad

Variaciones de densidad
entre esfera y medio
circundante

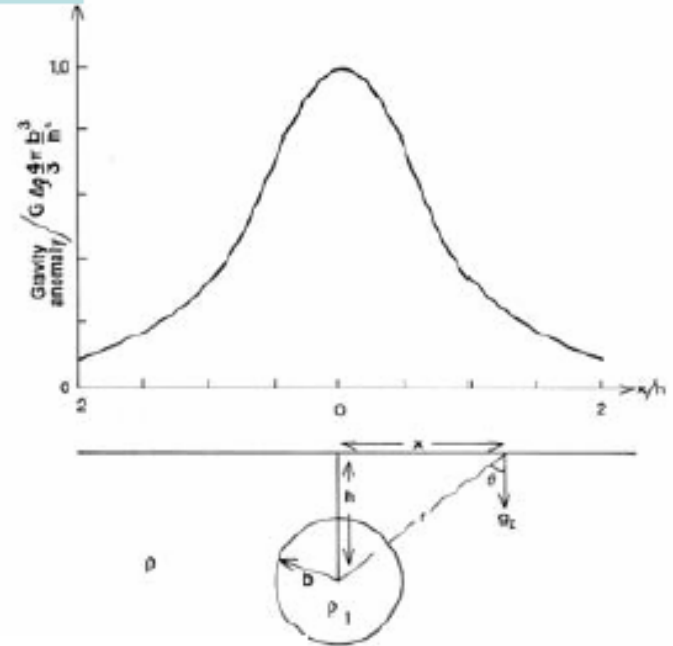
$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$$

Aceleración de la gravedad
desde un punto en la superficie
hacia la esfera

$$g = \frac{Gm}{r^2}$$

Los gravímetros
miden
componente
vertical de la
aceleración de la
gravedad

$$\begin{aligned} g_z &= \frac{Gm}{r^2} \cos\theta \\ &= \frac{Gmh}{r^3} \\ &= \frac{Gmh}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \end{aligned}$$



Diferencia de
masa de la
esfera

$$m = \frac{4}{3} \Delta\rho \pi b^3$$

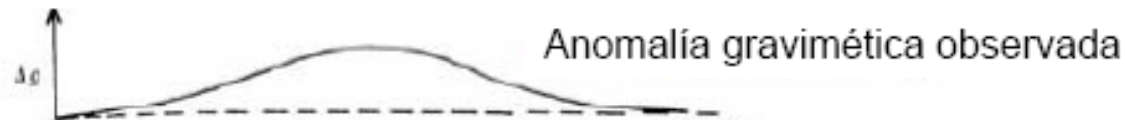
Anomalía
gravimétrica
producida

$$\delta g_z = \frac{4G\Delta\rho\pi b^3 h}{3(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

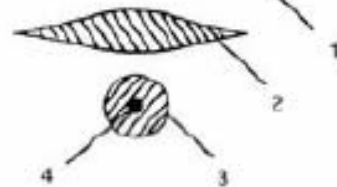
Tengo dos variables: el radio de la esfera y la diferencia de densidad.
Diferentes posibilidades pueden producir la misma anomalía gravimétrica

ambigüedad

Una anomalía gravimétrica observada puede ser explicada por una variedad de distribuciones de masa a diferentes profundidades (aun con igual densidad)



Posibles geometrías asociadas a la anomalía



- 3. Esfera profunda
- 2. Anomalía elongada más superficial
- 3. Anomalía aún más elongada y aún más somera

Los métodos descritos hasta ahora, generalmente sirven para estimar la ubicación espacial (x, y) de diferentes estructuras y de sus bordes, pero generalmente no proveen estimaciones de sus profundidades.

Ahora veremos métodos semiautomáticos que permiten obtener estimaciones de profundidad de las fuentes.

Espectro de Potencia

Para el análisis e interpretación de datos de gravedad se puede aplicar el análisis de Fourier sobre perfiles o sobre mapas.

Aparecen dos nuevas variables: el número de onda o frecuencia espacial que viene dada en radianes por kilómetro (como contrapartida a la frecuencia medida en radianes por segundo) y la longitud de onda espacial dada en kilómetros.

Masa puntual

Para comprender fácilmente como funciona la interpretación de datos de métodos potenciales por Fourier se puede comenzar estudiando el espectro de potencia de una masa puntual, m , ubicada en la posición (x_0, z_0) .

Su efecto gravitatorio es:

$$g(x) = Gm \frac{z_0}{\left((x - x_0)^2 + z_0^2\right)^{3/2}}$$

Recordando la definición de la transformada de Fourier:

$$F = \hat{g}(\alpha) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(x) e^{-2\pi i \alpha x} dx$$

donde α es la frecuencia. Reemplazando $g(x)$ por la expresión dada más arriba e integrando queda:

$$\hat{g}(\alpha) = 2\pi G m e^{-2\pi |\alpha| z_0} e^{-2\pi i |\alpha| x_0}$$

El módulo de la última exponencial es siempre 1. Por lo que al elevar al cuadrado para obtener el espectro de potencia se obtiene:

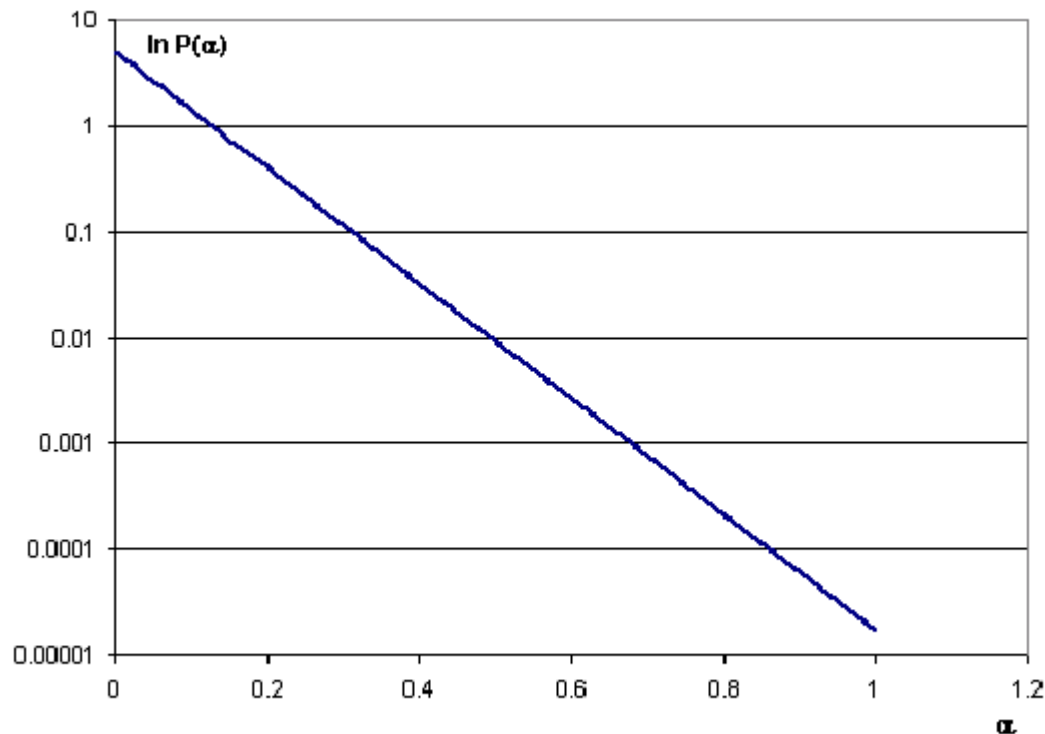
$$P(\alpha) = 4\pi^2 G^2 m^2 e^{-4\pi |\alpha| z_0}$$

En la práctica es conveniente trabajar con el logaritmo de P :

$$\ln P(\alpha) = \ln 4\pi^2 G^2 m^2 - 4\pi|\alpha|z_0$$

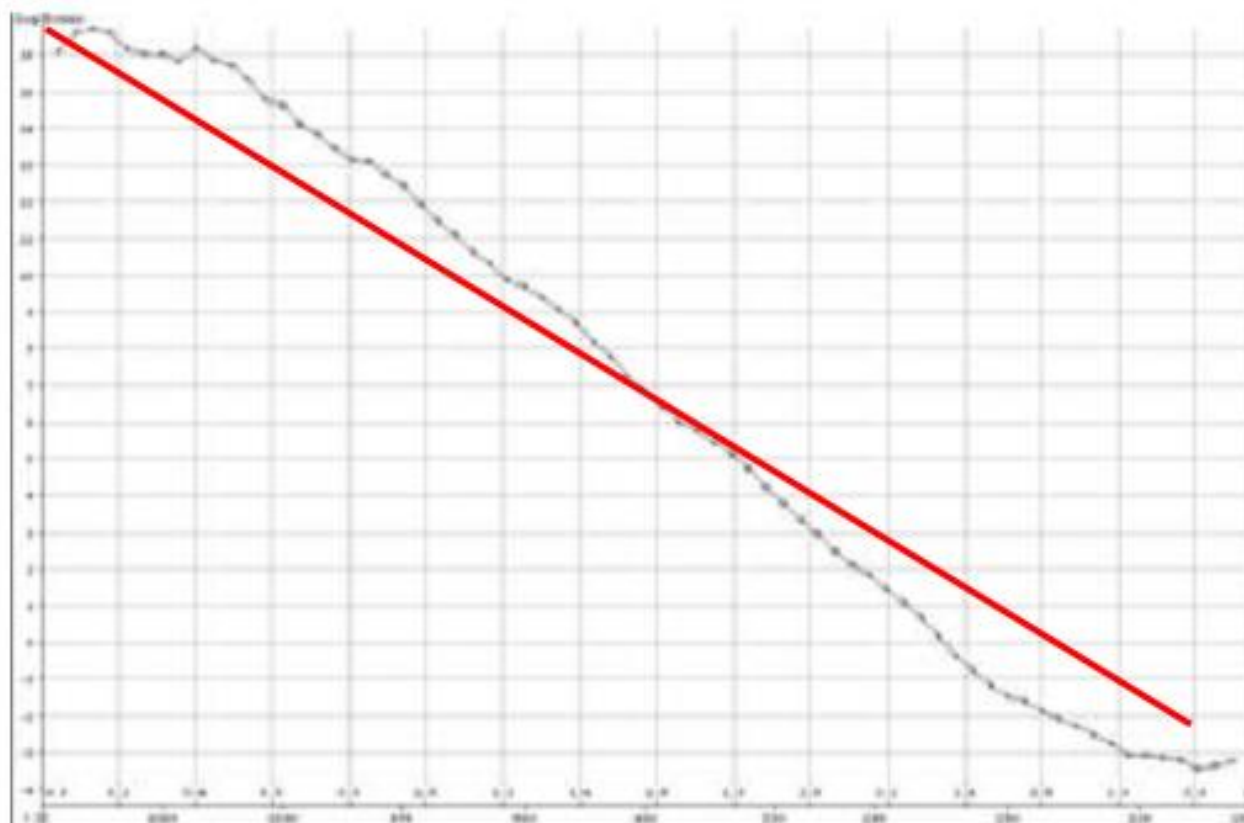
Dado que el gráfico es una línea recta, cuya pendiente es $-4\pi|\alpha|z_0$, o sea que está relacionada con la profundidad de la masa puntual, y ahora la ordenada al origen es:

$\ln 4\pi^2 G^2 m^2$. A los fines de la representación gráfica se ha dado un valor arbitrario a $4\pi^2 G^2 m^2$. La recta va a tener mayor pendiente a medida que la masa puntual sea más profunda.



Cuerpo o distribución de masa a profundidad constante

El gráfico del logaritmo del espectro de potencia de un cuerpo arbitrario o de una distribución de masa a profundidad constante es el siguiente



En este caso, se puede estimar la profundidad del cuerpo que genera el campo gravitatorio estableciendo la recta de ajuste a la curva, por mínimos cuadrados. Siguen valiendo las consideraciones anteriores sobre la relación pendiente – profundidad.

Ejemplos reales.-

En las aplicaciones a casos concretos se van a tener cuerpos a distintas profundidades. Para poder seguir usando el análisis por medio del espectro de potencia, se usa la siguiente simplificación.

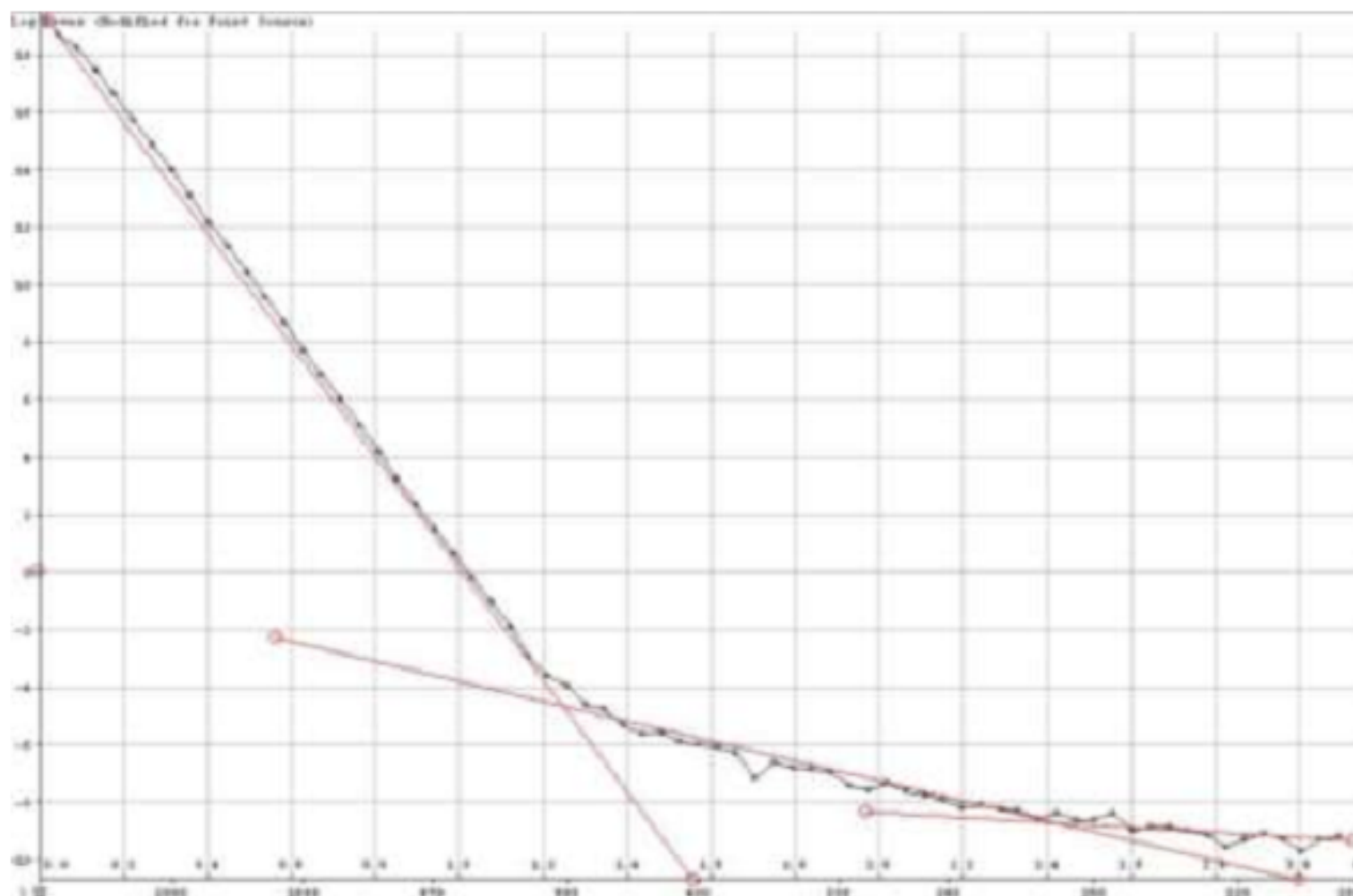
Suponiendo solamente dos masas (cuerpos) a distintas profundidades, el efecto gravitatorio en la superficie va a ser la suma de los efectos gravitatorios de cada uno de ellos. Como el espectro de potencia se obtiene elevando al cuadrado la transformada de Fourier, el espectro de potencia de la suma de dos funciones no es igual a la suma de los correspondientes espectros. Pero, si las funciones no están correlacionadas entre sí, se acepta, estadísticamente, que los espectros de potencias se pueden sumar.

Aprovechando esta aproximación, para un cuerpo de masa m_0 , a una profundidad z_0 , y un cuerpo de masa m_1 , a una profundidad z_1 , el espectro de potencia puede escribirse, suponiendo que las dos masas no están vinculadas entre sí:

$$P(\alpha) = 4\pi^2 G^2 \left(m_0^2 e^{-4\pi|\alpha|z_0} + m_1^2 e^{-4\pi|\alpha|z_1} \right)$$

Si aparte, resulta que $m_0 \ll m_1$ y $z_0 \ll z_1$, para valores de α cercanos a cero, el término en m_0^2 es despreciable frente al término en m_1^2 , por lo que el espectro de potencia de la masa más profunda predomina en el gráfico. En cambio para valores grandes de α , la exponencial en z_1 tiende más rápidamente a cero por lo que es más importante el espectro de la masa superficial.

El gráfico siguiente es el espectro de potencia de un ejemplo teórico de dos masas a distintas profundidades. Las pendientes de las rectas que aproximan a las distintas porciones de la curva indican las profundidades a la que se encuentran los cuerpos anómalos. Cuando la recta es muy próxima a la horizontal, se considera que el espectro de potencia corresponde a ruido.



Espectro de Potencia

El espectro de potencia (P) queda definido como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía de gravedad o magnética.

En la práctica resulta más conveniente graficar el **logaritmo de P** , ya que su gráfica es una recta, en donde la **pendiente de la misma está relacionada con la profundidad de la masa**, mientras que la **ordenada al origen depende de la magnitud de la masa que produce la anomalía**

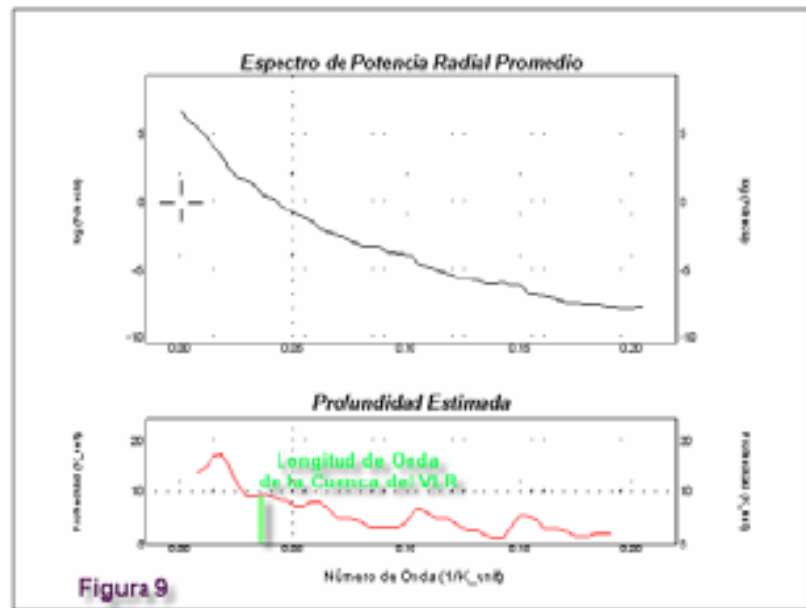


Figura 9

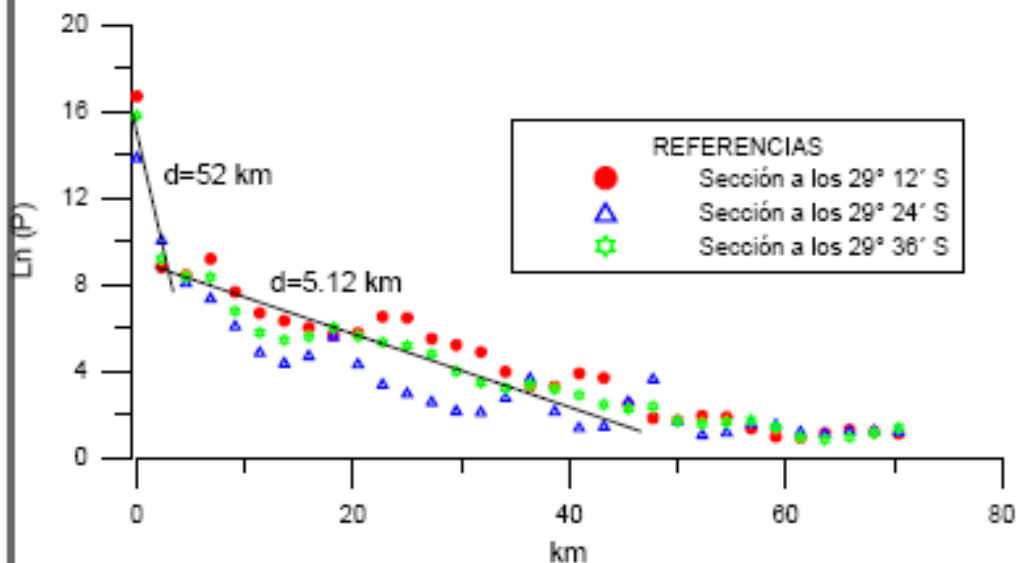


Figura 10: espectro de potencia en tres secciones en el Valle de La Rioja

Mediante esta técnica se han evaluado, en primer término, el espectro radial promedio del área de estudio, utilizando el software Oasis montaj de Geosoft, resultando que para la longitud de onda de la cuenca en estudio, la profundidad promedio es de 8 km. En segundo término, se evaluó el espectro de potencia en tres perfiles (promedios) W-E que seccionan a la carta de anomalías de Bouguer, y atraviesan la cuenca del Valle de La Rioja. Estos perfiles se ubicaron a las latitudes: 29° 12' S, 29° 24' S, y a 29° 36' S y entre las longitudes 68° W y 65° 30' W. **Los resultados obtenidos mediante la aplicación de ésta última técnica, arrojan una tendencia de 5 km para la profundidad del basamento de la cuenca. Véase también que la profundidad de las fuentes profundas se aproximan a 52 km. Estas se pueden relacionar con las profundidades del Moho a esta latitud.**

Deconvolución de Euler

Este método está basado en la ecuación de homogeneidad de Euler y adiciona un "índice estructural" para producir las estimaciones de profundidad. Con esta metodología (Slack et al., 1967; Thompson, 1973 y Briener, 1973) se pueden identificar y hacer estimaciones de profundidad para una variedad de estructuras geológicas tales como fallas, contactos, diques intrusivos, etc.

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + N \Delta T(x)$$

(ec. de Euler)

Deconvolución de Euler

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + N \Delta T(x)$$

(ec. de Euler)

Las derivadas o gradientes en la ecuación de Euler pueden medirse, o más comúnmente, calcularse a partir de los datos. Las únicas cantidades que no se conocen en ésta ecuación, son x_0 , z_0 y N .

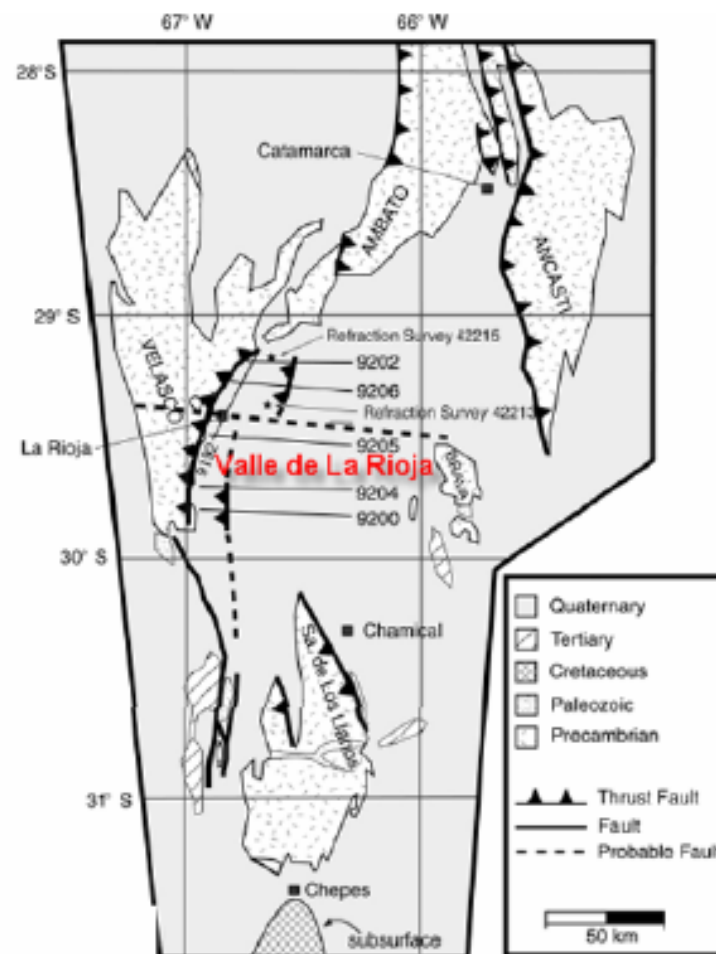
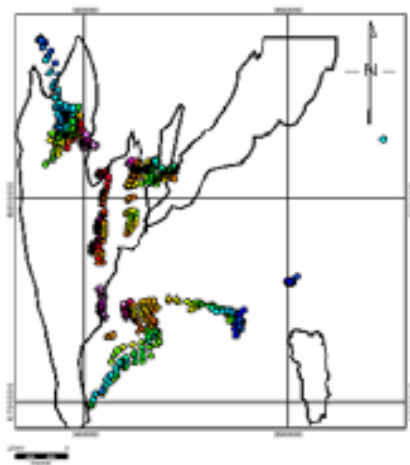
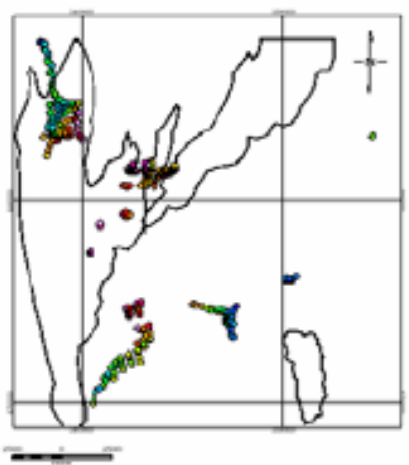
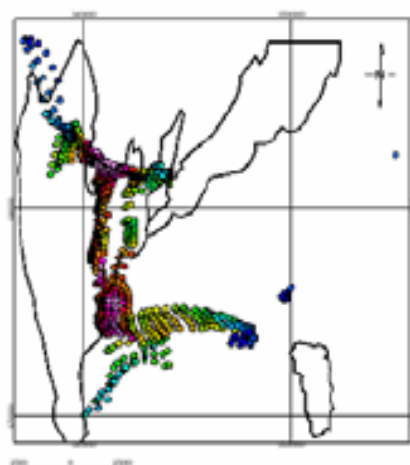
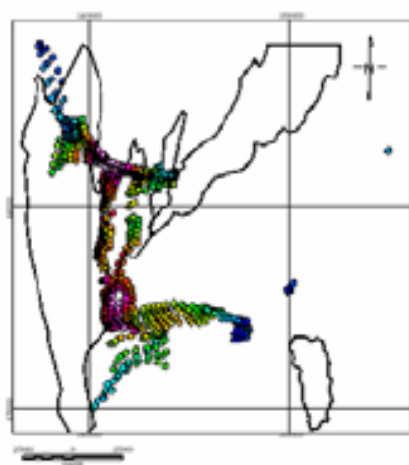
Las coordenadas (x_0 , z_0) representan la profundidad y ubicación a lo largo del perfil de la fuente puntual y N representa el tipo de fuente que mejor representa la anomalía.

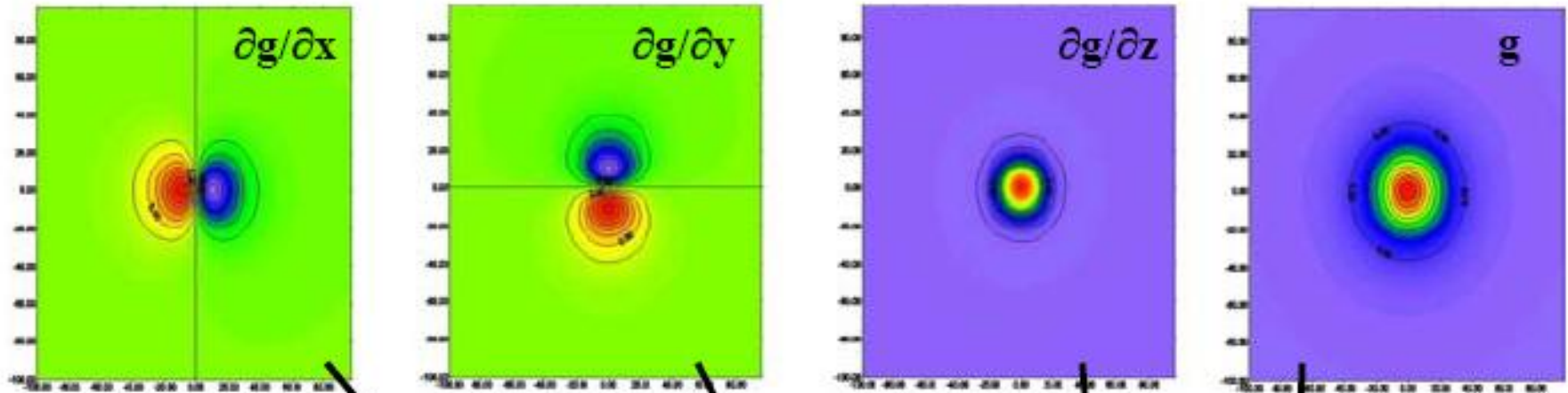
Es fácil de verificar que modelos simples han preescrito valores de N . La tabla siguiente muestra los índices estructurales para algunos modelos puntuales simples.

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + N \Delta T(x)$$

| Modelo Geológico | Número de Infinitas dimensiones | Magnetismo N | Gravedad N |
|---------------------|---------------------------------|-----------------|---------------|
| Esfera | 0 | 3 | 2 |
| Vertical Pipe | 1 (z) | 2 | 1 |
| Cilindro Horizontal | 1 (x - y) | 2 | 1 |
| Dique | 2 (z, x-y) | 1 | 0 |
| Filón capa | 2 (x e y) | 1 | 0 |
| Contacto | 3 (x, y, z) | 1 | NA |

Deconvolución de Euler

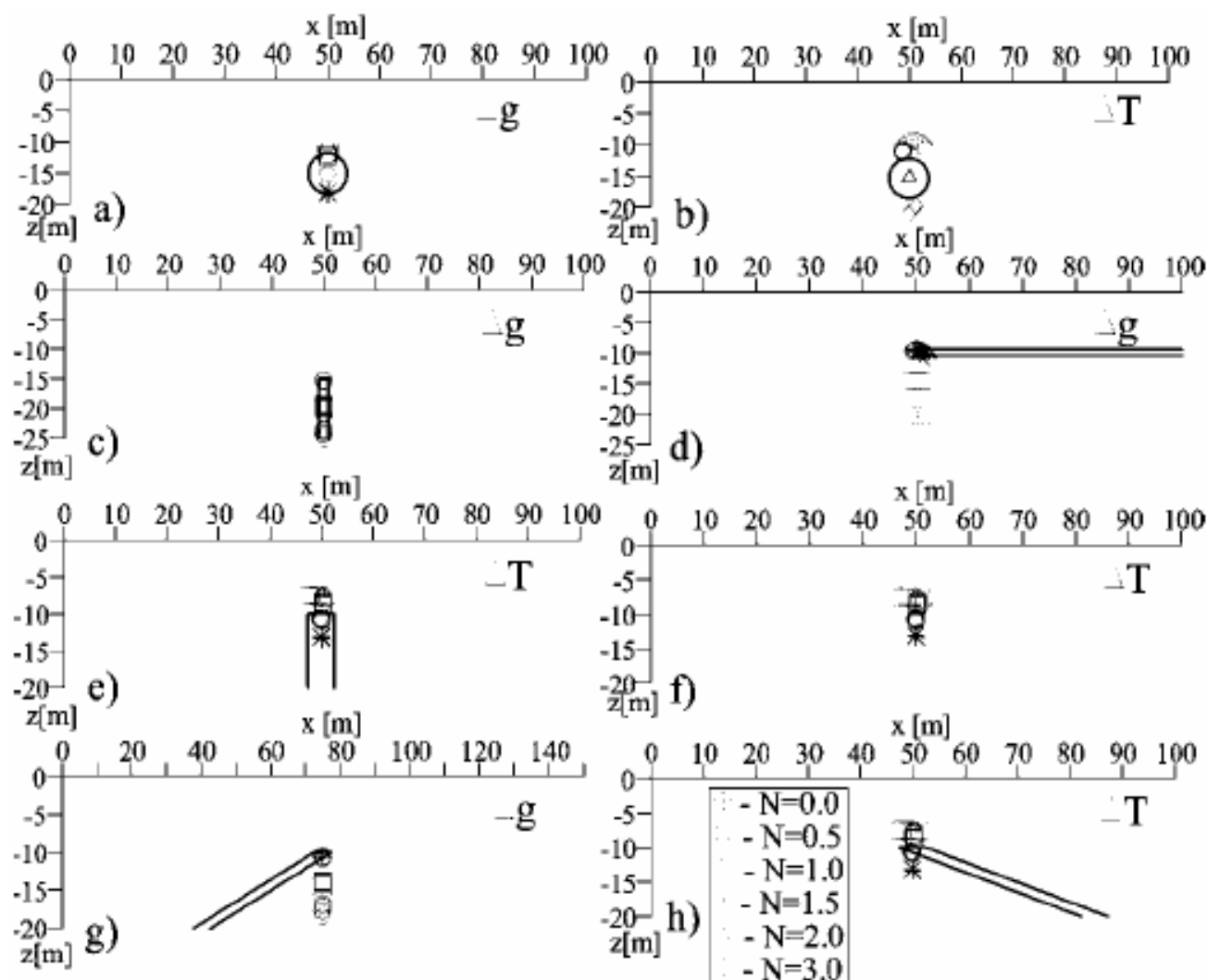




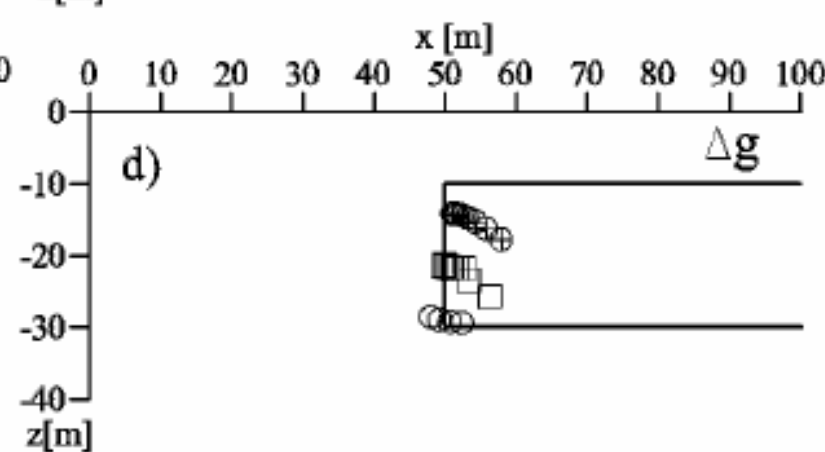
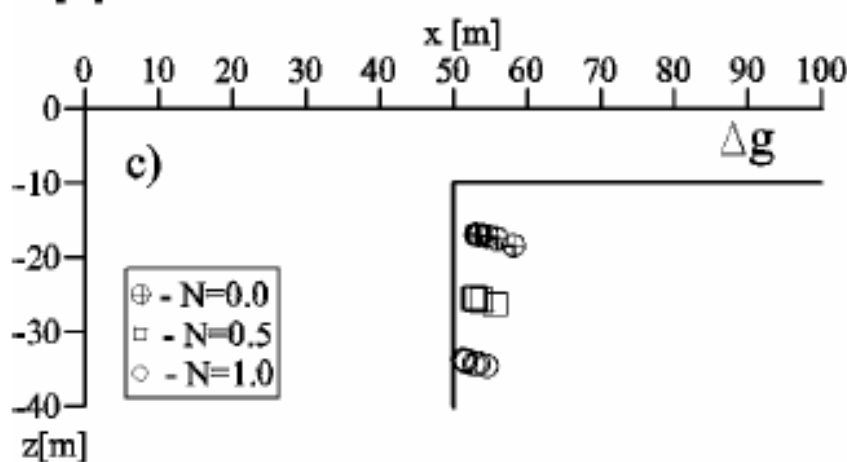
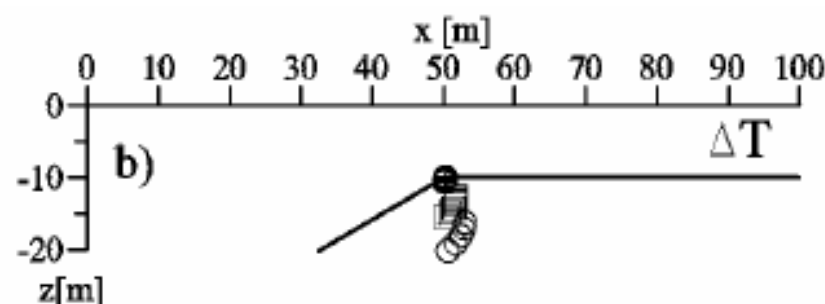
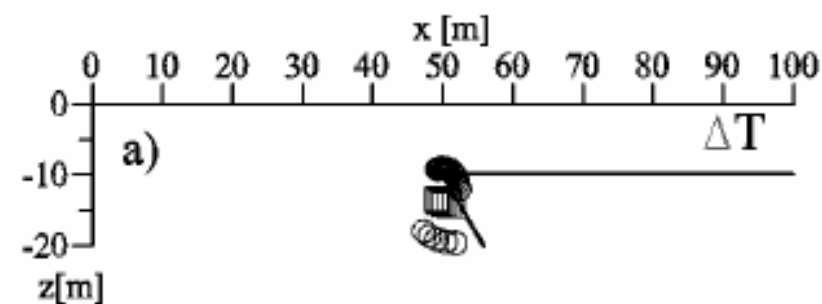
$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta g}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta g}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta g}{\partial z} = -N \Delta g$$

x_0, y_0, z_0 coordenadas desconocidas del origen de la anomalía que se pretenden determinar **Parámetro propuesto (índice estructural)**

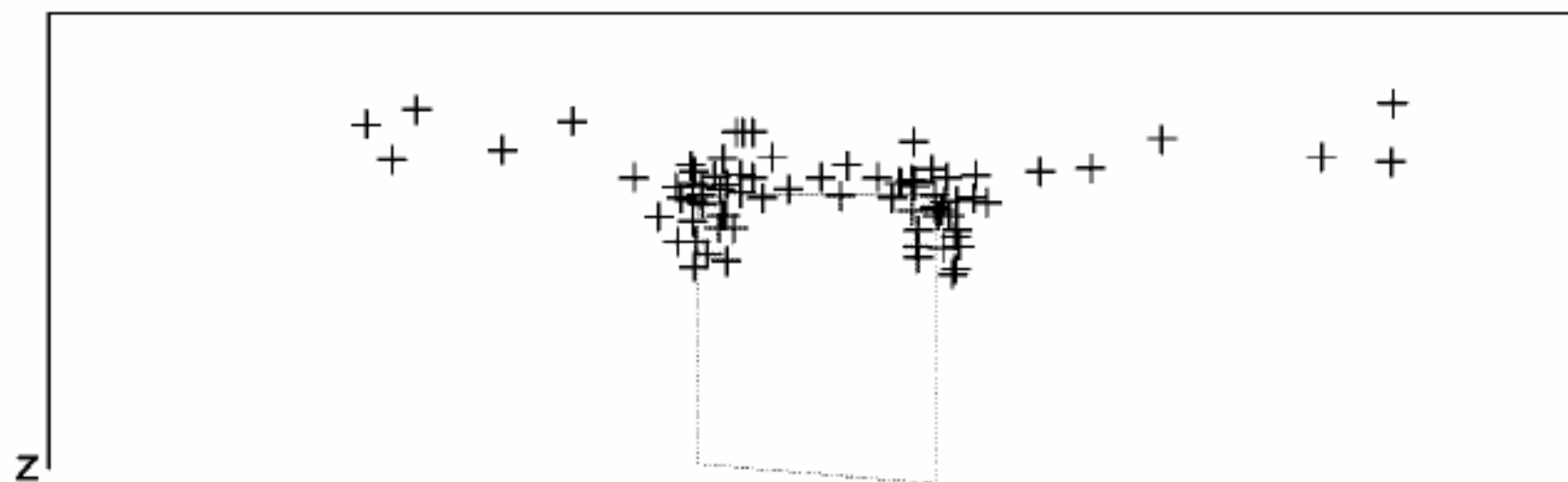
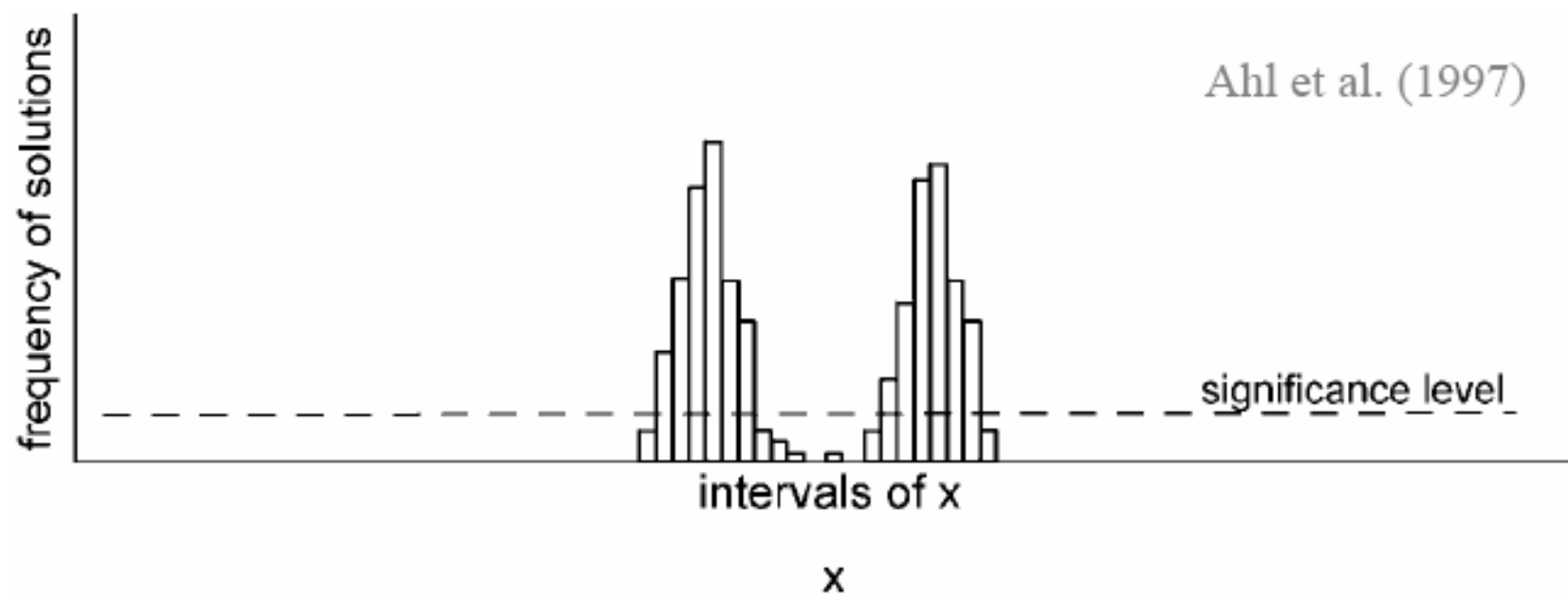
Método de deconvolución de Euler– soluciones para cuerpos simples en 2D



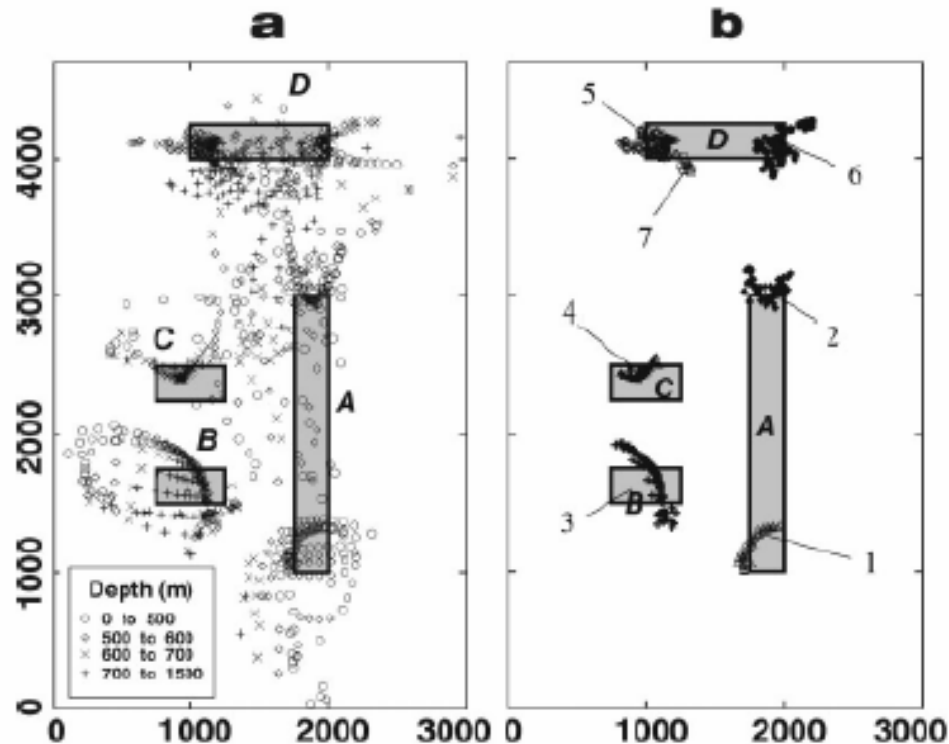
Método de deconvolución de Euler– soluciones para cuerpos simples en 2D



Ahl et al. (1997)



Método de deconvolución de Euler – selección de soluciones



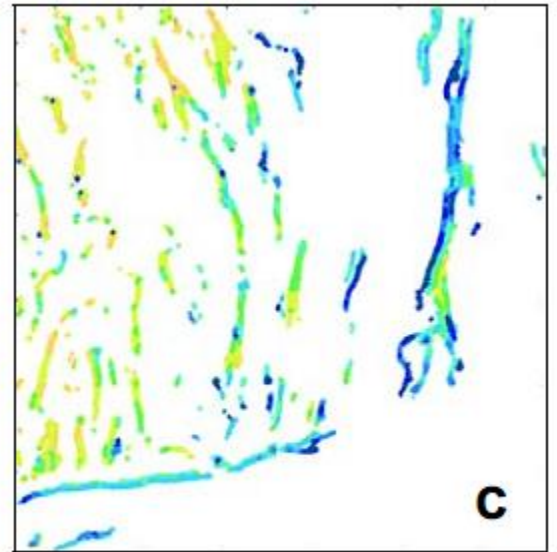
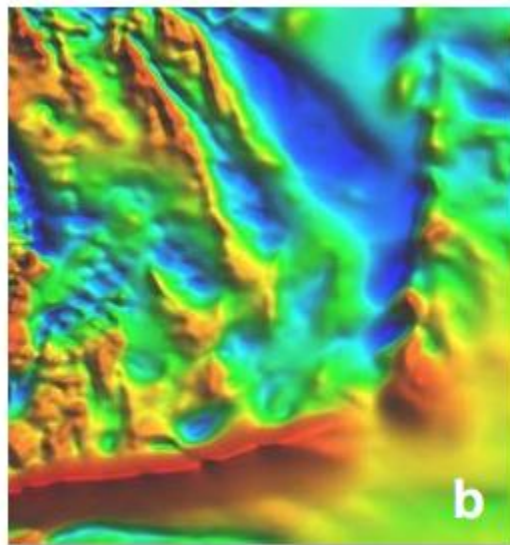
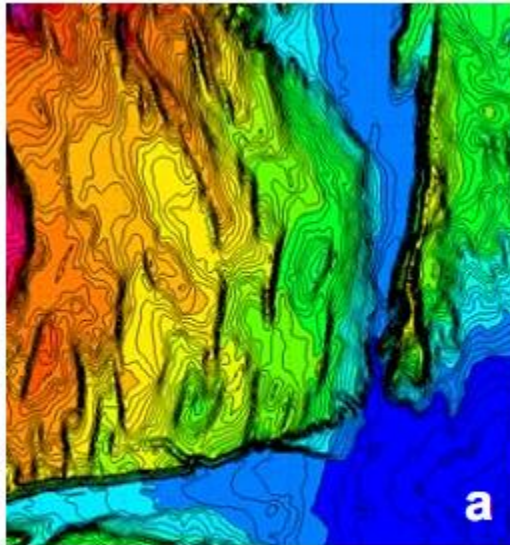
Soluciones correctas son seleccionadas de los “clusters”

Filtrado de soluciones

La especificación del índice estructural N , permite resolver la ecuación para obtener la ubicación de la fuente para una geometría dada de la fuente, dentro de una ventana de datos determinada. Dicha ventana es movida progresivamente a través de la grilla de datos, y se generan soluciones para cada posición de la ventana. Este mismo proceso se repite para varios tamaños de ventana diferentes y para distintos índices estructurales, y se determinan los parámetros óptimos a partir del agrupamiento de las soluciones obtenidas y por comparación con otra información disponible.

Se generan soluciones para cada ubicación de la ventana, pero se aplican varios métodos para seleccionar las soluciones, que permiten eliminar aquellas pobremente definidas. Diferentes autores han propuesto distintos métodos. Un criterio simple es considerar el valor de la desviación estándar de la profundidad calculada para cada solución, expresada como porcentaje del valor de la profundidad. Las soluciones que presenten desviaciones estándar mayores a cierto valor, son rechazadas.

Grupos de soluciones refinadas para diferentes tamaños de ventana y distintos valores N , pueden ser interpretadas más fácilmente en términos de la estructura subsuperficial.

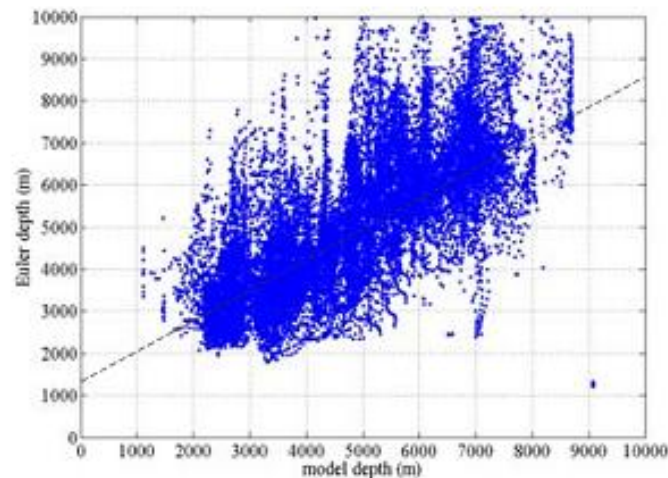


(a) Model topography, (b) forward modelled TMI field and (c) Euler solutions

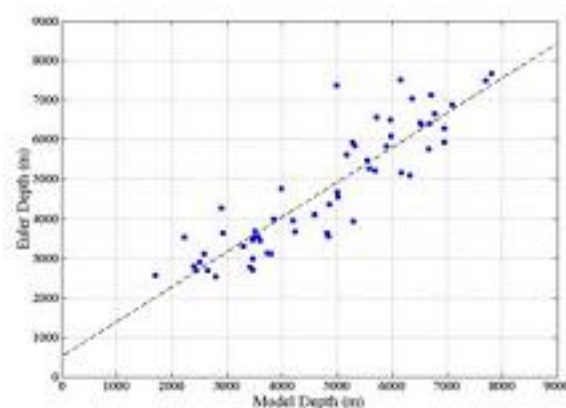
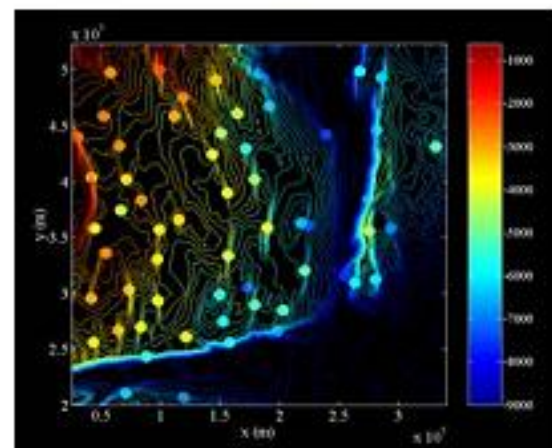
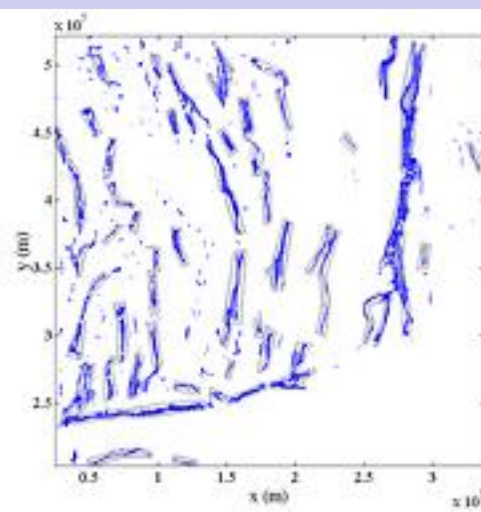
Los resultados de la deconvolución de Euler para una zona de estudio, normalmente consisten de varios cientos de miles de soluciones con un amplio rango de profundidades. Williams (2004) mostró que para cualquier estructura de fuentes, las estimaciones individuales de profundidades derivadas a partir de métodos como el de Euler, frecuentemente presentan una considerable dispersión. Sin embargo, el promedio de profundidades para un agrupamiento (cluster) de soluciones provee una estimación mucho más confiable de la profundidad de la fuente.

Se han llevado a cabo tests sobre modelos 3D que muestran que si se calculan valores promedios de agrupamientos coherentes de soluciones de Euler, estos últimos presentan una relación similar con las profundidades reales que el total de las soluciones, pero están menos dispersas y más cercanas a una correlación de 1:1.

Este proceso reduce mucho el número de soluciones, permitiendo que puedan ser utilizadas más fácilmente en la construcción de un mapa final de profundidades del basamento.



Buried topography test. Plot of 2D constrained Euler solution depth versus model depth at the same x,y location for homogeneous susceptibility basement model (from Williams, 2004).



Buried topography test. (a) Manually defined polygons (shown in grey) to isolate clusters of 2D constrained Euler solutions (blue dots) for analysis of averaged source parameters. (b) Plot of mean solution depths, plotted at the mean solution x,y location, of the solution clusters defined in (a), with contours showing the basement depth in the same colour scale (contour interval 200 m). (c) Mean 2D constrained Euler solution depth versus model depth (from Williams, 2004)

Señal Analítica

La amplitud de la señal analítica sobre un contacto 2D, ubicado en x y a una profundidad h es (Nabighian, 1972):

$$|A(x)| = \alpha \frac{1}{(h^2 + x^2)^{1/2}}$$

α es el factor de amplitud. Aplicado la derivada segunda se obtiene (MacLeod et al., 1993):

$$\frac{d^2 |A(x)|}{dx^2} = \alpha \frac{2x^2 - h^2}{(h^2 + x^2)^{5/2}}$$

Resolviendo:

$$x_i = \sqrt{2}h$$

Donde h es la profundidad al techo del contacto y x_i es el ancho de la anomalía entre puntos de inflexión.

Señal Analítica

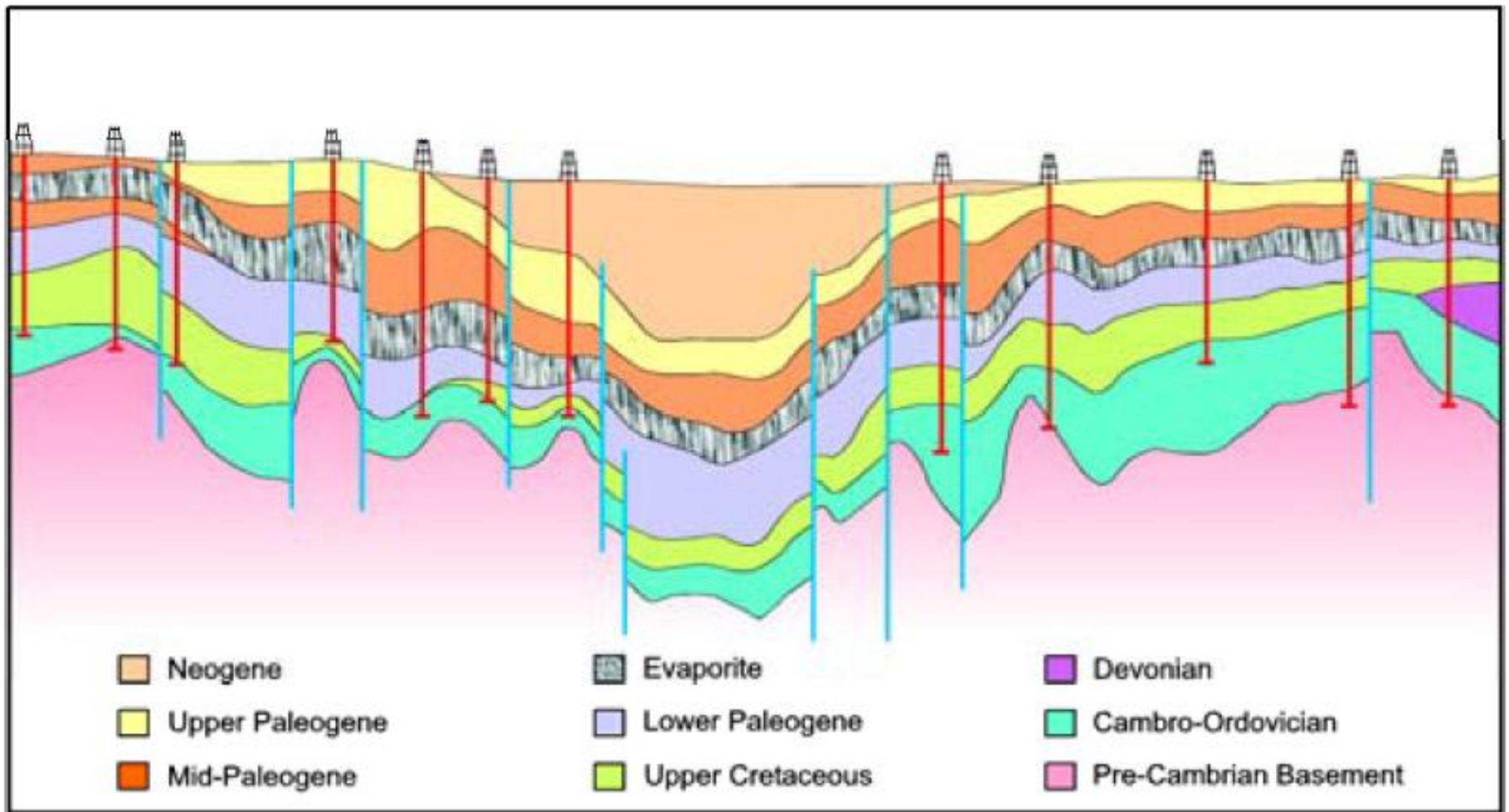
- Para obtener las soluciones de la señal analítica es necesario establecer el ancho de ventana móvil, y la profundidad de investigación. Para determinar el ancho de la ventana de búsqueda se consideran las longitudes de onda de las anomalías más importantes del área, realizando cálculos con distintos valores y viendo la coherencia de los resultados.

MODELOS 2 Y 3D

Modelado en 2 Dimensiones

Existen programas de modelado directo interactivos que calculan la respuesta gravimétrica de un modelo geológico hipotético definido por el usuario.

Cualquier diferencia entre la respuesta del modelo y la gravedad observada es eliminada a través del refinamiento del modelo, variando la estructura o la densidad de los diferentes cuerpos.



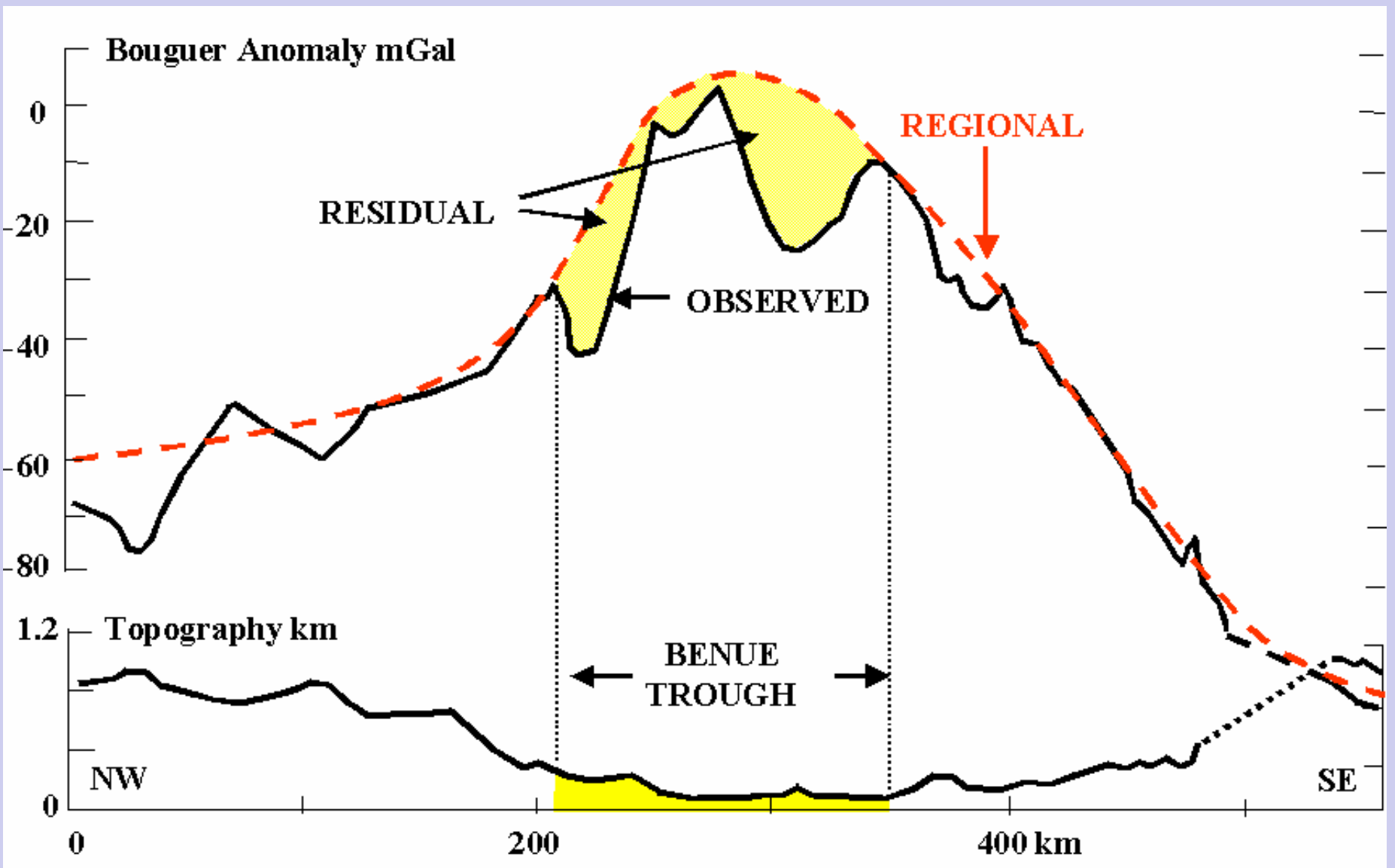
Modelado en 2 Dimensiones

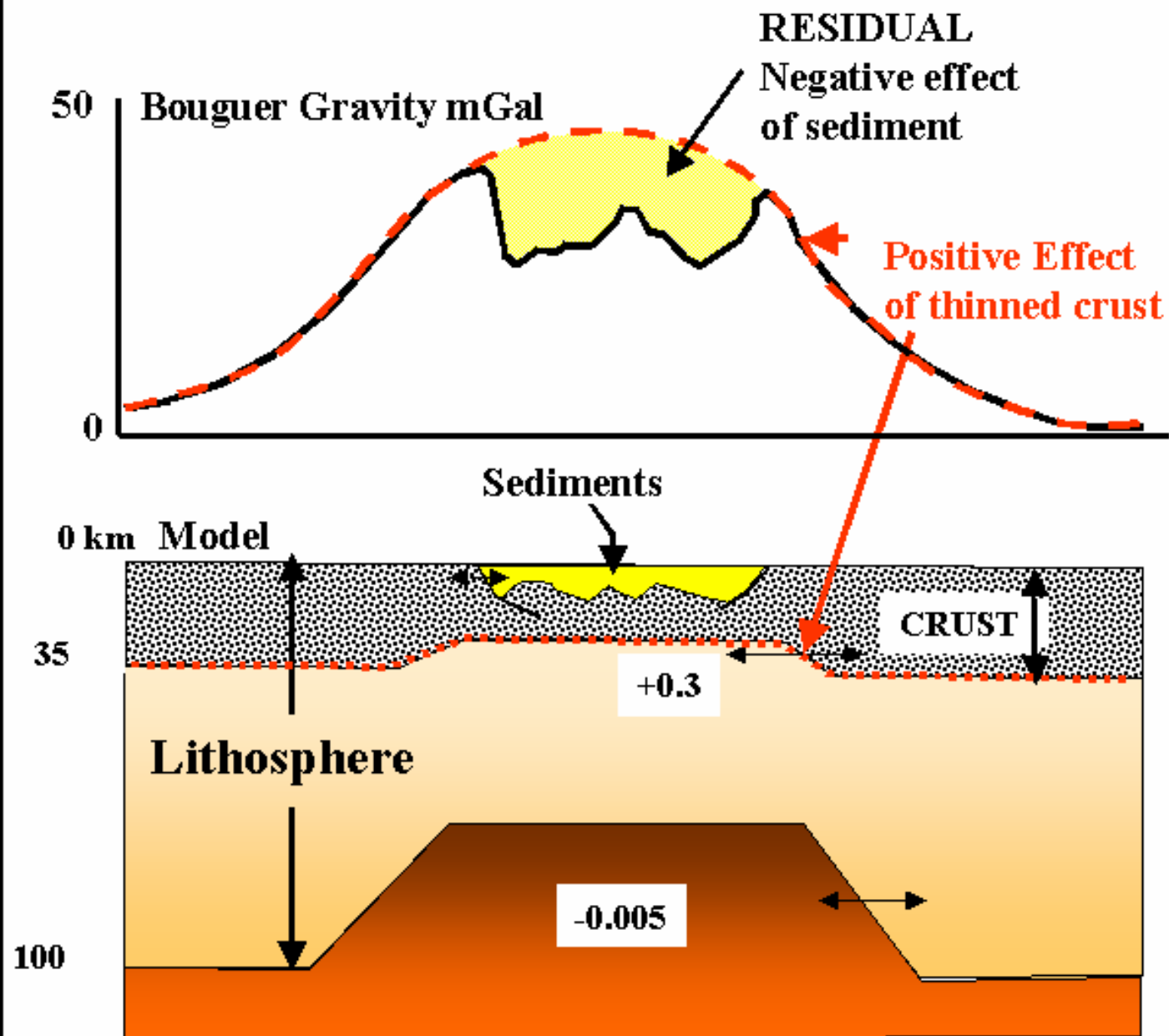
Hay que recordar que los modelos gravimétricos no son unívocos: muchos modelos diferentes pueden generar la misma respuesta y varias litologías geológicas pueden ser interpretadas a partir de una densidad atribuida a un bloque del modelo.

Por lo tanto, es muy importante utilizar tantas fuentes de información independientes como sea posible para ayudar a constreñir el modelo e.g. geometría de horizontes a partir de líneas sísmicas, información de densidades a partir de pozos ubicados en las cercanías del perfil modelado.

Modelado en 2 Dimensiones

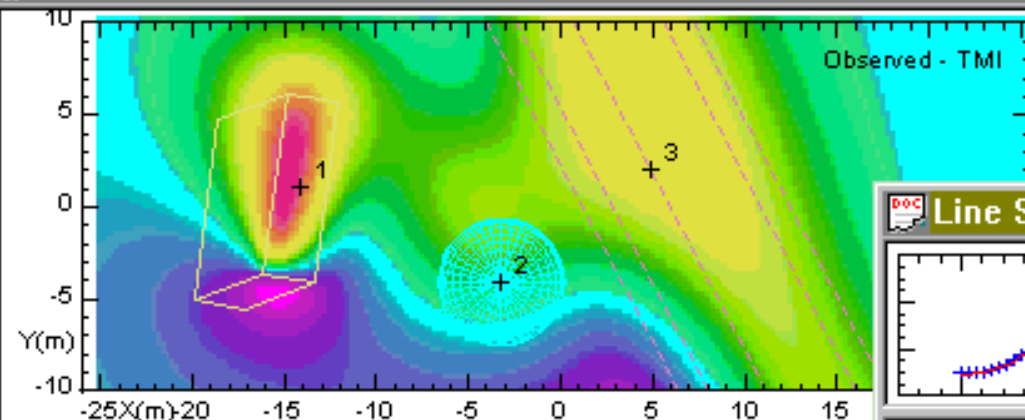
Los modelos en 2D asumen la bidimensionalidad de todos los bloques componentes del modelo, i.e. la geometría del modelo puede variar con la profundidad (eje Z) y a lo largo del perfil (eje x) , según lo que decida el usuario, pero no puede variarse en la dirección del rumbo (eje Y). Un modelo 2D puede visualizarse como un número de prismas tabulares, con su eje perpendicular al perfil, con bloques y superficies que se asume que se extienden hasta el infinito en la dirección del rumbo. Estas restricciones implican que se asume que los perfiles modelados no varían su orientación a lo largo de la extensión de los mismos.



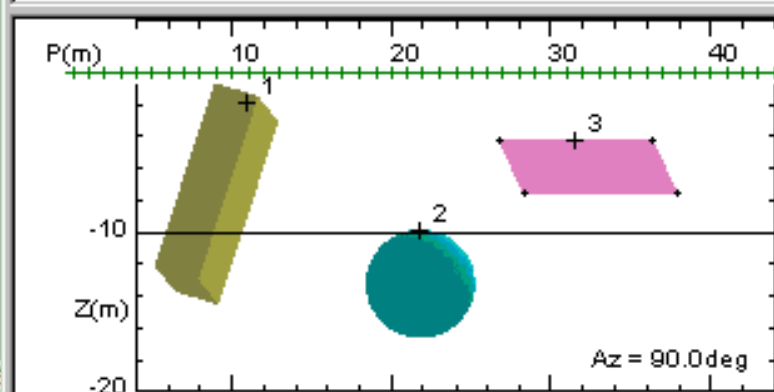
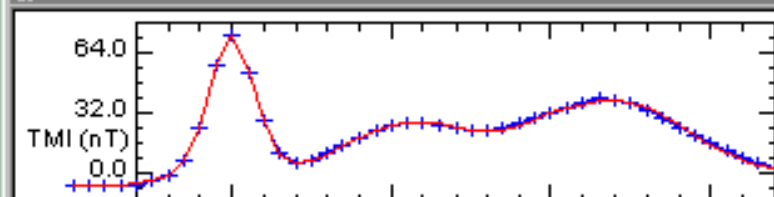




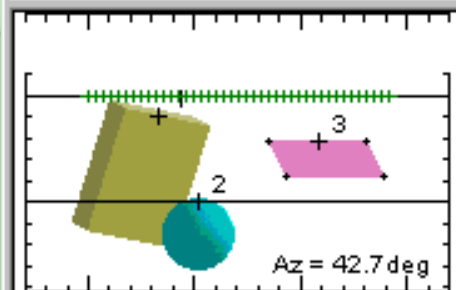
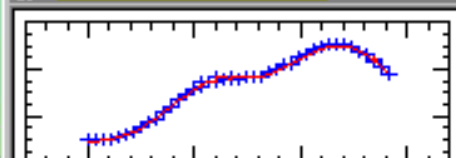
XYZ data from file 3bodies.xyz

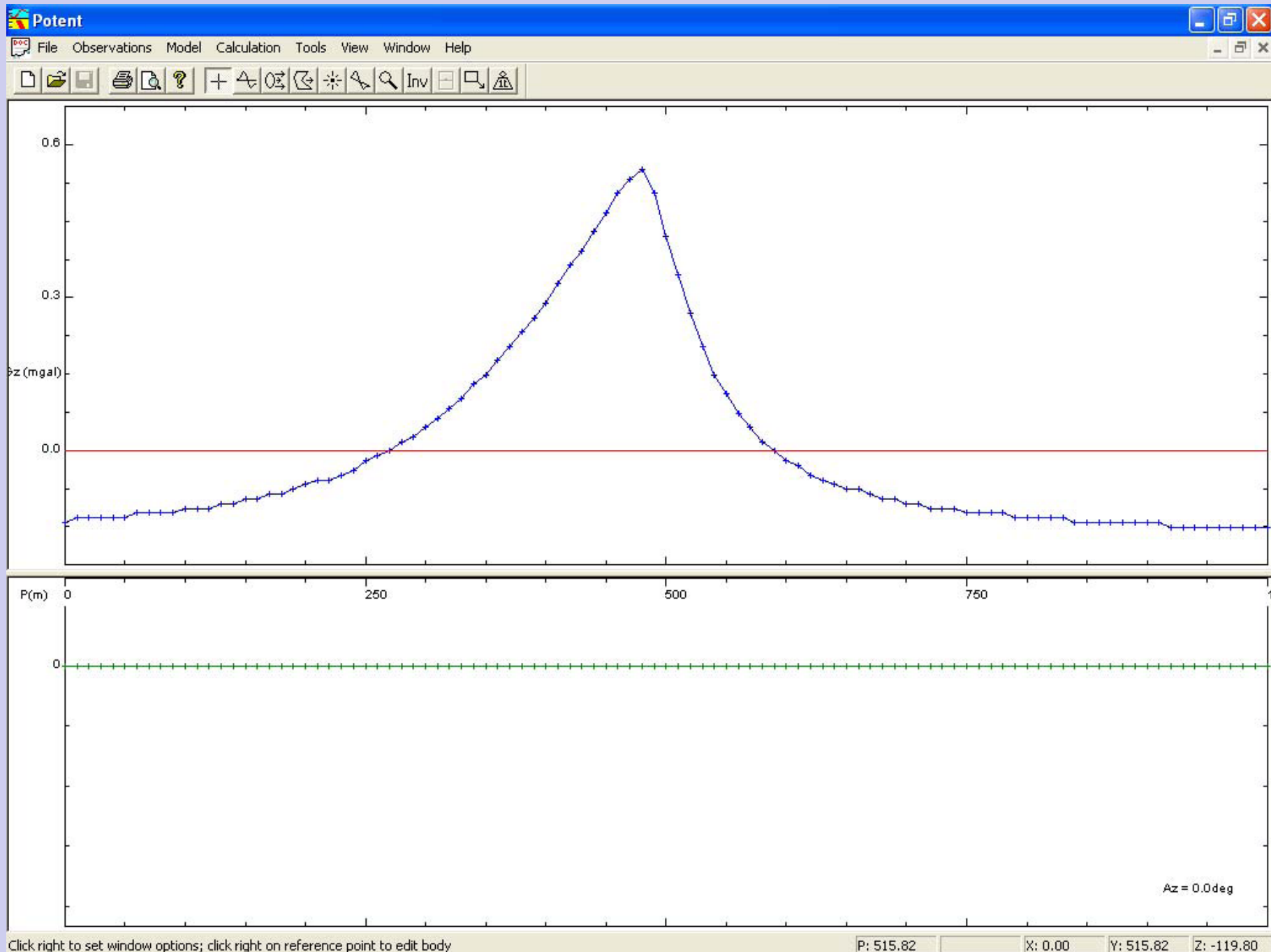


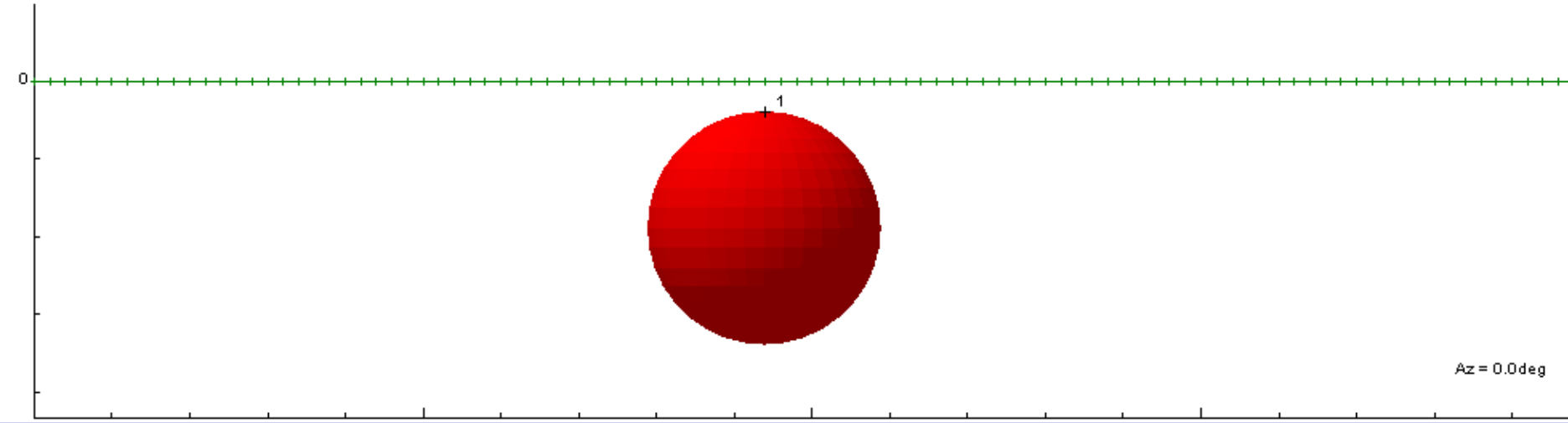
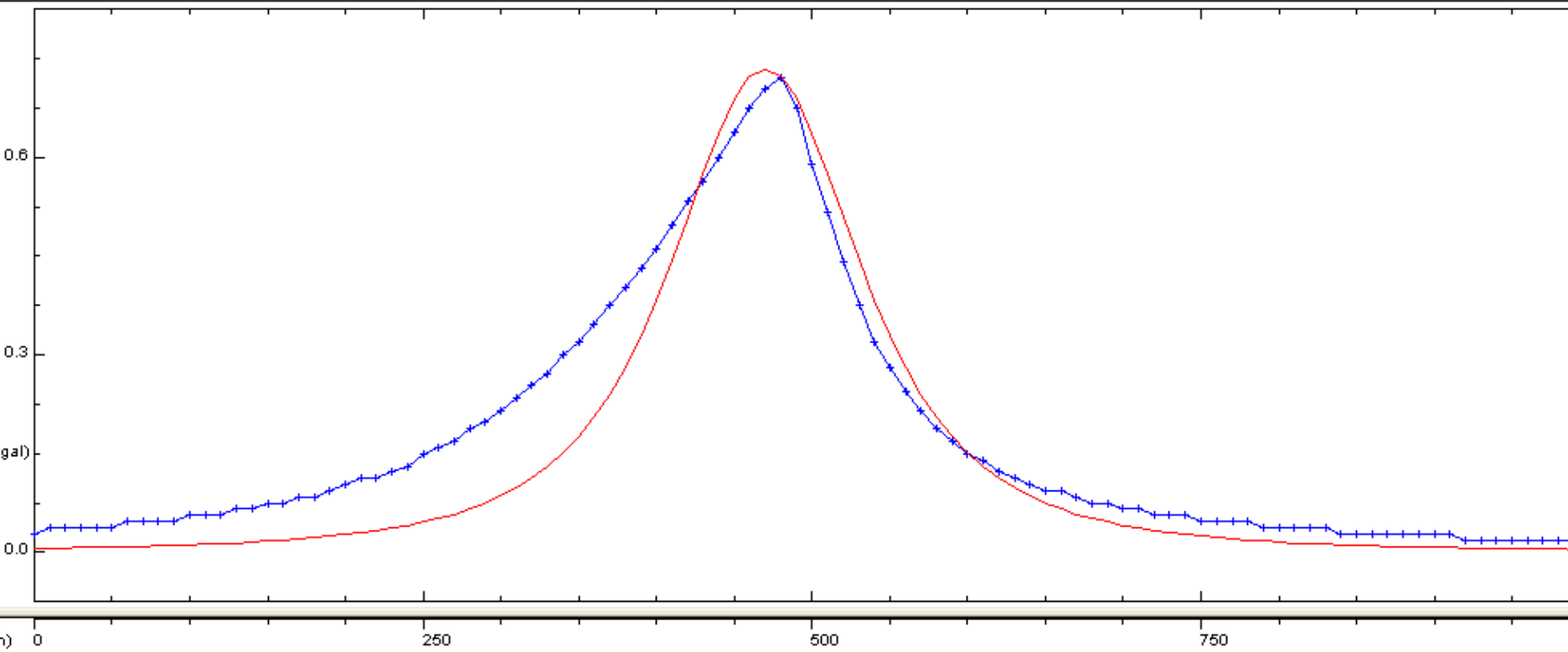
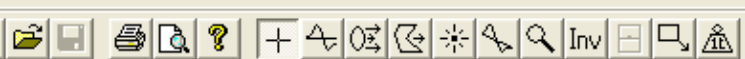
Line W-E section

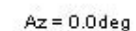


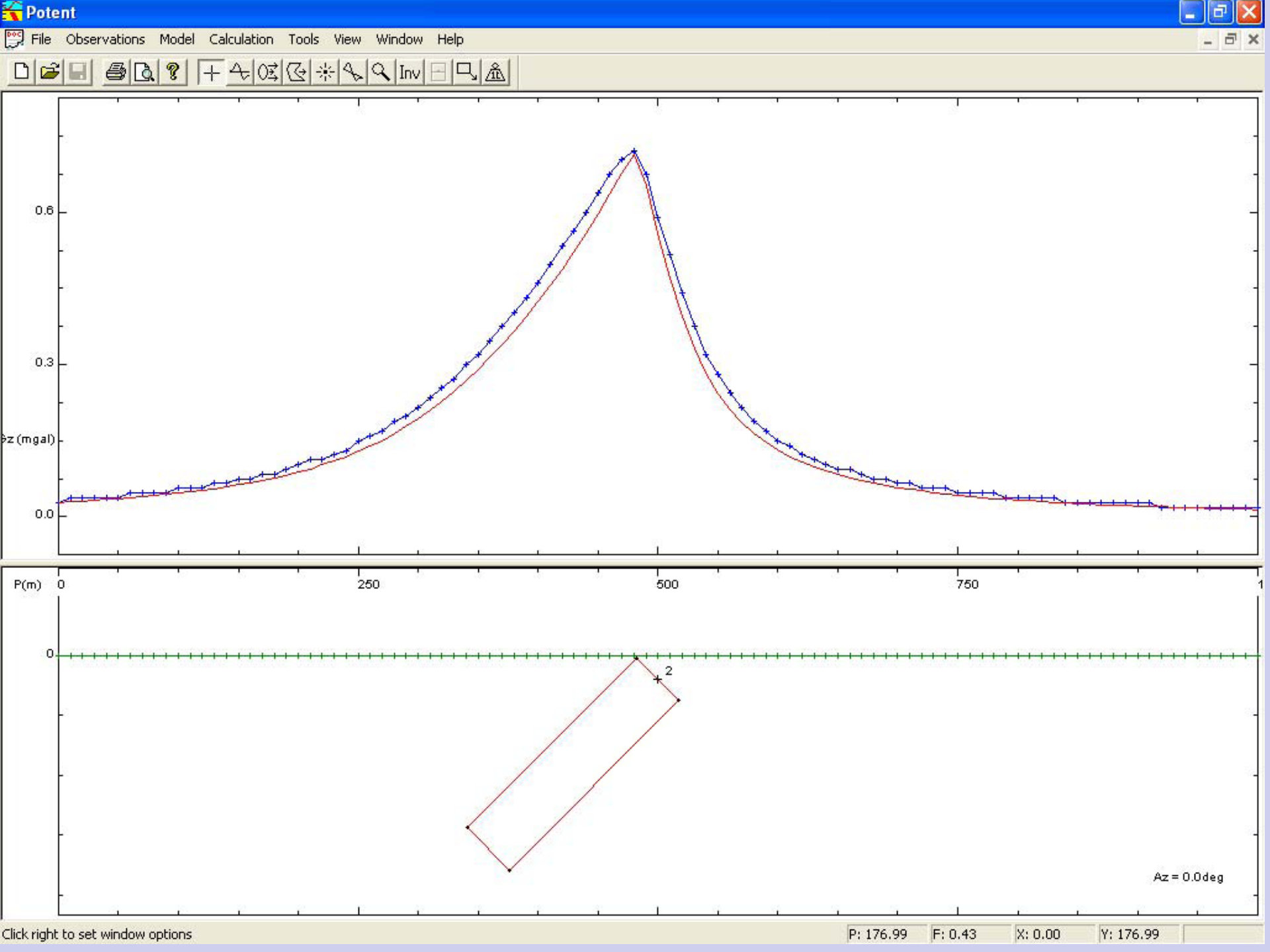
Line SW-NE sec



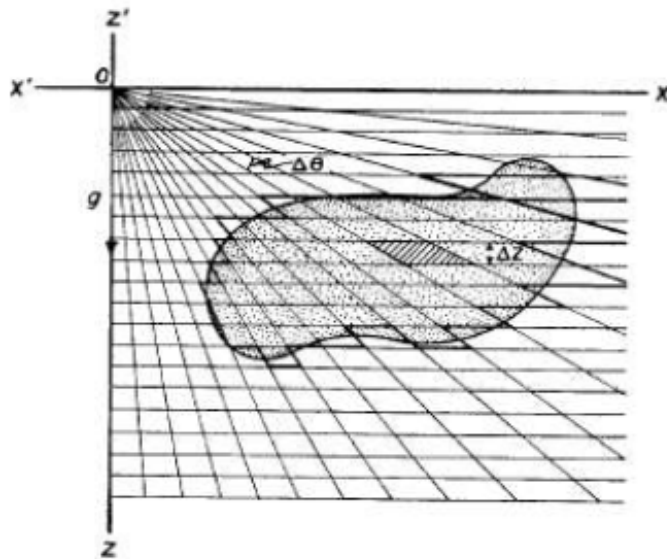






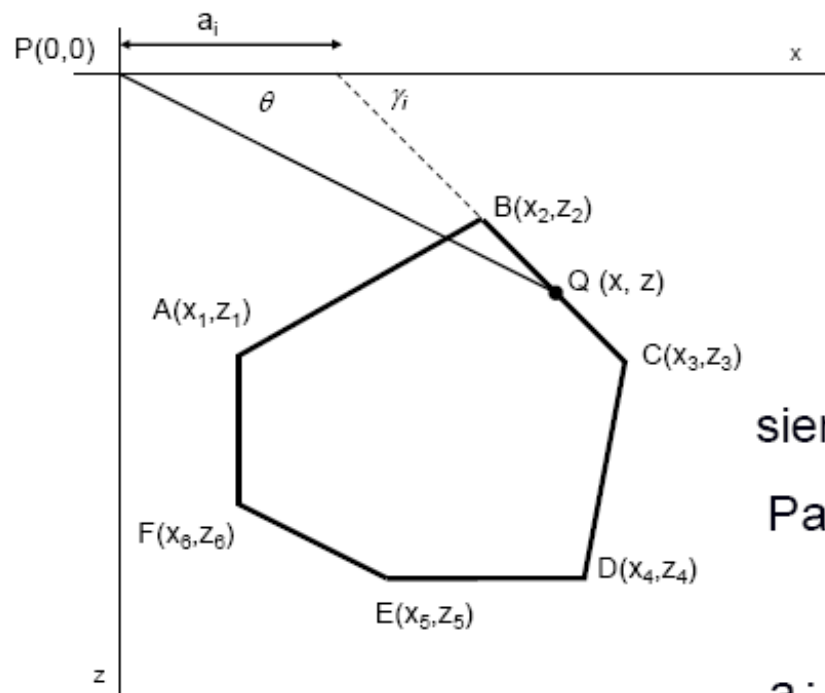


Cuerpo irregular \Rightarrow polígono de muchos lados



- Angulos sólidos – integrales curvilíneas (Hubbert)
- Cálculo por computadoras (Talwani et al – 1959)

Métodos numéricos bidimensionales (Talwani)



Hubbert:

$$g_z(P) = 2G\rho \oint z d\theta; \text{ por lo tanto}$$

$$g_z(P) = 2G\rho \left(\int_A^B z d\theta + \int_B^C z d\theta + \dots + \int_F^A z d\theta \right)$$

siendo $z = f(\theta)$

Para $Q(x,z)$, punto sobre un lado del polígono

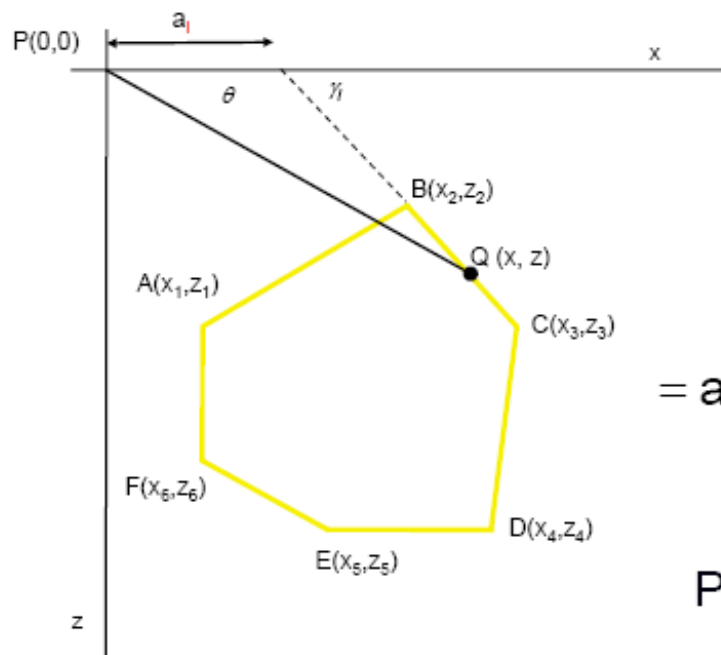
$$z = x \operatorname{tg} \theta = (x - a_i) \operatorname{tg} \gamma_i; \quad i = 1, 2, \dots, 6$$

a_i : distancia sobre el eje x, propia para cada lado

Despejando x:

$$x = \frac{a_i \operatorname{tg} \gamma_i}{\operatorname{tg} \gamma_i - \operatorname{tg} \theta} \Rightarrow z = \frac{a_i \operatorname{tg} \gamma_i \operatorname{tg} \theta}{\operatorname{tg} \gamma_i - \operatorname{tg} \theta}$$

Métodos numéricos bidimensionales (Talwani)



Para el lado BC:

$$\int_B^C z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \operatorname{tg} \gamma_i \operatorname{tg} \theta}{\operatorname{tg} \gamma_i - \operatorname{tg} \theta} d\theta =$$

$$= a_i \operatorname{sen} \gamma_i \cos \gamma_i \left((\theta_i - \theta_{i+1}) + \operatorname{tg} \gamma_i \ln \left(\frac{\cos \theta_i (\operatorname{tg} \theta_i - \operatorname{tg} \gamma_i)}{\cos \theta_{i+1} (\operatorname{tg} \theta_{i+1} - \operatorname{tg} \gamma_i)} \right) \right)$$

Para trabajar en función de x y z;

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot \gamma_i = x_{i+1} - z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right)$$

Por otro lado:

$$\operatorname{tg} \gamma_i = \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}$$

Métodos numéricos bidimensionales (Talwani)

Reemplazando en la expresión de z

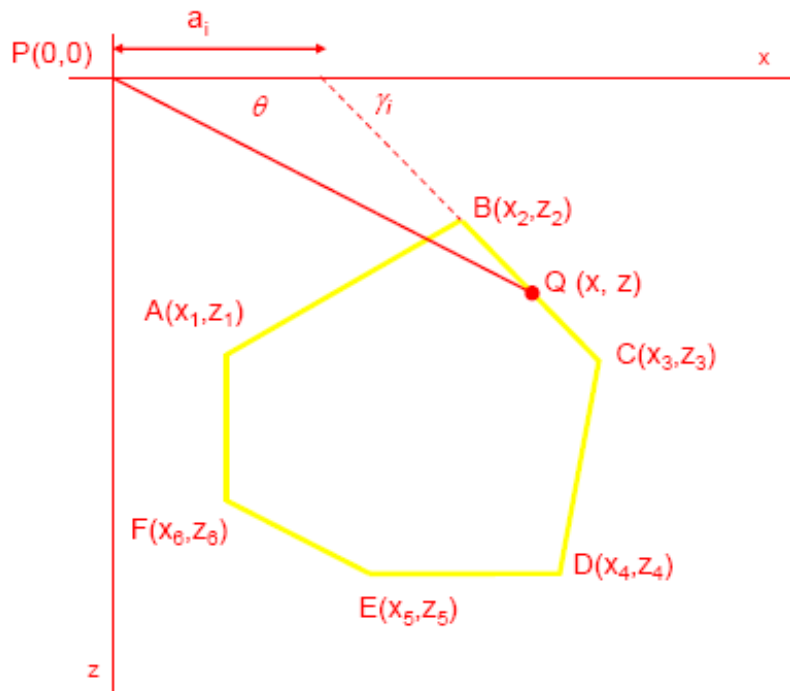
$$z = \frac{a_i \operatorname{tg} \gamma_i \operatorname{tg} \theta}{\operatorname{tg} \gamma_i - \operatorname{tg} \theta} = \frac{a_i \operatorname{tg} \gamma_i \operatorname{tg} \theta}{(\operatorname{tg} \gamma_i \operatorname{cotg} \theta - 1) \operatorname{tg} \theta}$$

Simplificando $\operatorname{tg} \theta$

$$z = \frac{\left(x_{i+1} - z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \right) \left(\frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \right)}{\left(\left(\frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \right) \operatorname{cotg} \theta - 1 \right)} = \frac{\frac{x_{i+1}(z_{i+1} - z_i) - z_{i+1}(x_{i+1} - x_i)}{(z_{i+1} - z_i)} \frac{(z_{i+1} - z_i)}{(x_{i+1} - x_i)}}{\frac{(z_{i+1} - z_i) \operatorname{cotg} \theta - (x_{i+1} - x_i)}{(x_{i+1} - x_i)}}$$

$$z = \frac{x_{i+1}(z_{i+1} - z_i) - z_{i+1}(x_{i+1} - x_i)}{(z_{i+1} - z_i) \operatorname{cotg} \theta - (x_{i+1} - x_i)}$$

Métodos numéricos bidimensionales (Talwani)



Reemplazando en:

$$\int_B^C z d\theta$$

y considerando todas las integrales

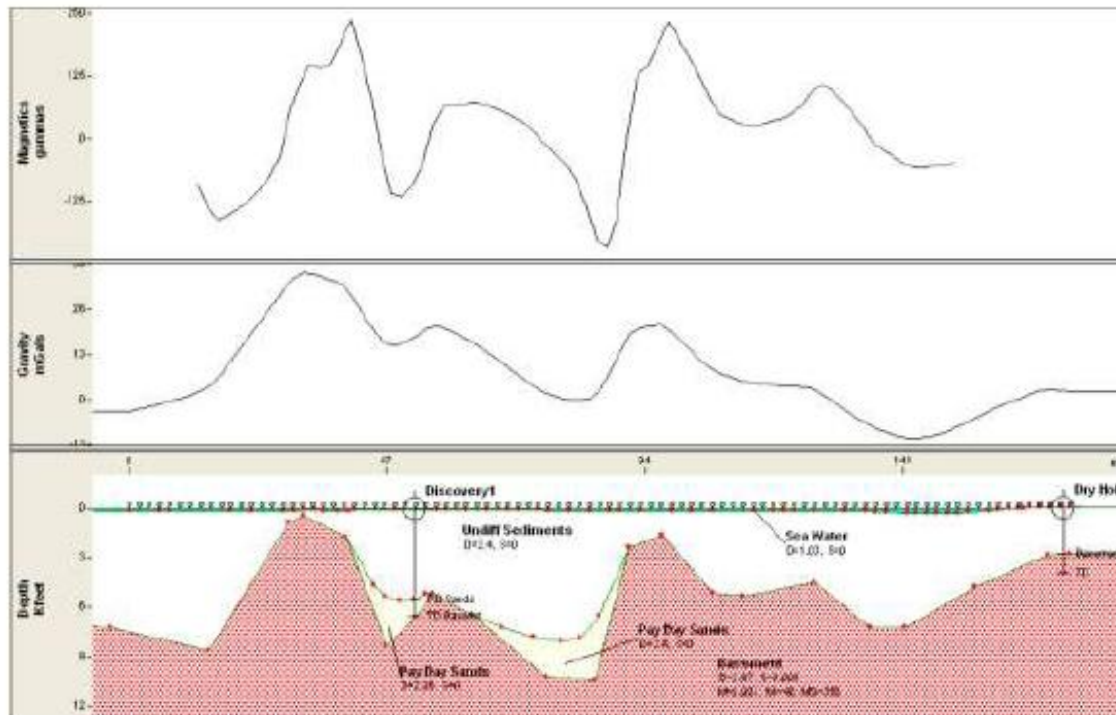
$$g_z(P) = 2G\rho \sum_{i=1}^6 \left(\frac{x_i z_{i+1} - z_i x_{i+1}}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \right) \cdot \left((x_{i+1} - x_i) - (\theta_i - \theta_{i+1})(z_{i+1} - z_i) \ln \left(\frac{r_{i+1}}{r_i} \right) \right)$$

$$r_i = (x_i^2 + z_i^2)^{1/2}$$

Expresión completamente general

Métodos numéricos bidimensionales (Talwani)

Puede calcularse un perfil moviendo el origen de coordenadas y calculando las nuevas coordenadas de cada vértice

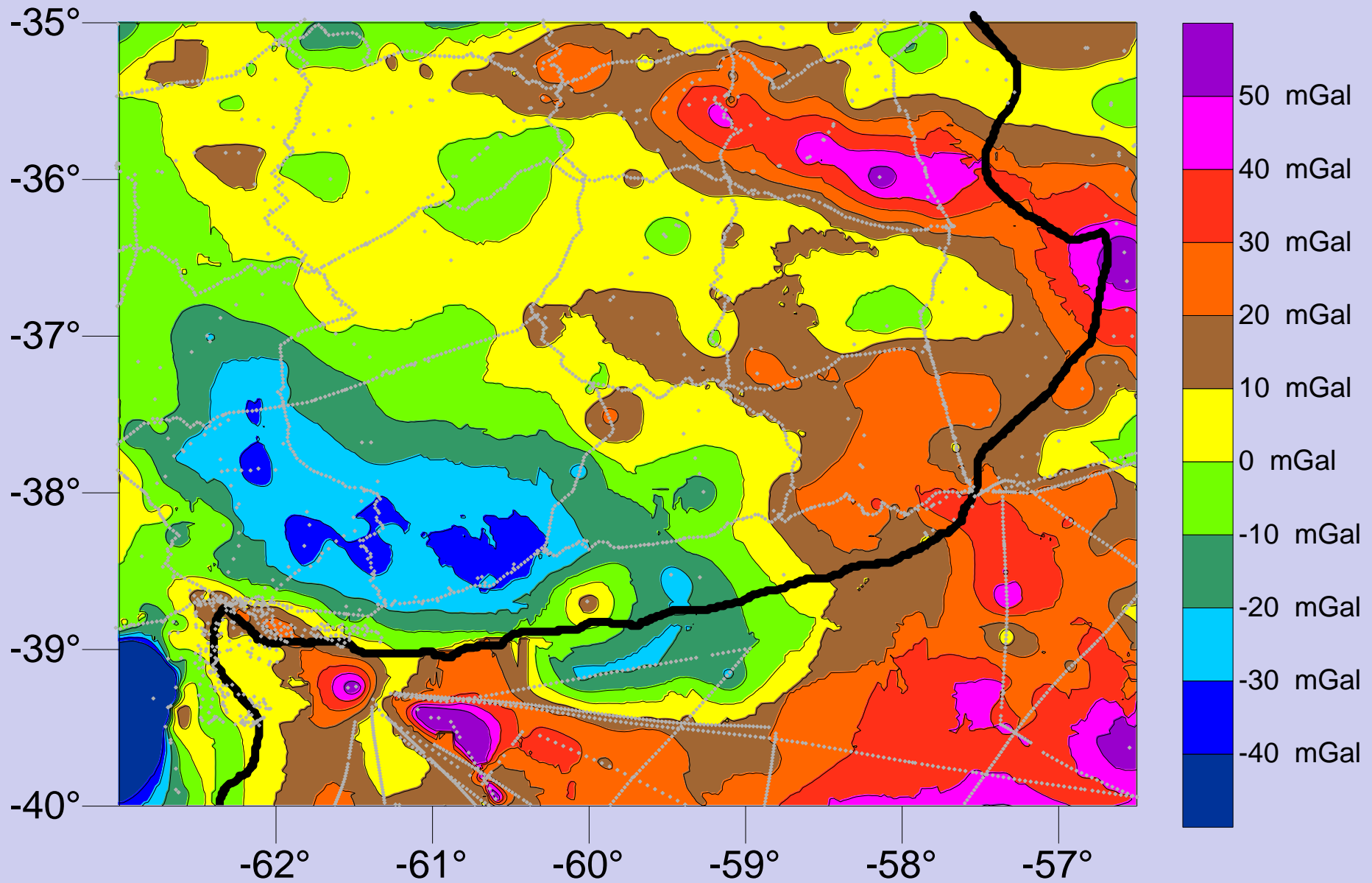


Computacionalmente se extiende el modelo a distancias muy grandes

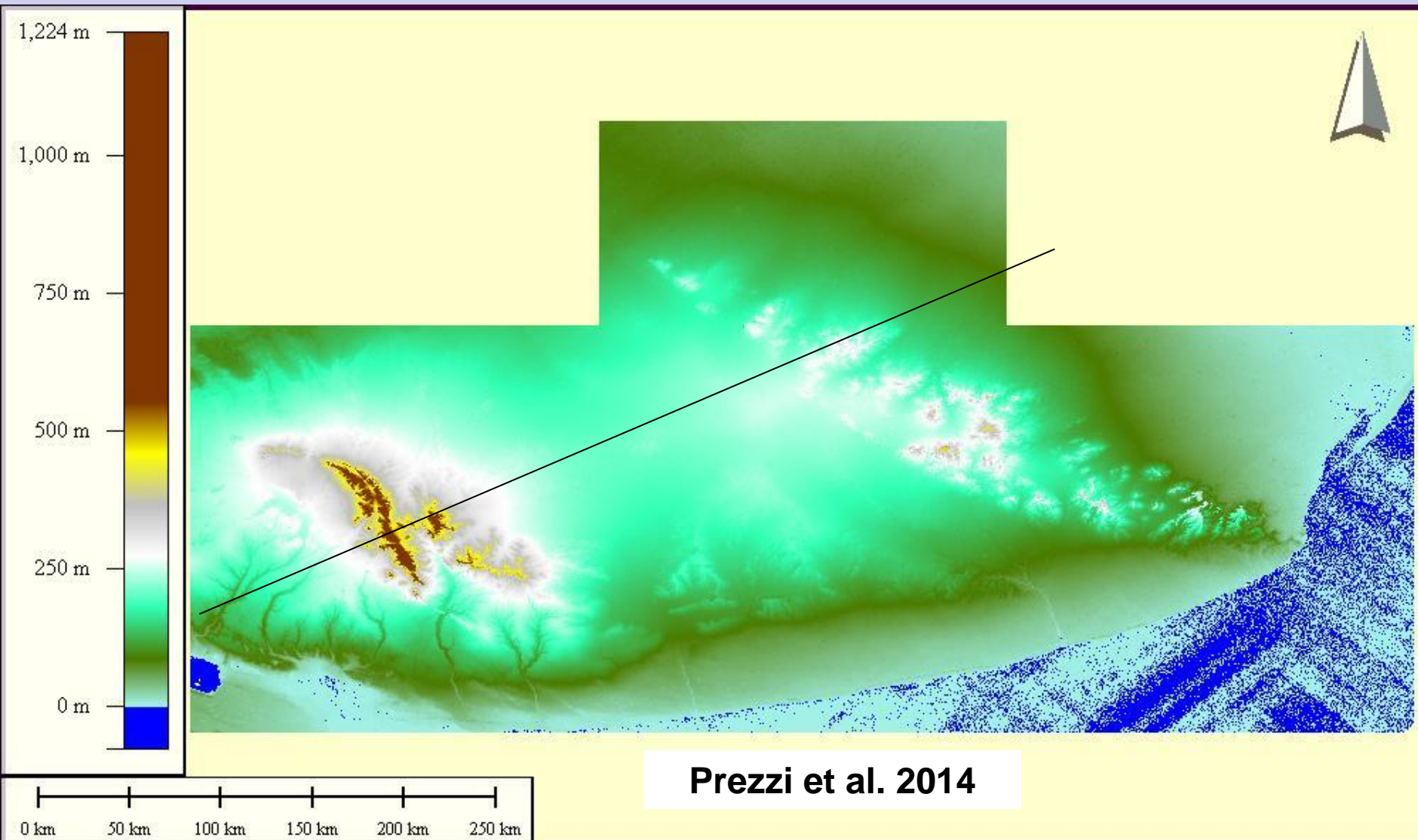
θ tiende a 0 e infinito

Anomalía de Bouguer Completa (BGI)

Cuenca Claromecó

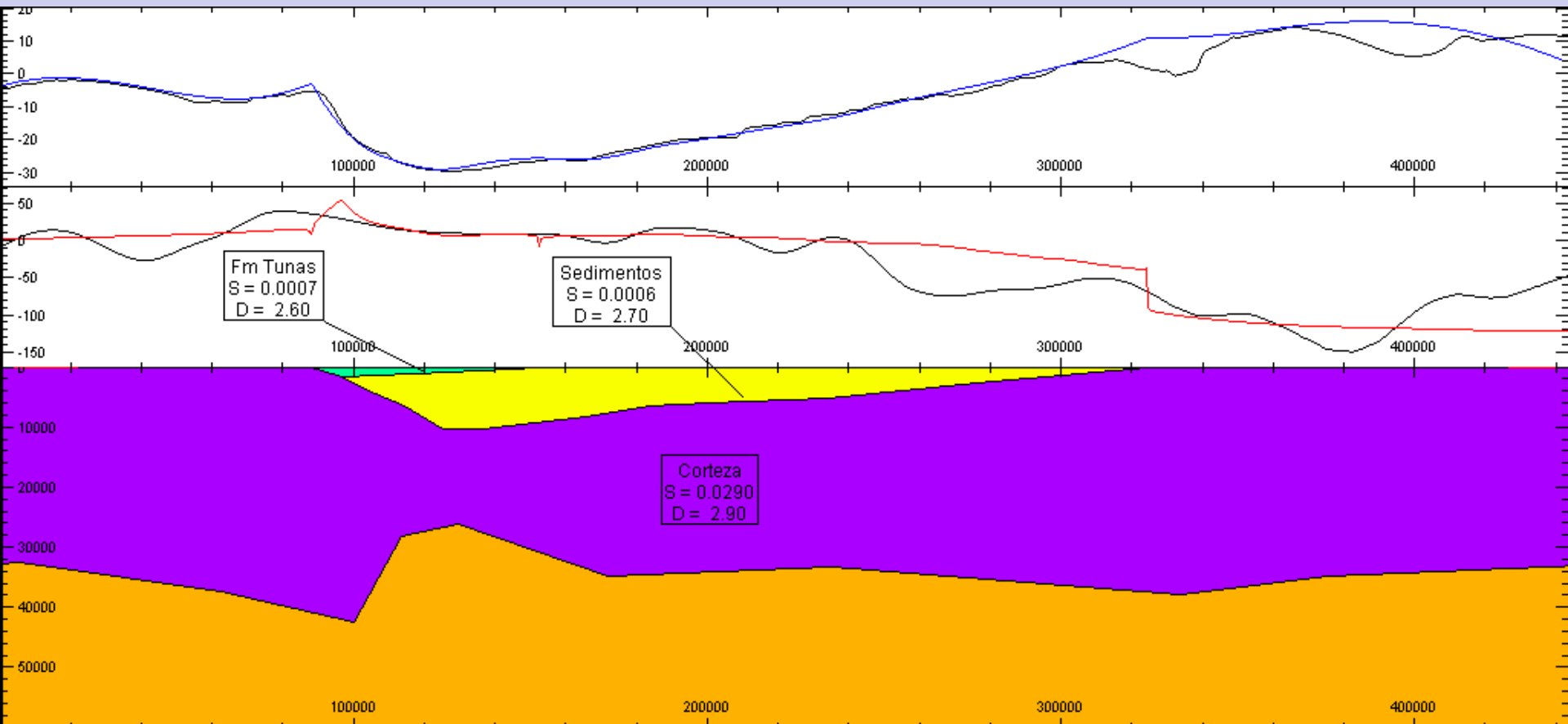


Topografía (modelo de elevación digital SRTM) Cuenca Claromecó



Modelo Gravi-Magnetométrico 2.5D

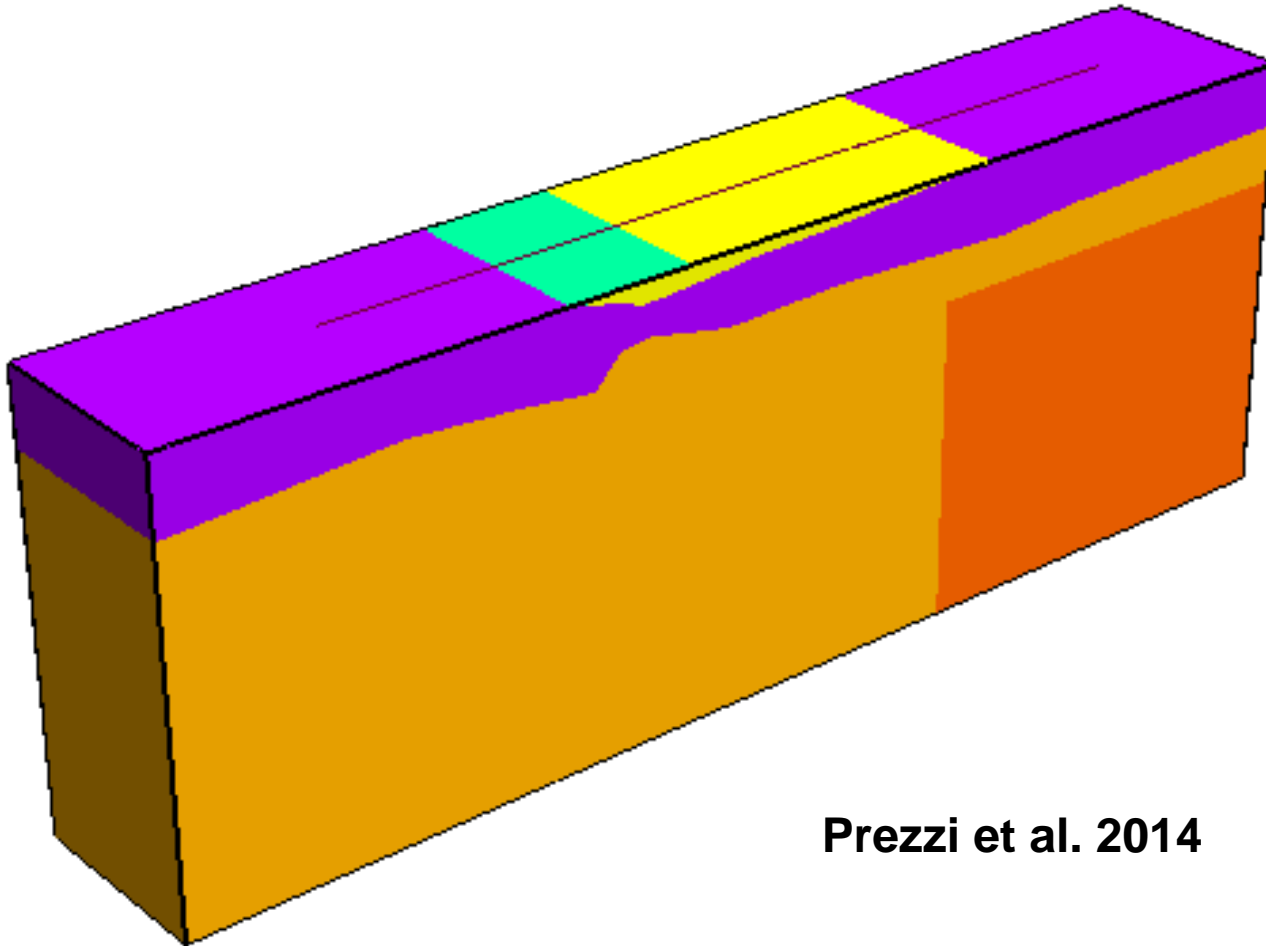
Cuenca Claromecó



Prezzi et al. 2014

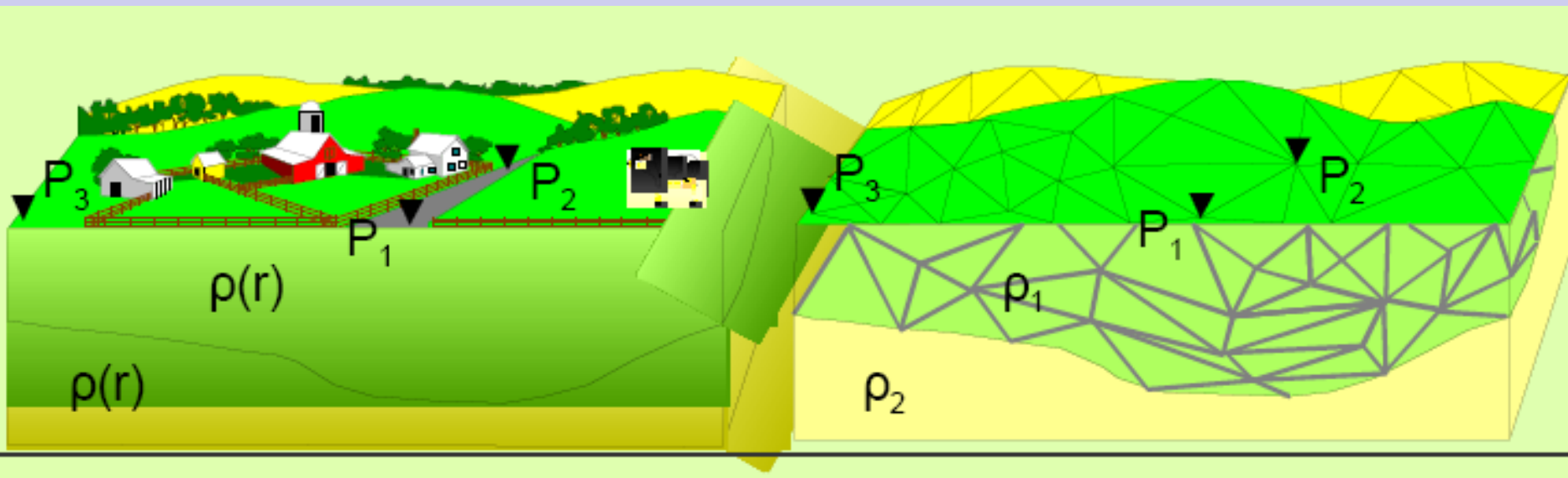
Modelo Gravi-Magnetométrico 2.5D

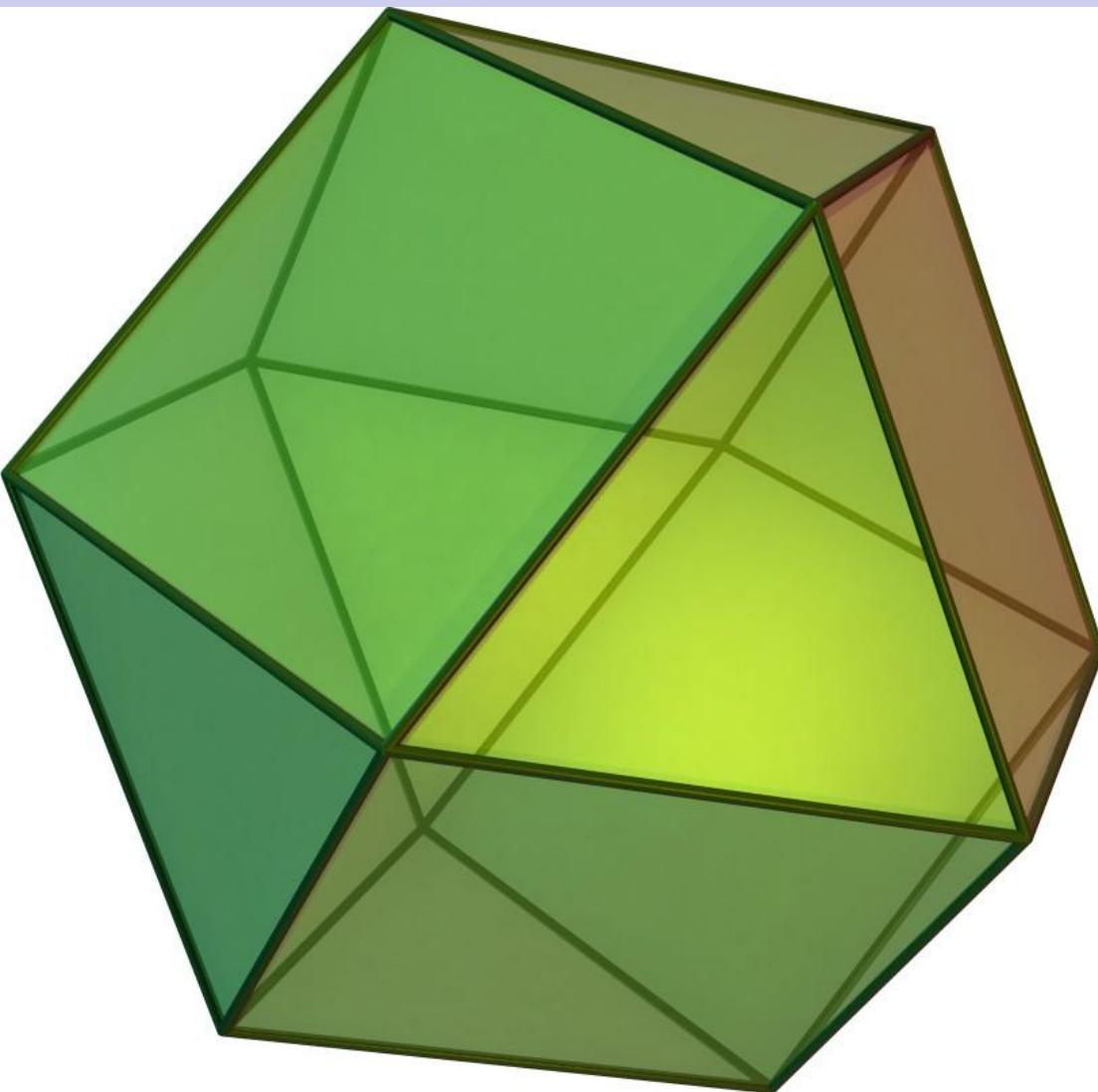
Cuenca Claromecó



Prezzi et al. 2014

MODELOS 3D

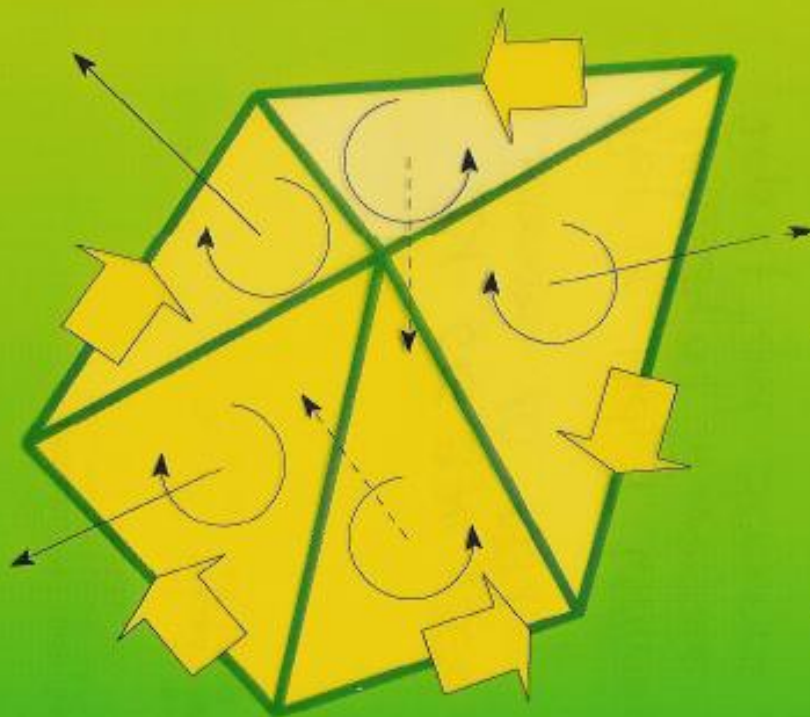




Un poliedro es un cuerpo geométrico cuyas caras son planas y encierran un volumen finito

Poliedros Cerrados

IGMAS Geometry



**Orientation of triangles
defined by surface normal vectors**



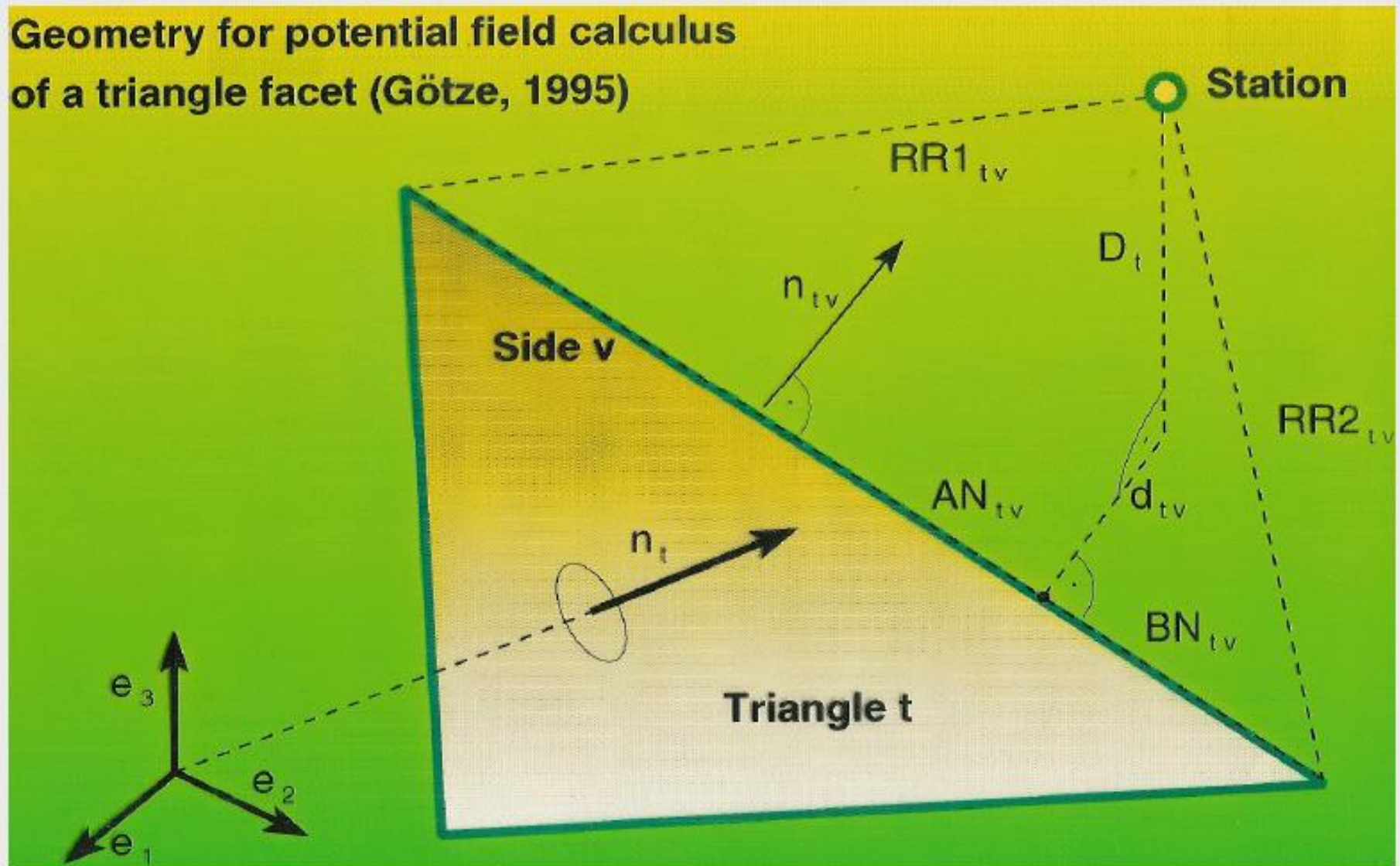
Closed polyhedron

1. Parameter index:
Exterior of polyhedron

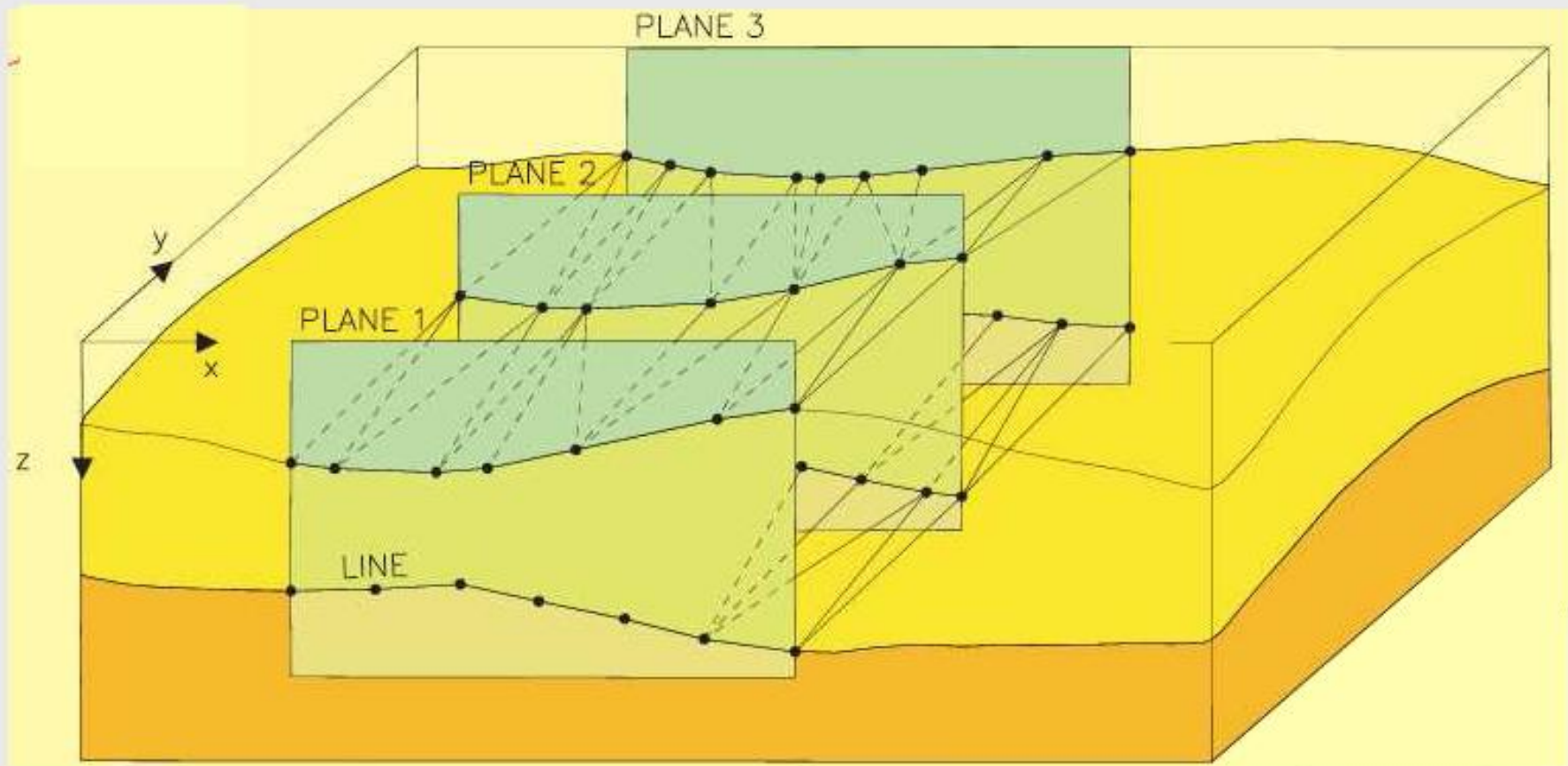
1. Parameter index:
Interior of polyhedron

Triángulos (faceta de poliedro)

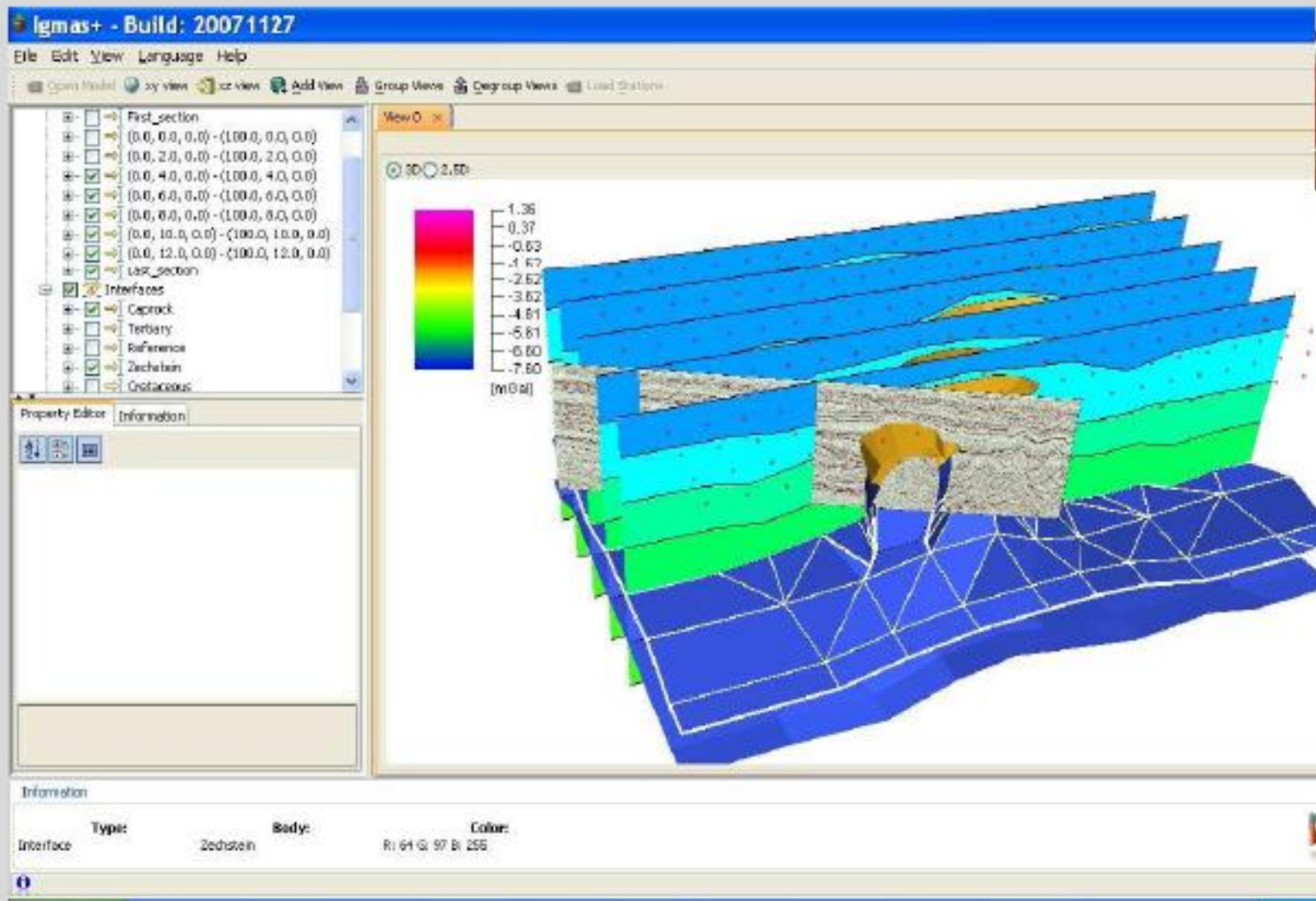
Geometry for potential field calculus
of a triangle facet (Götze, 1995)



Triangulación de superficies



Geological - geophysical modeling software



- Triassic
- Jurassic
- Jurassic
- Cretaceous
- Zechstein
- Caprock
- (0.0, 6.0, 0.0) - (100.0, 6.0, 0.0)
- (0.0, 8.0, 0.0) - (100.0, 8.0, 0.0)
- (0.0, 10.0, 0.0) - (100.0, 10.0, 0.0)
- (0.0, 12.0, 0.0) - (100.0, 12.0, 0.0)
- Last_section
- Interfaces
- Tertiary
- Cretaceous
- Caprock
- Cretaceous
- Zechstein
- Cretaceous
- Jurassic
- Reference
- Jurassic
- Triassic
- Zechstein
- Clippings
- Stations
- Stations [0.0, -2.0E-4, 2.0E-4]
- Stations [0.0, 1.0, 2.0E-4]

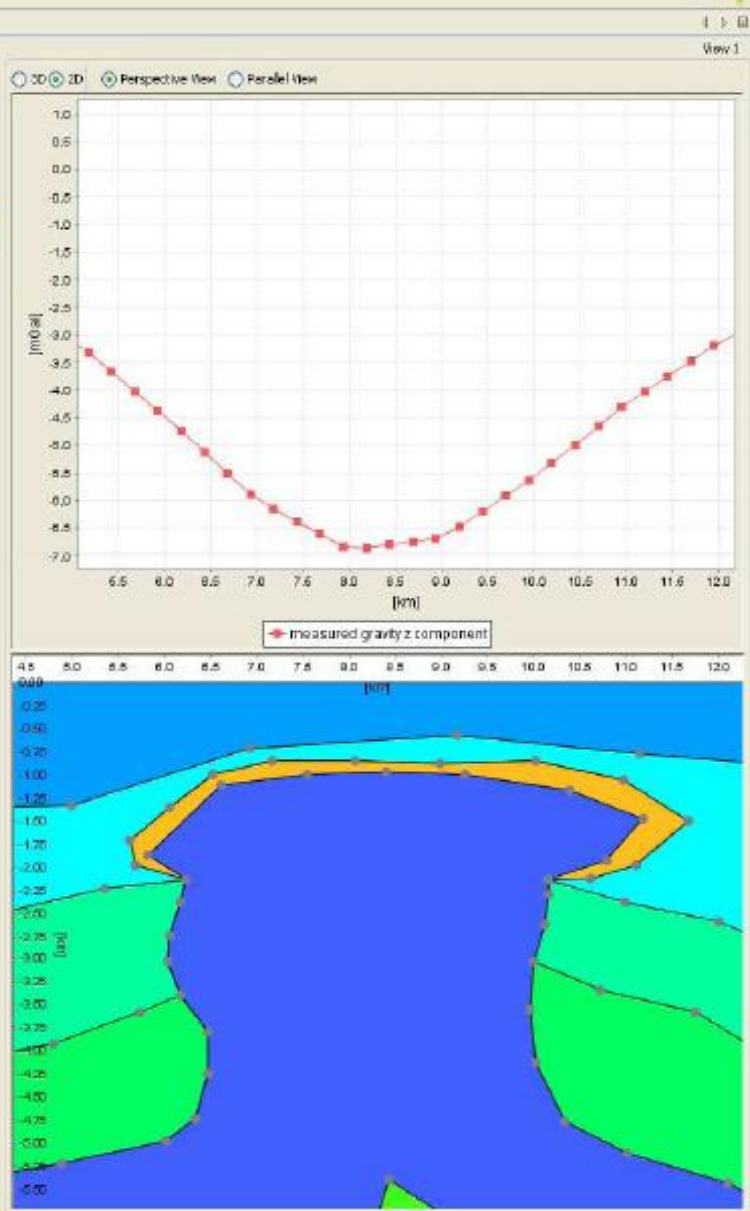
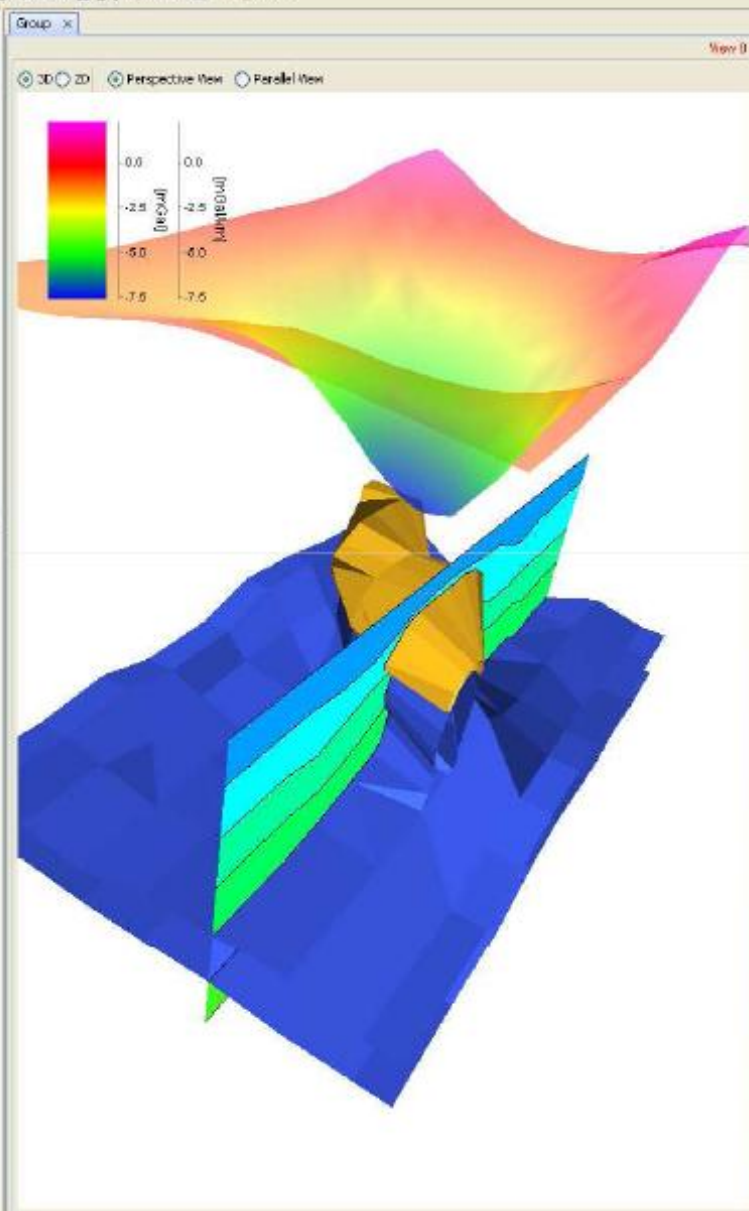
Property Editor

Information

| | |
|------------------------|--------------------------------|
| Station | |
| Station | |
| measured gravity z ... | |
| Name | Measured gravity |
| Units | mGal |
| Value | -1.5332900285720825 |
| Point | (0.0, 1.0, 2.0E-4) |
| StationValue | |
| StationValue | |
| Name | calculated gravity z compon... |
| Units | mGal |
| Value | -0.573320920505025 |
| StationValue | |
| Name | residual gravity |
| Units | mGal |
| Value | -0.9599691016664575 |

Information

Type: Body: Color:



- Sections
 - First_section
 - (0.0, 8.0, 8.0) - (300.0, 0.0, 0.0)
 - (0.0, 2.0, 8.0) - (300.0, 2.0, 0.0)
 - (0.0, 4.0, 8.0) - (300.0, 4.0, 0.0)
 - (0.0, 6.0, 8.0) - (300.0, 6.0, 0.0)
 - (0.0, 8.0, 8.0) - (300.0, 8.0, 0.0)
 - (0.0, 30.8, 0.0) - (108.0, 30.8, 0.0)
 - (0.0, 12.8, 0.0) - (108.0, 12.8, 0.0)
 - LAST_section
- Interfaces
 - Reference
 - Jurassic
 - Triassic
 - Caprock
 - Tertiary
 - Zechstein
 - Ordovician
 - Oppladen
 - Stahle
- Gravity Group
 - measured gravity z component
 - calculated gravity z component
 - calculated gradient gravity Gxy
 - calculated gradient gravity Gyz
 - calculated gradient gravity Gyz
 - Residual Map

Property Color Information

Interface

Interface

Body

Color: R:0.0, G:255.0, B:158.0 - #00FF9C

Body Name: Jurassic

Körngroßkraft

Name: Körngroßkraft

Unit: N

Value: 0

Density

Name: Density

Unit: g/cm³

Value: 0.2

Susceptibility

Name: Susceptibility

Unit: SI

Value: 0

Body

Color: R:0.0, G:255.0, B:158.0 - #00FF9C

Body Name: Triassic

Körngroßkraft

Name: Körngroßkraft

Unit: N

Value: 0

Density

Name: Density

Unit: g/cm³

Value: 0.2

Susceptibility

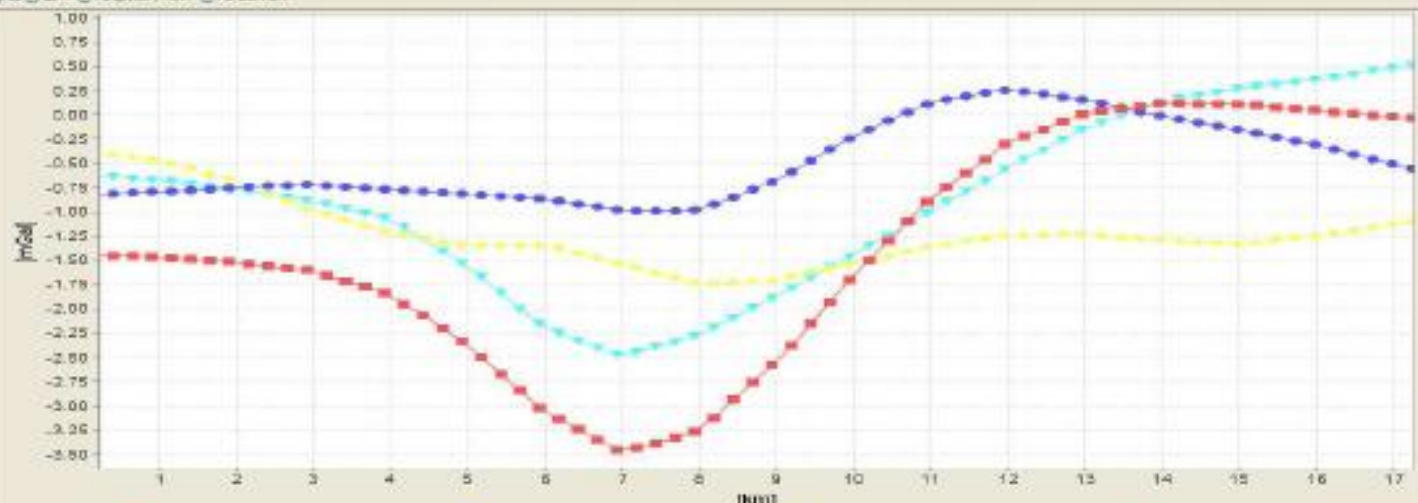
Name: Susceptibility

Unit: SI

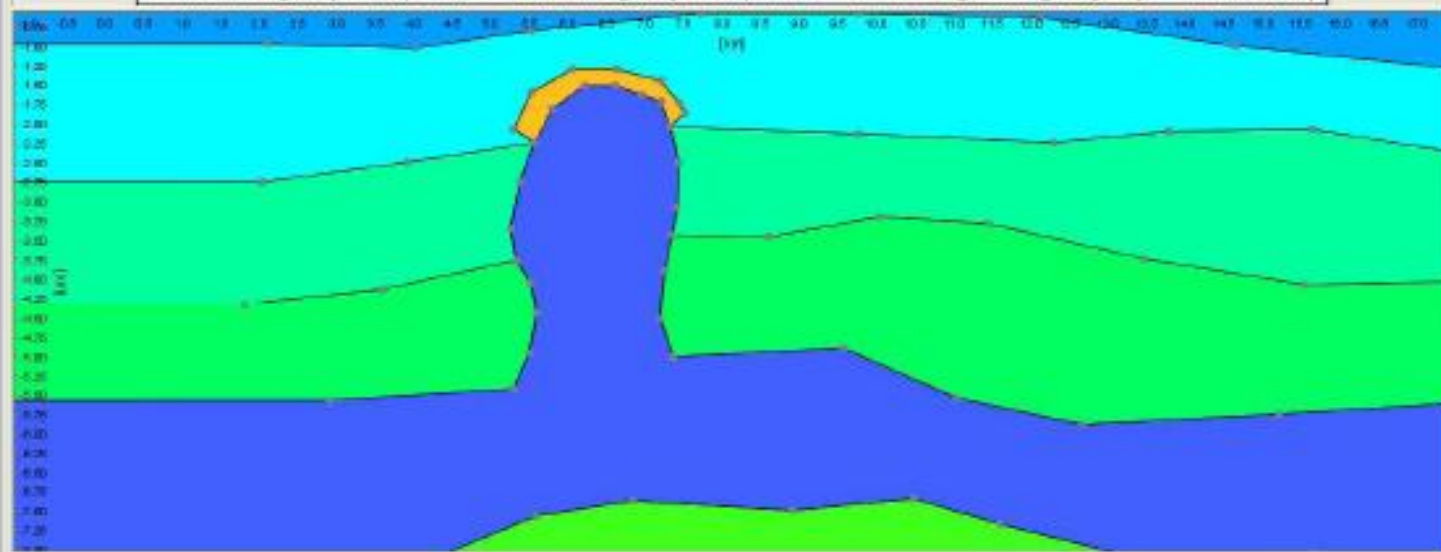
Value: 0

View D

3D View 2D View Parallel View



measured gravity z component calculated gravity z component calculated gradient gravity Gxy Residual Map



Information

Type: Polygone Body: Caprock Color: R: 255.0, G: 151.0, B: 30.0

Current section: (0.0, 8.0, 0.0) - (108.0, 2.0, 0.0)

Free-air anomaly

Basin sediments

Palaeozoic
basement

3-layered
Baltica crust

Bathymetry

Basin sediments

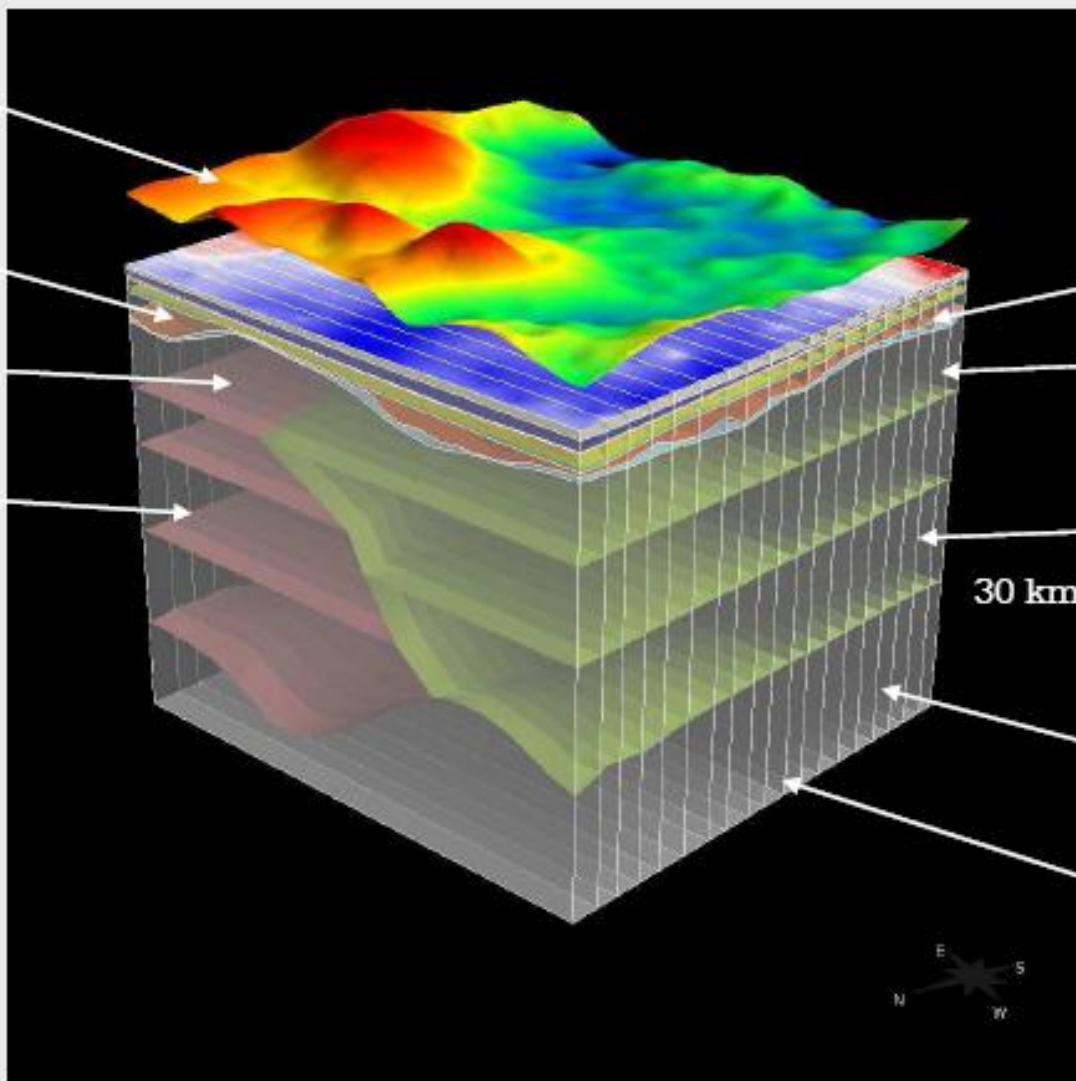
Palaeozoic
basement

2-layered
Avalonia crust

30 km

Upper mantle

IGMAS planes



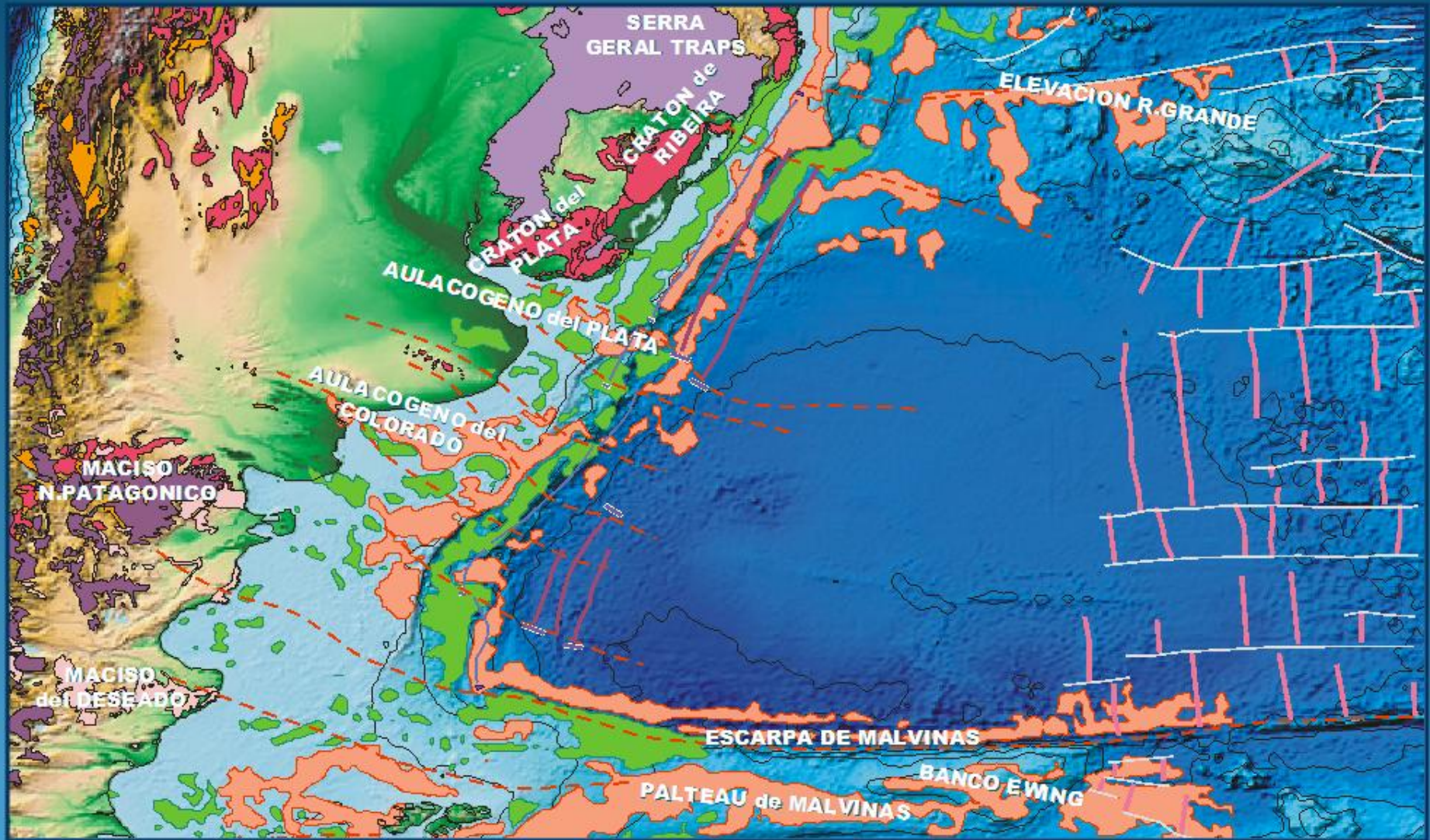
Modelo 3D a escala continental

Sistema de Margen Pasivo

**Plataforma Continental
Argentina**

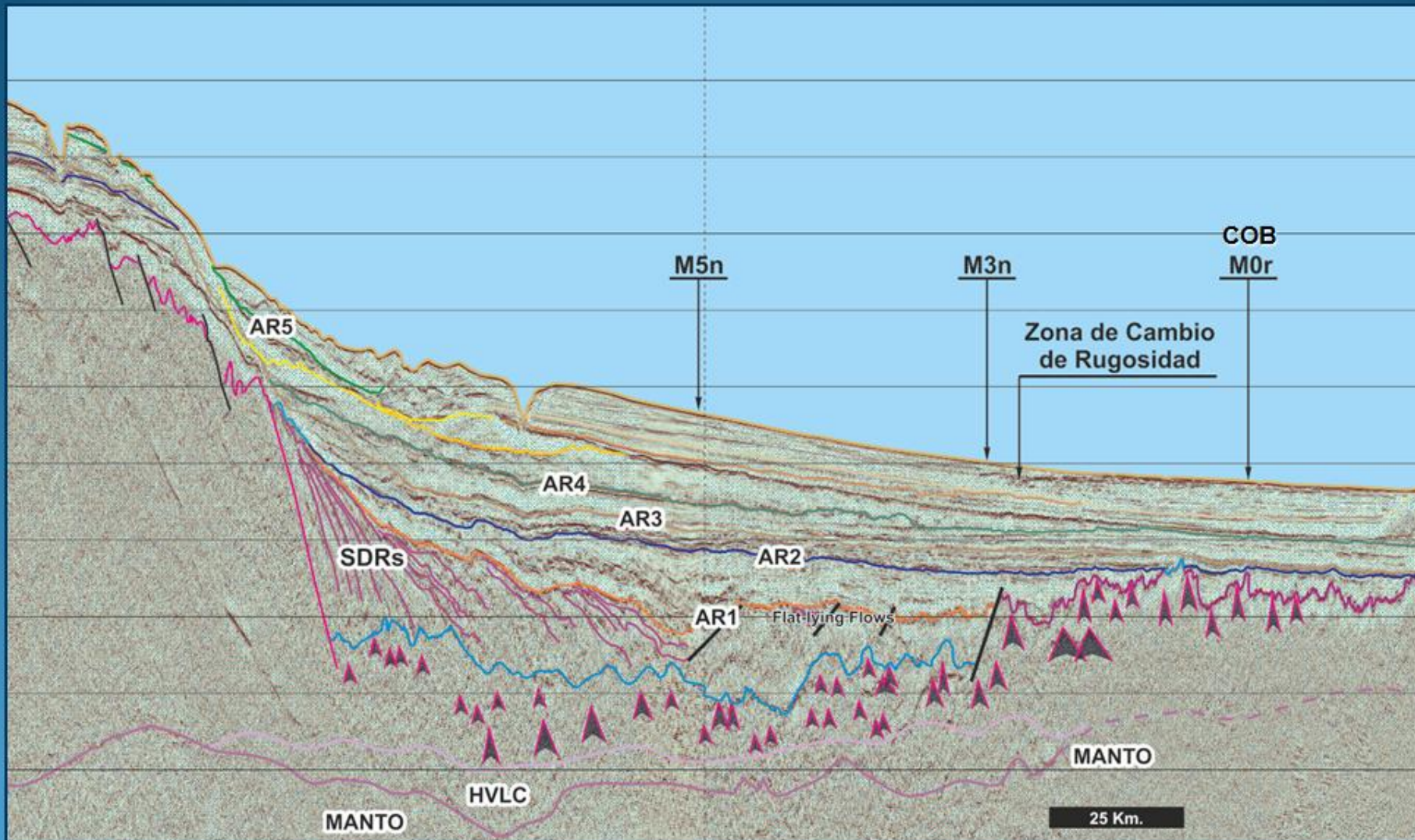
Margen Continental Estable Volcánica

Mapa Tectónico



Línea ARG-14

Cuenca del Colorado

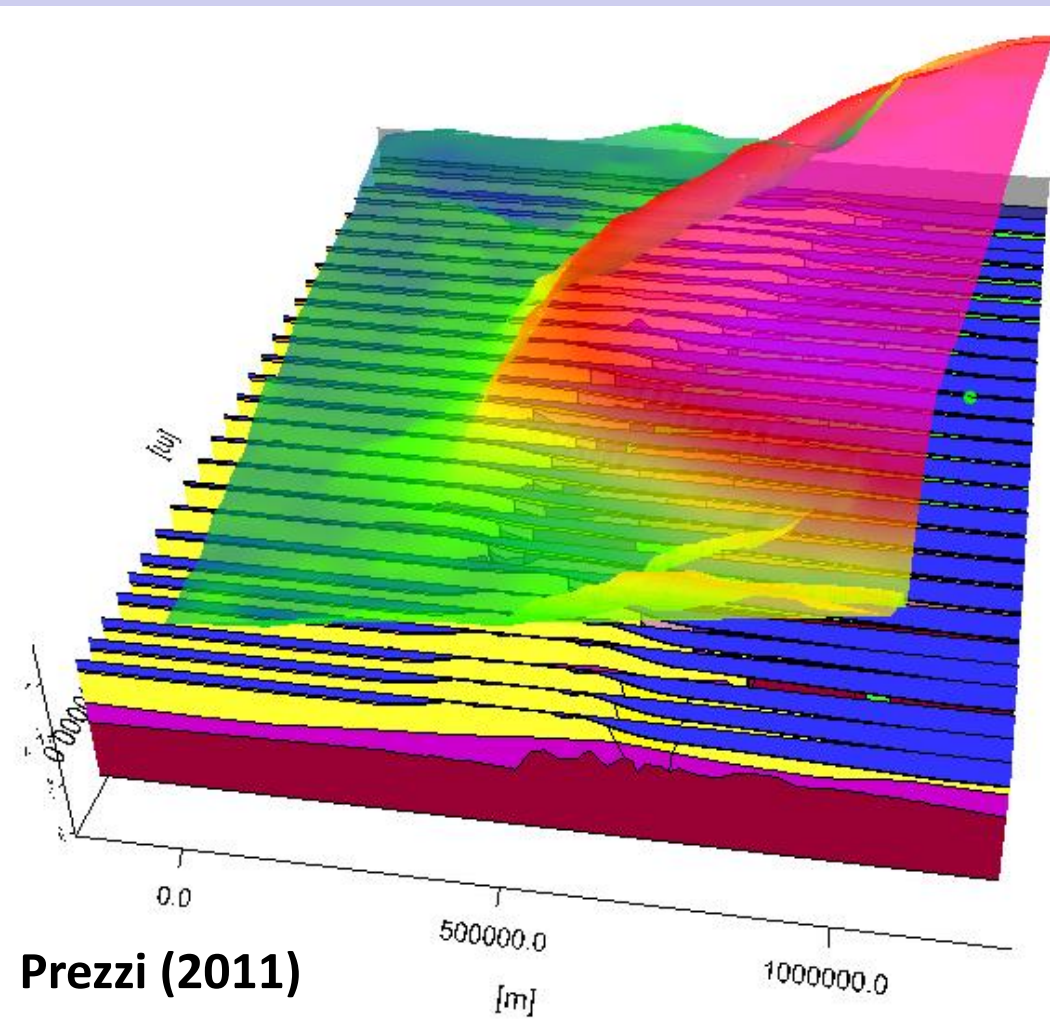


Modelo 3D

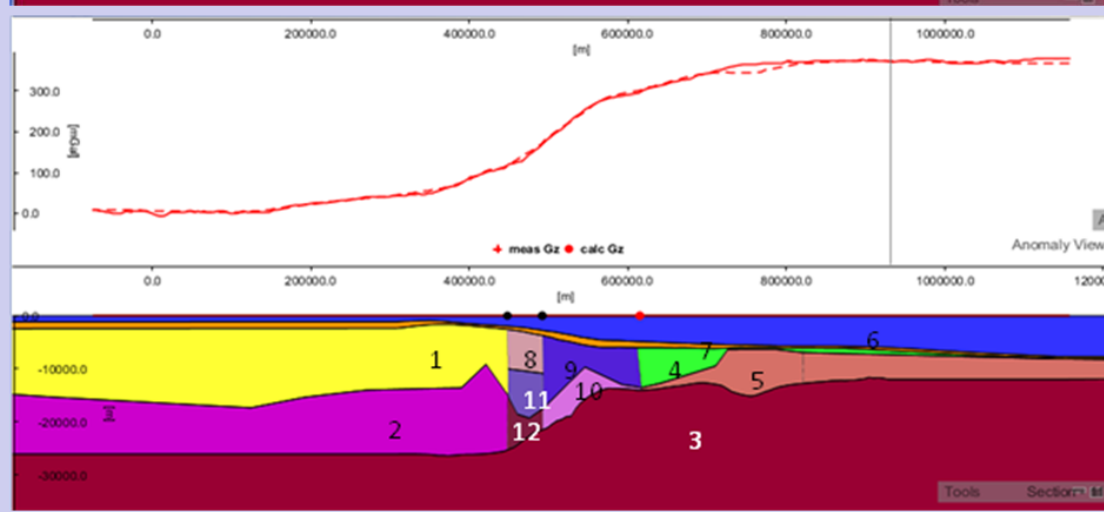
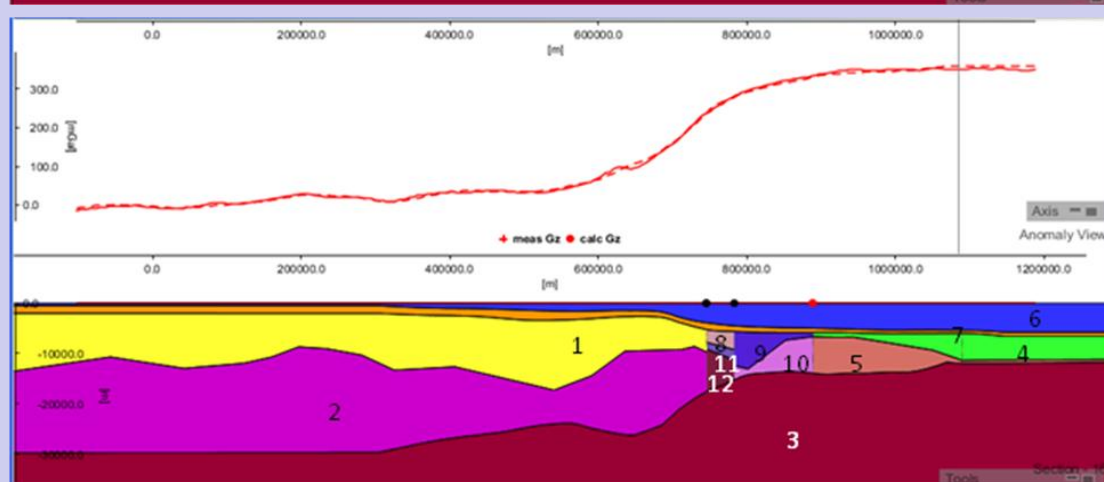
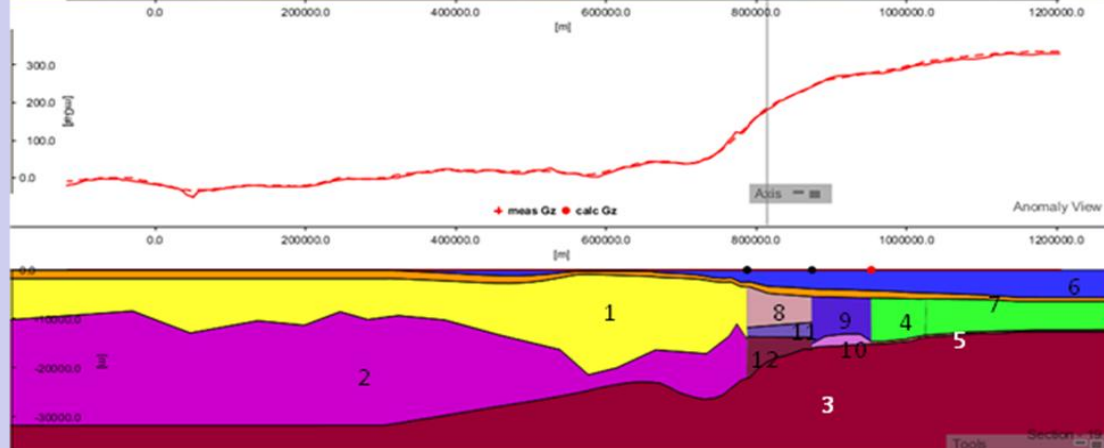
27 planos E-O

Comprende:

1. Agua de mar
2. Sedimentos
3. Corteza continental superior e inferior
4. SDRs
5. Corteza intruída, zona de alta velocidad y densidad
6. Corteza de transición superior e inferior
7. Corteza oceánica superior e inferior
8. Manto



Prezzi (2011)



Planos O-E que componen el modelo 3D.

Círculos negros: límites del corredor geológico (SDRs)

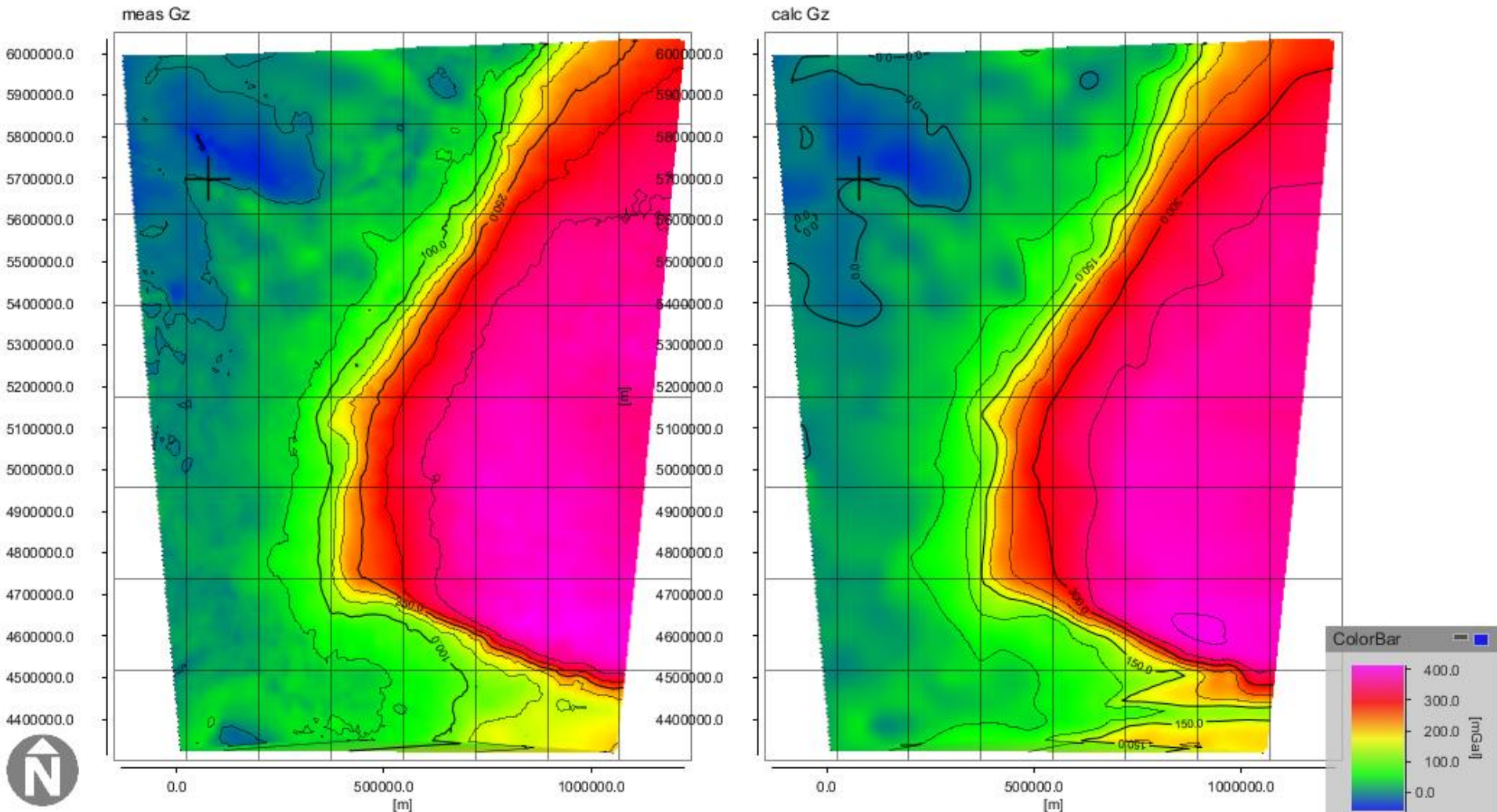
Círculo rojo: COB G

Prezzi (2011)

Anomalía de Bouguer

medida

modelada

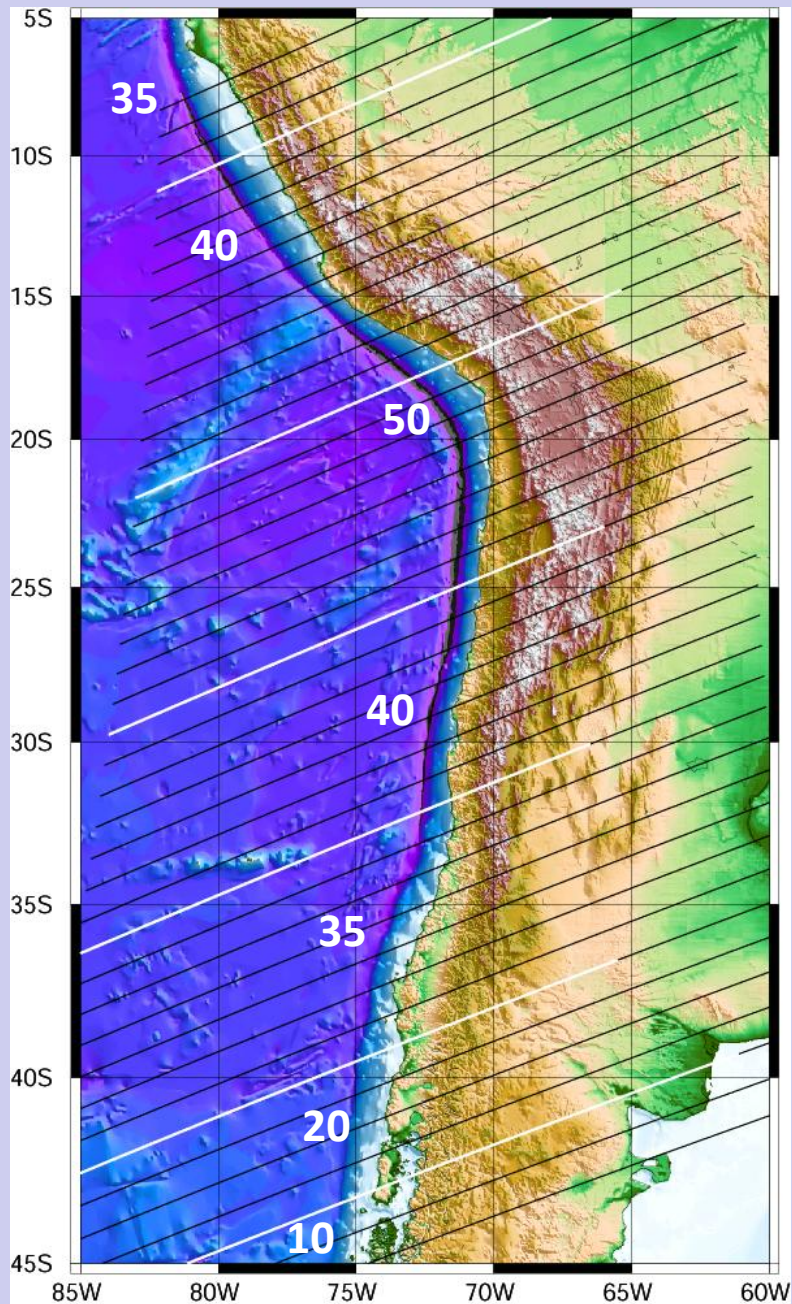


Prezzi (2011)

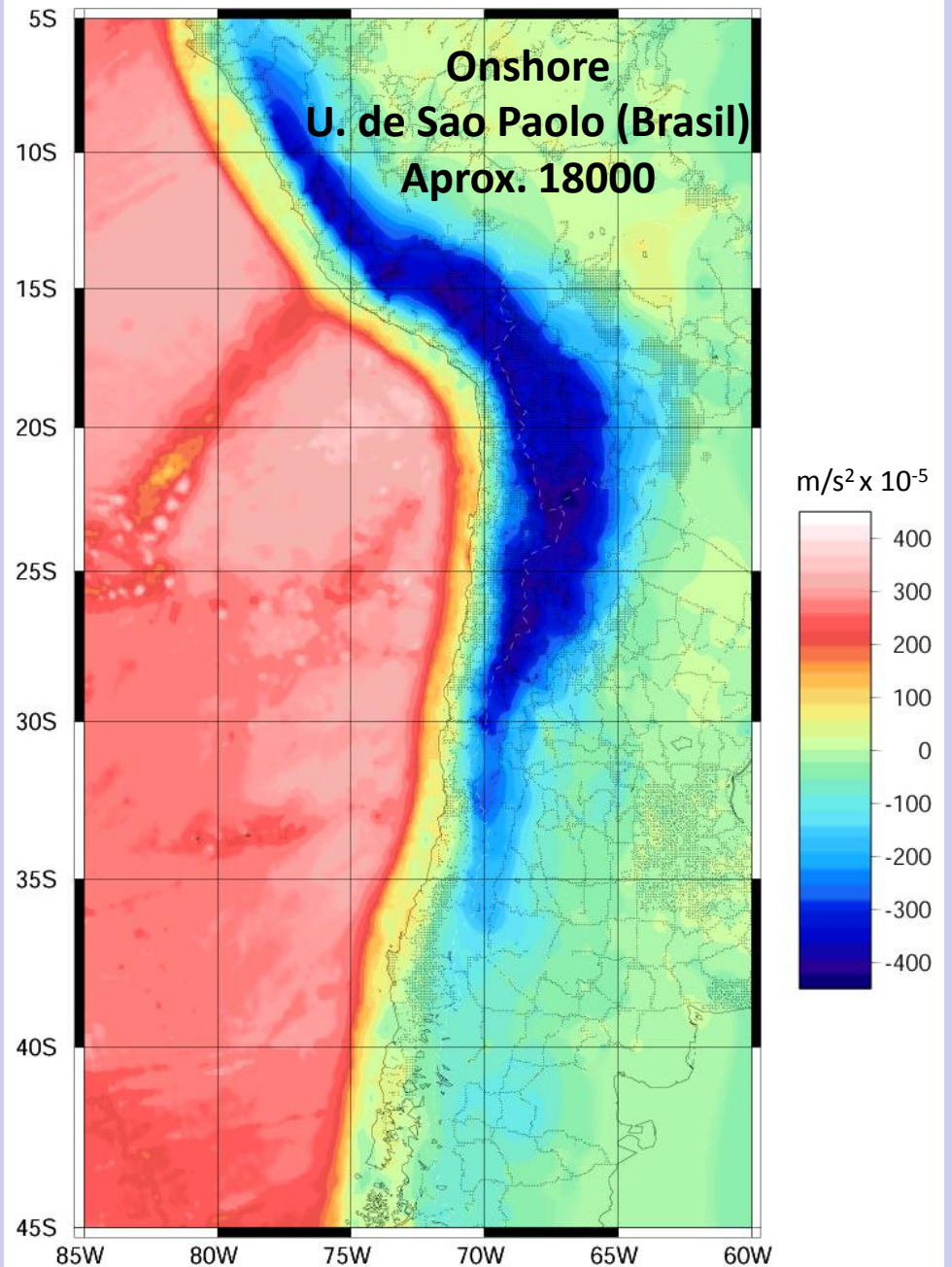
COB FINAL



Topografía



Anomalia de Bouguer



Geometría del Modelo

Prezzi et al. (2009, 2011)

Cordillera de la Costa

Precordillera

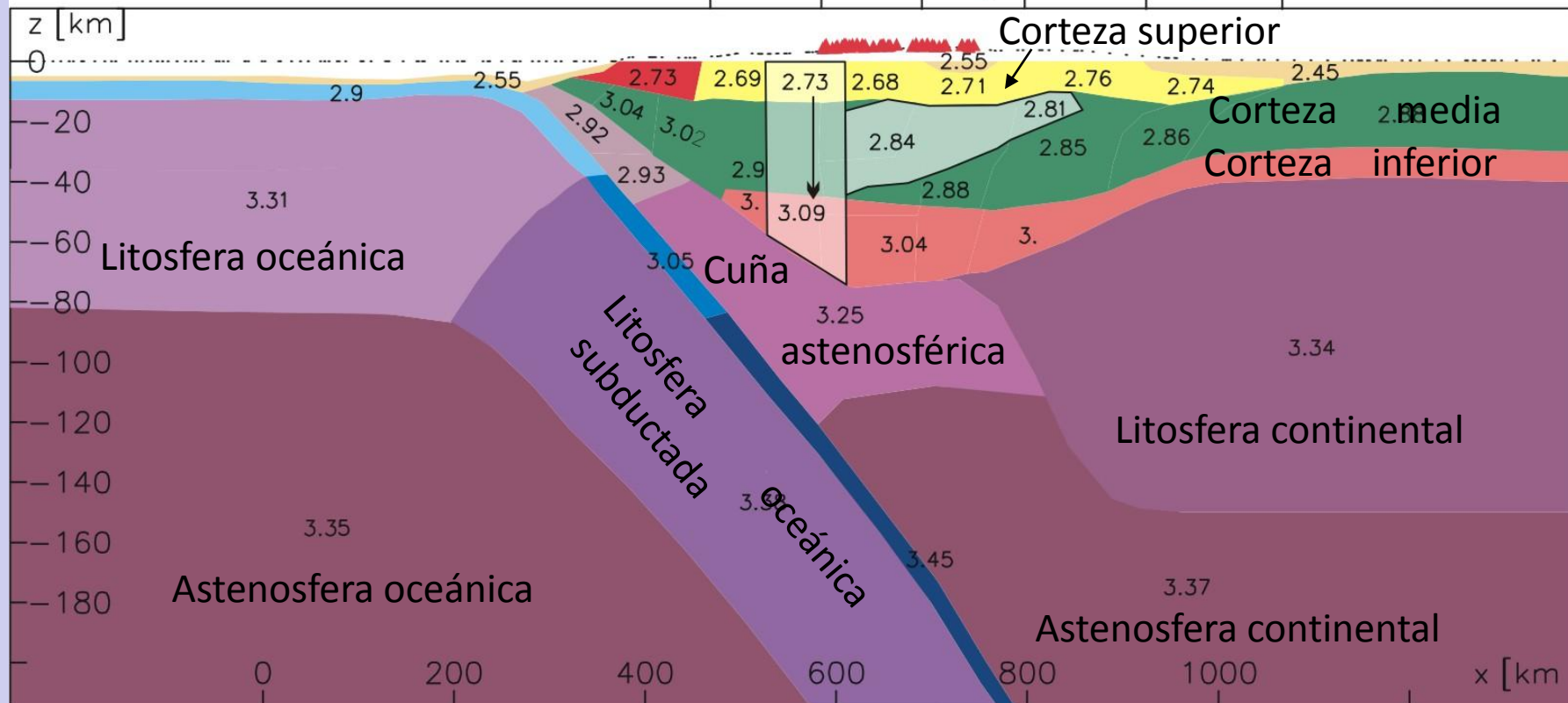
Cordillera Occidental

Altiplano

Cordillera Oriental

Sierras Subandinas

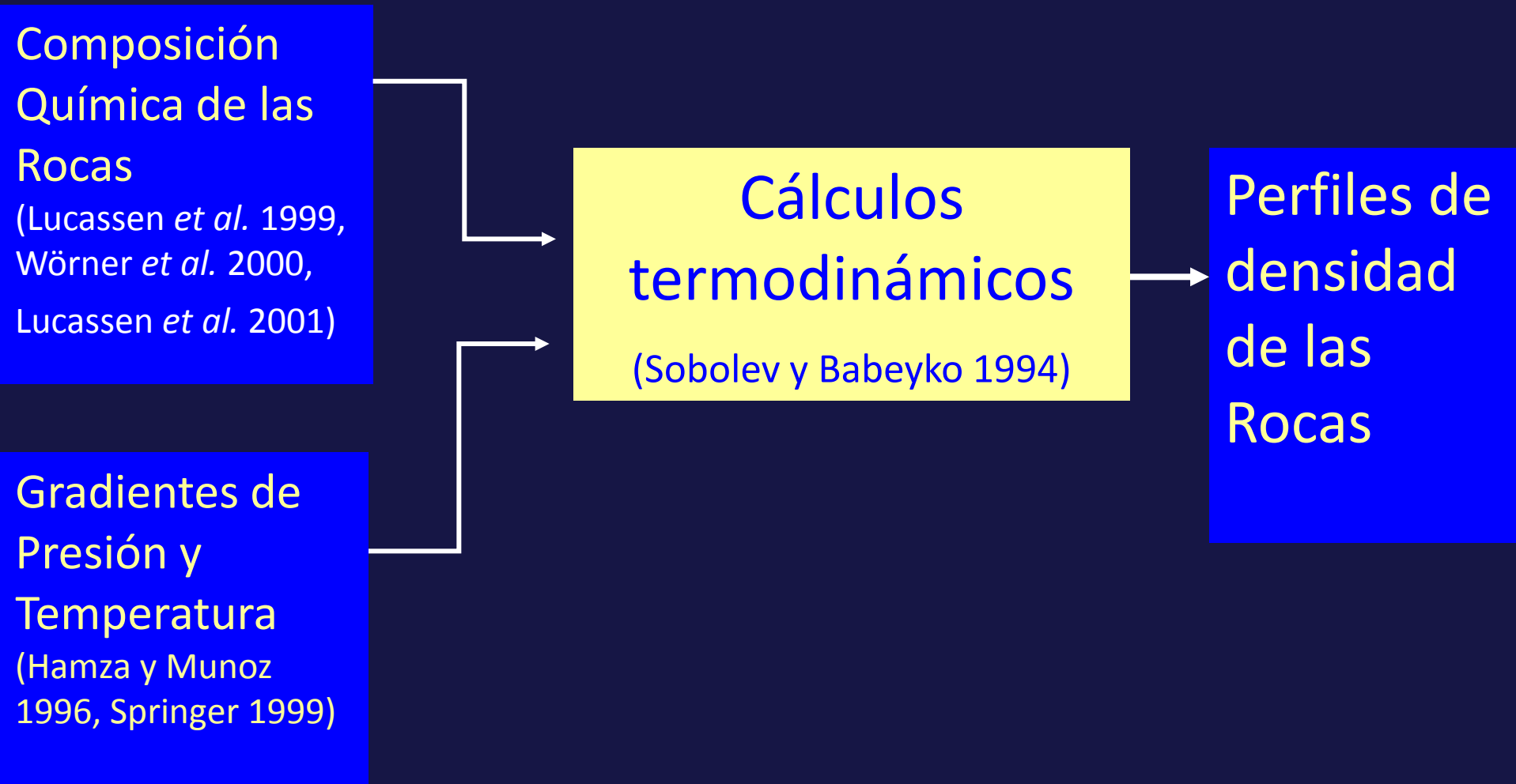
Chaco

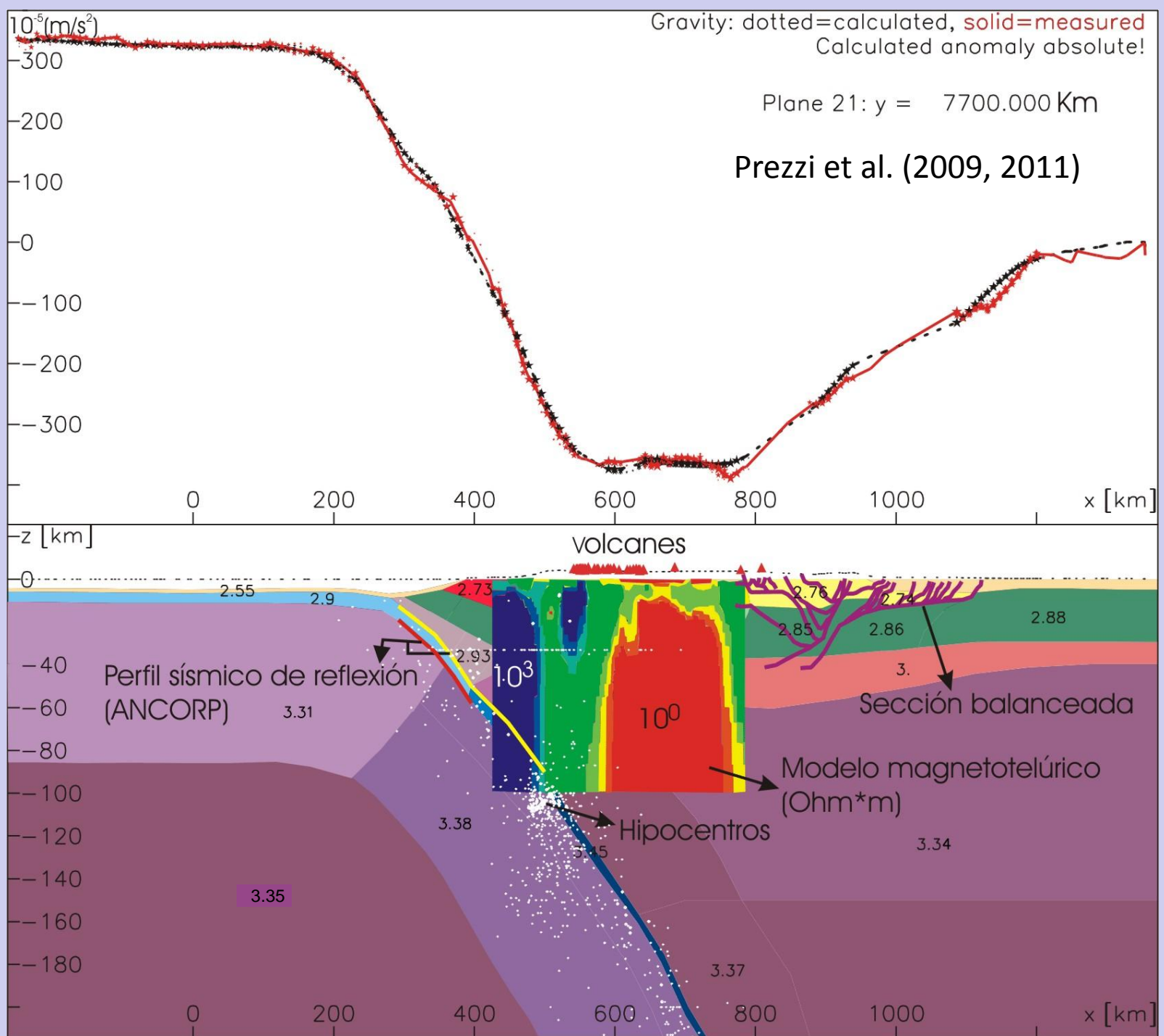


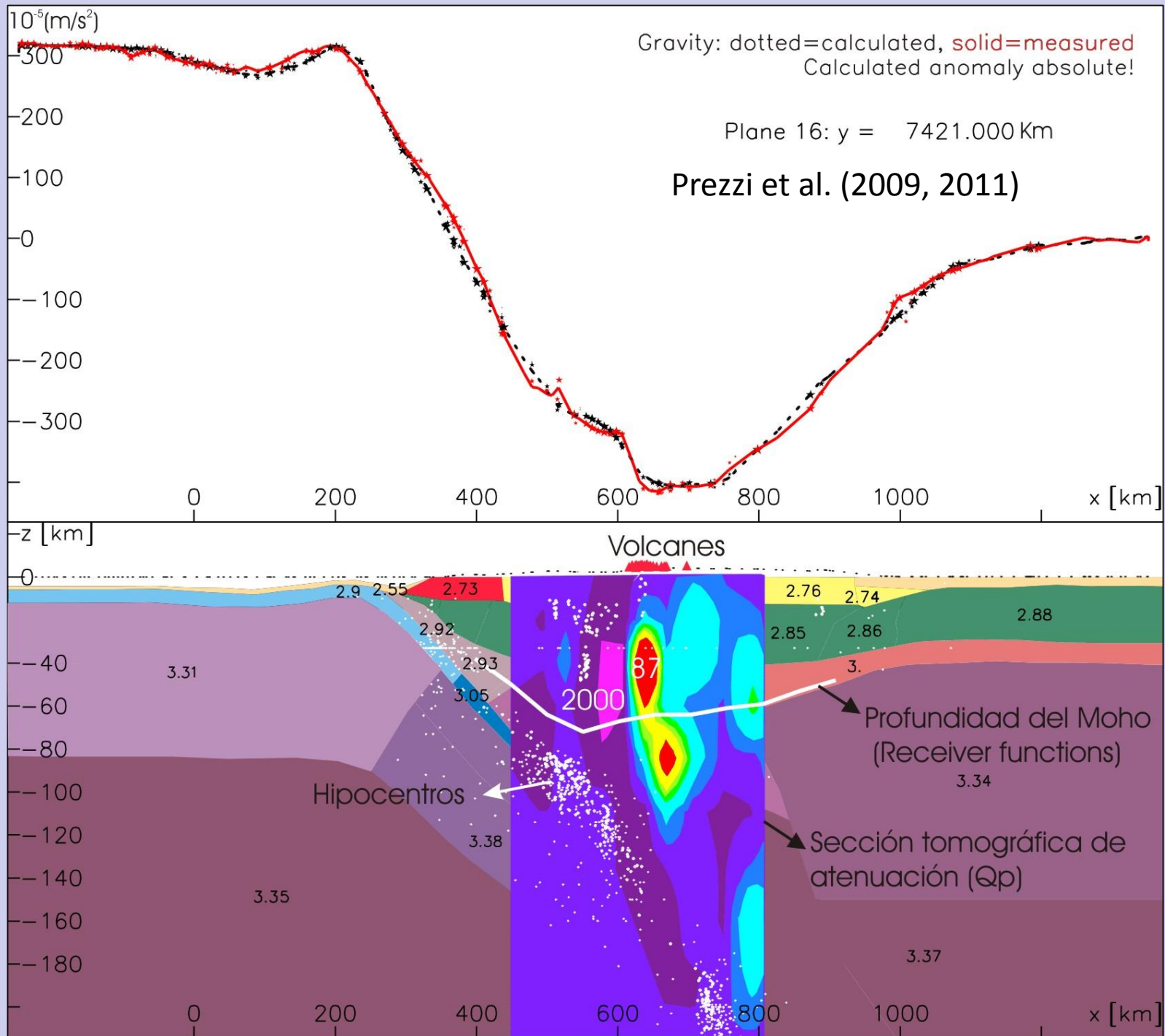
- Sedimentos
- Corteza oceánica: basaltos - gabros
- Corteza oceánica metamorfozizada
- Corteza oceánica eclogitizada
- Batolitos jurásicos Cordillera de la Costa

- Corteza superior
- Corteza media
- Corteza inferior
- Manto serpentizado Cordillera de la Costa

Asignación de Densidades







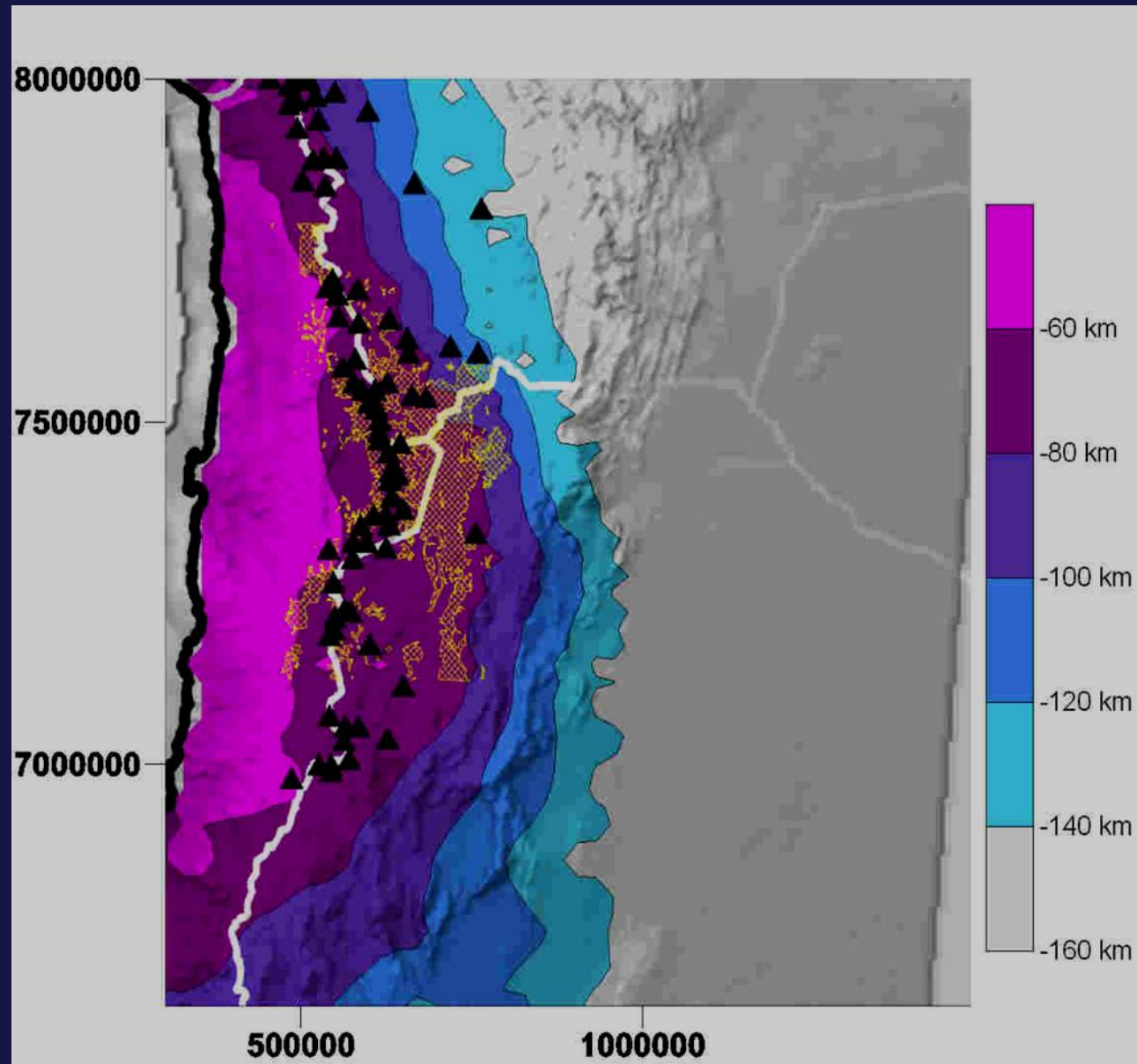
Geometría del límite litosfera-astenosfera

Complejo Volcánico
Altiplano-Puna (e.g. Beck y
Zandt 2002), volcanismo
activo y Cuerpo
Magmático Altiplano-Puna
(Zandt *et al.* 2003)



zona de somerización del
techo de la astenosfera
(litosfera delgada)

Prezzi et al. (2009, 2011)



Stripping e inversión gravimétrica en 3D

Una grilla de gravedad puede ser invertida para generar una grilla de variación de profundidad de una interfase a través de la cual se registra un cambio de densidad significativo, comúnmente se utiliza para visualizar el basamento de una cuenca sedimentaria.

La técnica involucra el “stripping off” de los efectos gravimétricos de capas conocidas, determinadas a través de líneas sísmicas, antes de invertir para obtener la estructura de una interfase de densidad profunda. Por ejemplo, la estructura y la densidad de distintos horizontes sedimentarios poco profundos en una cuenca pueden ser bien conocidas a partir de datos de pozo y sísmicos, pero el basamento puede no ser adecuadamente registrado en los datos sísmicos debido a la presencia de rocas evaporíticas o volcánicas. Se calcula el efecto gravimétrico de cada uno de los horizontes sedimentarios conocidos a través de modelado directo y se substrahe de la anomalía gravimétrica observada. Luego se invierte la anomalía residual para obtener la profundidad al techo del basamento.

Modelado inverso o Inversión (“Inverse Problem”)

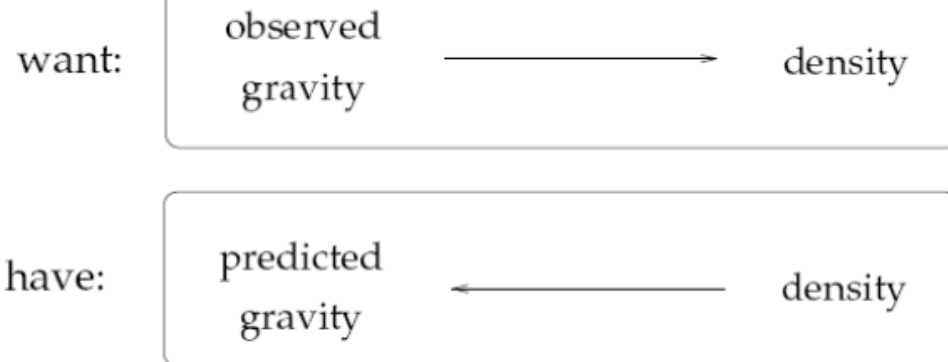


Figure 1.2: Inverse problems usually start with some procedure for predicting the response of a physical system with known parameters. Then we ask: how can we determine the unknown parameters from observed data?

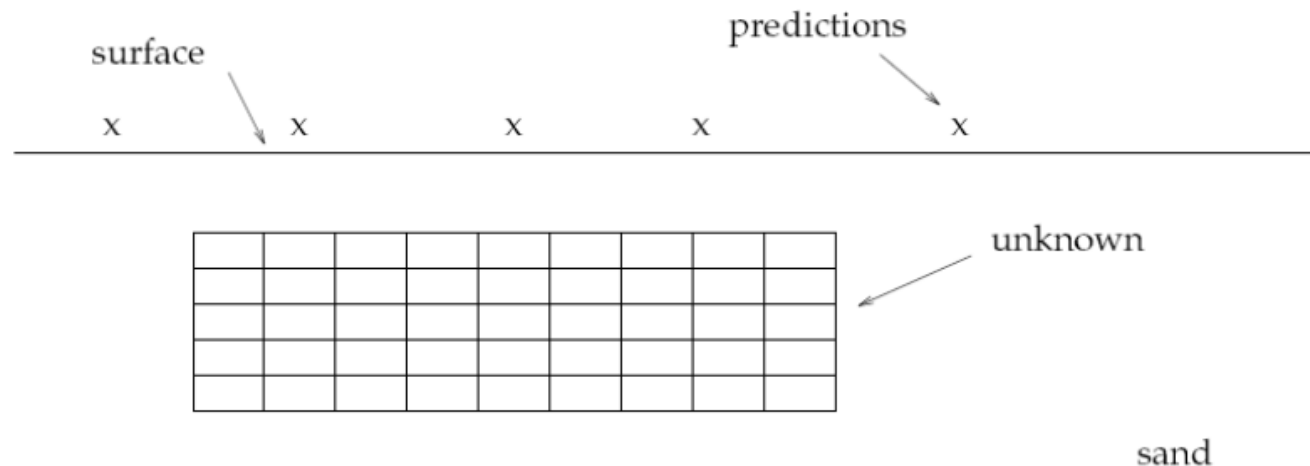


Figure 1.3: An idealized view of the beach. The surface is flat and the subsurface consists of little blocks containing either sand or gold.

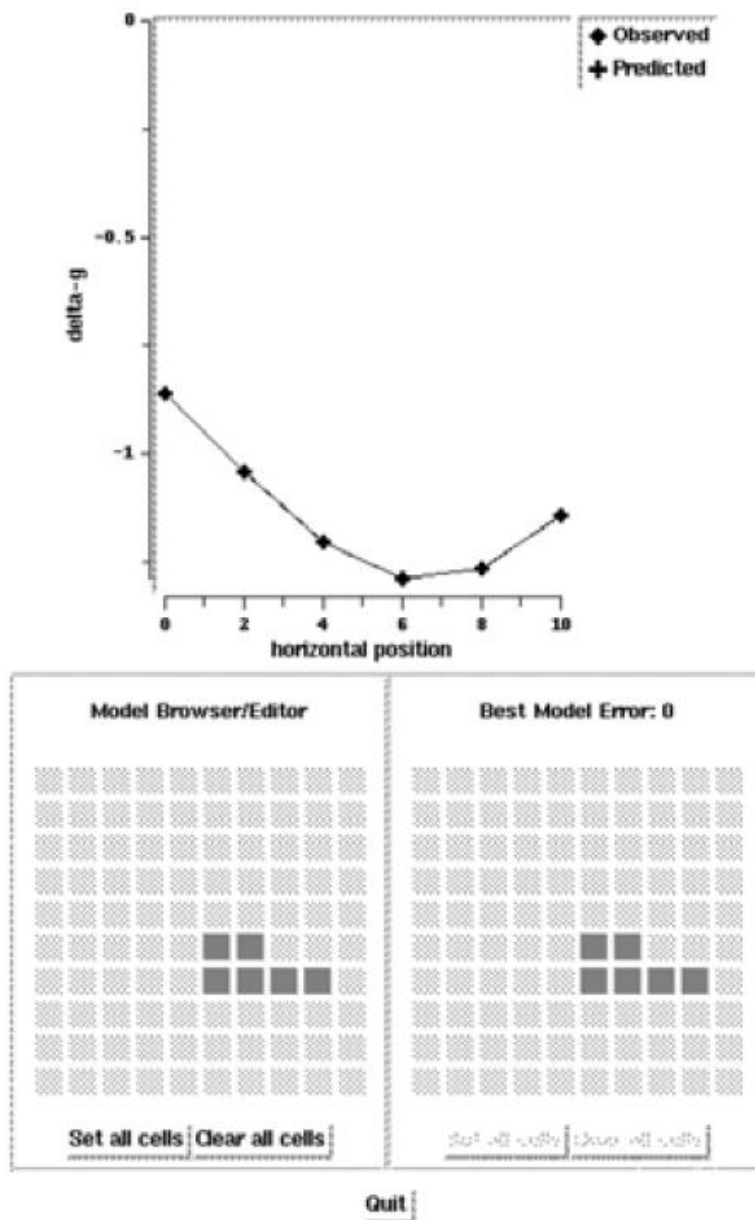


Figure 1.7: The true distribution of gold bricks.

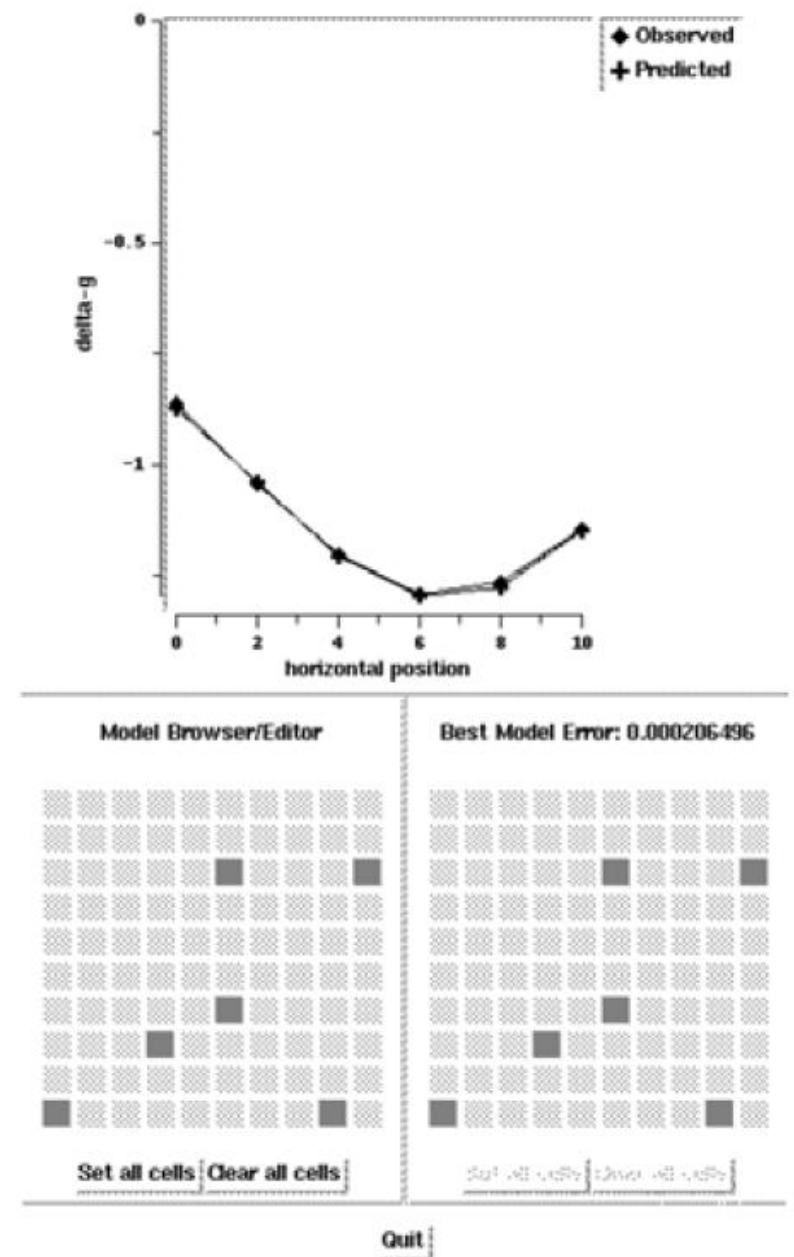


Figure 1.8: An unreasonable model that predicts the data.

**Cuanto más simple
es el modelo.....**

.....mejor es.....

