

Anomalías Gravimétricas y Estimación de Espesor Elástico Efectivo de la Litosfera en Cuencas Antepaís: Cuenca Barinas - Apure

Medina O.*, Izarra C., Universidad Simón Bolívar

© Copyright 2009 ACGGP.

This paper was prepared for presentation at the X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas held in Cartagena, Colombia, July 2009. This paper was selected for presentation by the X symposium Technical Committee following review of information contained in an abstract submitted by the author(s).

Resumen

En este trabajo se estudia la estimación de variaciones de espesor elástico efectivo en zonas de cuencas antepaís a partir de anomalías gravimétricas, fundamentados en un modelo en el que se supone la litosfera como una placa delgada, elástica y con variación lateral de espesor elástico. Se propone una metodología en la que se hace uso de la técnica de inversión a partir de algoritmos genéticos integrada con un modelo numérico 2D de flexura de la litosfera, para encontrar la distribución de espesor elástico efectivo que de manera óptima a lo largo de un perfil transversal a una cuenca antepaís y su cinturón montañoso adyacente, produzca una flexura cuya respuesta gravimétrica se ajuste a la observada. Se aplica esta metodología a lo largo de siete perfiles transversales a los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas – Apure, en función probar las bondades de la técnica, realizar un mapa de espesor elástico efectivo en el área, visualizar las variaciones espaciales de ésta propiedad y su relación con los rasgos tectónicos presentes.

Introducción

La flexura en la litosfera ha sido modelada exitosamente suponiendo el comportamiento mecánico de ésta como el de una placa delgada, elástica, homogénea, con espesor elástico efectivo (TEE) y sobrepuesta en un fluido viscoso. Estos trabajos se han dividido en estudios de flexura tanto en la litosfera oceánica como en la continental, los primeros son más antiguos y numerosos por las características menos complejas de la litosfera oceánica respecto a la continental. En los océanos, las variaciones de TEE pueden ser explicadas por modelos simples de enfriamiento, con el espesor dado por la profundidad aproximada de la isoterma de 450°C (Watts, 1978). Sin embargo, en la litosfera continental el significado físico de TEE no se ha entendido del todo, debido a que son importantes muchas propiedades para su control. Entre éstas propiedades se nombran el estado termal, la fuerza entre el manto y la corteza, la composición y espesor de la corteza, la curvatura local y los esfuerzos planos (Burov y Diament, 1995). Así, la estimación del espesor elástico efectivo (TEE) es capaz de proporcionar una muy útil medida de las fuerzas integradas de la litosfera, la cual puede ser comparada de región a región e interpretada en términos de la estructura termal y mecánica de la misma (Stewart y Watts, 1997).

Los estudios de flexura en la litosfera continental, se han llevado a cabo en gran parte en zonas de cuencas antepaís (Hinojosa y Mickus, 1993; Stewart y Watts, 1997, entre otros). En las cuencas antepaís la subsidencia es controlada por la carga del cinturón montañoso más el peso de los sedimentos, y tanto la geometría sedimentaria como los estilos estructurales

del cinturón plegado, están influenciados por la distribución de espesor elástico efectivo de la litosfera que los soporta (Stewart y Watts, 1997).

De acuerdo a los modelos de tectónica de placas (e.g., Dewey, 1982; Tankard, 1986; Stockmal et al., 1986), los cinturones plegados/corrimientos avanzan sobre los márgenes pasivos hacia el cratón. Por tanto se debería mostrar un gradiente de TEE, y es de esperar que esto influya fuertemente en la geometría de la cuenca antepaís formada por flexura en el frente de cabalgamiento y por ende en la estratigrafía de la misma. Por ejemplo, algunas cuencas son profundas y poco extensas (e.g., Apennines) mientras que otras son someras y muy extensas (e.g., Ganges), lo cual Watts (1992) relacionó con su formación sobre litosfera sometida a extensión y no sometida a extensión respectivamente (i.e. litosfera más rígida o menos rígida respectivamente). Algunos autores han realizado mapas de espesor elástico efectivo en diversos contextos tectónicos (e.g., Bechtel et al. 1990 de Norte América, Lowry y Smith (1994) del área de la Cuenca y el Cinturón Montañoso, y Hartley et al. 1996 de África) y éstos han mostrado grandes variaciones. Las zonas cratónicas parecieran ser flexuralmente rígidas, mientras que las sometidas a tectónica activa al estilo de las zonas de ruptura cortical y cuencas antepaís en su margen cercado al orógeno parecieran ser poco rígidas (Stewart y Watts, 1997).

Se ha hecho uso en algunos trabajos de una relación intrínseca entre la anomalía gravimétrica y el valor de espesor elástico para estimar la rigidez de la litosfera (que es equivalente ó directamente proporcional al espesor elástico efectivo) en diversos contextos tectónicos (Audet y Mareschal, 2004, Audet y Watts, 1994; Stewart y Watts, 1997; Toth et al. 1996, entre otros). Dicha relación presupone que para cambios espaciales de espesor elástico a lo largo y ancho de la litosfera se producen modificaciones importantes en la geometría de la discontinuidad de moho y la cuenca y como consecuencia el patrón de anomalía gravimétrica también se verá afectado.

Los valores de espesor elástico promedio observados en la literatura para diversos contextos tectónicos ubicados en litosfera oceánica y continental, rondan entre valores muy bajos de 0km (i.e. isostasia loca) para zonas de ruptura cortical y poco rígidas (i.e. 'rifts'), a valores muy altos de 140km en zonas muy rígidas al estilo de los cratones (Jordan y Watts, 2005; Audet y Mareschal, 2004; Watts, 2000; entre otros). De este rango de valores entre los cuales se puede encontrar el espesor elástico promedio de región en región se nota que el campo de soluciones a este problema de espesor elástico efectivo (TEE) promedio se encuentra restringido considerablemente. Por tanto, comparando la anomalía

gravimétrica observada y calculada, la técnica de modelado flexural ha podido ser usada para estimar el valor promedio de espesor elástico efectivo de la litosfera en diversas regiones. Sin embargo, la estimación de la variación de espesor elástico en una misma región es un problema complejo, debido a que el espacio de soluciones se multiplica exponencialmente. Esta última afirmación responde a que diversas distribuciones espaciales de espesor elástico efectivo podrían representar un mismo patrón de anomalía gravimétrica, sin embargo estamos interesados en obtener aquella distribución que de manera óptima reduzca el error entre la anomalía gravimétrica observada y la invertida.

En este artículo se presenta una metodología basada en una técnica de inversión a partir de algoritmos genéticos para estimar la distribución de espesor elástico efectivo que de manera óptima represente el patrón de anomalía gravimétrica observado a lo largo de perfiles transversales a una cuenca antepaís y su cinturón montañoso adyacente. Esta metodología es aplicada en la Cuenca Barinas – Apure al occidente de Venezuela. A lo largo de siete perfiles transversales a esta cuenca y los Andes de Mérida se estima la distribución de espesor elástico efectivo que de manera óptima mejor ajuste produzca entre la anomalía de Bouguer observada y la invertida. Por último con los resultados de la inversión a lo largo de cada perfil se construye un mapa de espesor elástico efectivo en función de luego discutir las variaciones espaciales de esta propiedad en el área de estudio.

Marco Geotectónico

La cuenca Barinas – Apure es una cuenca antepaís que esta ubicada al occidente de Venezuela (ver Figura 1). Ésta posee una extensión de 95.000 km² y se encuentra limitada al noroeste por los Andes de Mérida, al norte por la prolongación occidental de la Cordillera Central de Venezuela, al este y al noreste por el levantamiento de El Baúl y al sur está separada de la Cuenca de los Llanos Colombianos por un alto gravimétrico entre los ríos Apure y Arauca, según Hospe y Van Wijnen (1959) (Gonzales de Juana et al. 1980). Se atribuye la formación de esta cuenca a la flexura creada en la litosfera Suramericana por el peso relacionado a los Andes de Mérida. Los Andes de Mérida son una cadena montañosa con orientación SO–NE, que posee una extensión de aproximadamente 420km y alcanza elevaciones máximas de 5km. Los Andes de Mérida se formaron como consecuencia de la colisión entre el Arco de Panamá y el Occidente de Suramérica, la cual comenzó en el Mioceno Superior (Stephan, 1982; Audemard, 1991; Colletta et al. 1997; Audemard y Audemard, 2002).

Datos

La data geofísica implementada en este trabajo corresponde a la información gravimétrica y topográfica proveniente de la base de datos de la Universidad Simón Bolívar (Graterol, 1994), y actualizada en el año 2002. Con dicha base de datos

se generó un mapa topográfico y uno de Anomalía de Bouguer Total con una densidad de reducción de 2,67g/cm³, tal cual se presentan en las Figuras 2a y 2b respectivamente. Ambos mapas fueron creados partiendo de un mallado de 3min x 3min, que fue interpolado con el método de mínima curvatura. Se ubicaron siete perfiles transversales a los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas – Apure. En estos perfiles se extrajeron datos topográficos (cada 5km) como parámetro de entrada para calcular la carga supracortical ejercida por los Andes de Mérida sobre la placa Suramericana en la región de estudio, y datos gravimétricos (cada 5km) como parámetro de control y ajuste de observación geofísica.

Modelo Flexural

En este modelo, la litosfera es considerada como una placa delgada, elástica y con variación lateral de espesor elástico efectivo, que sufre flexura ante los esfuerzos aplicados por las cargas verticales impuestas sobre la misma (e.g. sedimentos y topografía). La deformación que sufre la placa es directamente proporcional al esfuerzo externo aplicado, y a medida que éste comienza a ceder la placa tiende a recuperar su forma (i.e. por el comportamiento elástico de la litosfera). Las condiciones de borde corresponden a borde de placa partida a la izquierda del perfil, donde se supone se aplica la carga del cinturón montañoso y borde fijo a la derecha del perfil donde se supone ya no actúan los efectos flexurales generados por el cinturón montañoso. Este modelo de placa elástica con variación lateral de espesor elástico efectivo es descrito matemáticamente para un perfil que atraviesa la placa litosférica, a partir de la ecuación de flexura (Turcotte & Schubert, 1982), que tiene la siguiente forma:

$$\frac{d^2}{dx^2} \cdot \left(D(x) \cdot \frac{d^2 w}{dx^2} \right) + (\rho_m - \rho_r) \cdot g \cdot w(x) = q(x) \quad (1)$$

donde $w(x)$ es la flexura de la placa en cada x a lo largo del perfil, $q(x)$ es la carga aplicada, g es la aceleración de gravedad, ρ_r es la densidad de relleno del espacio de acomodación creado por la flexura de la placa (esta puede ser densidad cortical, sedimentaria, agua o aire), ρ_m es la densidad del material infrayacente a la placa (se supone igual a la densidad del manto) y $D(x)$ es la rigidez flexural en función de la distancia, la cual esta representada por la siguiente relación:

$$D(x) = \frac{E \cdot TEE(x)^3}{12 \cdot (1 - \nu^2)} \quad (2)$$

donde E representa el Modulo de Young, el cual ha sido determinado a partir de estudios de propagación de ondas sísmicas, presentando variaciones despreciables, por lo que normalmente se toma con un valor constante de $E = 7.10^{10}$ [Pa] (Caldwell, 1976; Bodine, 1981). Igual que con el Modulo de Young, la relación de Poisson es tomada con un valor constante de $\nu = 0,25$. $TEE(x)$ es la distribución de espesor elástico efectivo a lo largo del perfil.

Aquí se considera previo a la aplicación de la carga del cinturón montañoso un modelo de litósfera en el que su borde superior se encuentra a una profundidad igual a cero

(suponiendo que la batimetría antes del levantamiento de la cadena montañosa era depreciable) y la discontinuidad de Mohorovicic presenta una variación en profundidad a lo largo del perfil (ver Figura 3).

El origen del sistema de referencia del modelo de paleoprofundidad de Moho se encuentra desplazado en -100 km respecto al origen del sistema de referencia del perfil en estudio. PPM es la paleoprofundidad de moho promedio, la cual es igual a un valor fijo asignado al modelo, mientras que el valor de b es representado en kilómetros que se suman o restan al valor de PPM. Los parámetros X_1 y X_2 son representados como puntos nodales. Cada punto nodal tiene una equivalencia en kilómetros a lo largo del perfil cumpliendo la siguiente relación:

$$X = (i - 1) \cdot \Delta X \quad (3)$$

donde i es el número de nodo, ΔX es la distancia entre nodos que aquí se considera igual a 5km y X es la posición en kilómetros a lo largo del perfil.

Por otro lado, suponiendo que no existen cambios abruptos en la rigidez flexural a lo largo de la cuenca (causados por efectos locales), el espesor elástico efectivo podría aproximarse a una función que aumenta gradualmente desde el cinturón montañoso hasta el cratón. Así, aquí se aproxima el espesor elástico efectivo a una función que se asemeja a la mitad de una Gaussiana invertida (ver Figura 4), representada por la siguiente ecuación:

$$TEE(x) = Te_o + A \cdot \left(1 - e^{\left(-\frac{x^2}{2\sigma^2} \right)} \right) \quad (4)$$

donde $TEE(x)$ es el espesor elástico efectivo en función de la distancia, Te_o es el espesor elástico efectivo en $X = 0$. A y σ son parámetros numéricos de la función y $X \geq 0$ es la posición en el perfil en kilómetros. Así, se puede notar como este modelo depende básicamente seis parámetros a estimar. Tres son los que definen la distribución de espesor elástico a lo largo del perfil (Te_o , A y σ), y los otros tres son los que definen el modelo de paleoprofundidad de Moho (X_1 , X_2 y b). El resto de los parámetros de los que depende este modelo corresponde a propiedades que se suponen constantes fijas (e.g. E , ν , PPM, densidades del manto (ρ_m), de la corteza (ρ_c), de los sedimentos (ρ_s), entre otros).

Modelado directo flexural

Para el modelado directo de flexura se ha desarrollado un algoritmo que calcula la deformación del basamento y la discontinuidad de Moho ante una carga topográfica y sedimentaria ejercida sobre una litósfera considerada como una placa elástica, delgada y con espesor elástico efectivo variable a lo largo de un perfil transversal al la cuenca antepaís en estudio y su cinturón montañoso adyacente. La flexura se determina en base a la técnica numérica de diferencias finitas bajo un esquema implícito. Esto último permite una vez discretizada la placa elástica, asignar un valor de TEE en cada

nodo (i.e. punto discretizado). El algoritmo cuenta con subrutinas que calculan el efecto de anomalía gravimétrica causado tanto por la superficie de moho y como por la cuenca. La subrutina que calcula la anomalía gravimétrica causada por moho se basa en un algoritmo descrito por Young Hong Shin et al. (2006), el cual determina la anomalía gravimétrica de moho fundamentándose en la transformada rápida de Fourier siguiendo el mismo esquema de Parker (1972) y Oldenburg (1974). La anomalía gravimétrica causada por la cuenca es determinada con una subrutina modificada de Chakravarthi et al. (2001). Esta subrutina calcula el efecto gravitatorio de la cuenca suponiendo ésta como un polígono de N vértices y densidad contante igual a la de los sedimentos. La anomalía total a lo largo del perfil es igual a la suma de los efectos causados por la superficie de moho y la cuenca antepaís.

Las entradas están constituidas por un perfil topográfico, parámetros físicos y numéricos tales como relación de Poisson, módulo de Young (en Pa), aceleración gravitatoria promedio (en m/s^2), el valor de las densidades (en kg/m^3) del manto, corteza y de relleno (i.e. densidad de sedimentos y cortical), el distanciamiento entre nodos (en km), la posición del frente de montaña a lo largo del perfil (en km) y los parámetros a estimar del modelo (Te_o , A , σ , X_1 , X_2 y b).

Una vez definidas las entradas, el programa calcula la carga topográfica, la cual es directamente proporcional a la topografía, la gravedad y la densidad de la corteza. Además, en este modelo se toma una densidad de relleno lateralmente variable, es decir la densidad de relleno antes de la posición del frente montañoso (previamente asignada en los parámetros de entrada) es igual a la densidad de la corteza y por delante de la posición del mismo es igual a la densidad de los sedimentos. Con esto último se asegura que la densidad de relleno bajo el cinturón montañoso sea igual a la densidad de la corteza y en la cuenca igual a la de los sedimentos.

Estimación de espesor elástico efectivo

En el modelado directo de flexura se busca estimar la distribución de espesor elástico efectivo que mejor se ajuste a las observaciones (i.e. flexura de la cuenca, moho, anomalía gravimétrica, entre otras). Esta tarea puede resultar relativamente sencilla con la técnica de modelado directo, en el caso en que la litosfera se supone bajo un modelo flexural con espesor elástico efectivo constante a lo largo del perfil. Esto último se debe a que el campo de soluciones se restringe a un rango de espesor elástico promedio entre 0km y 140km, de acuerdo a valores de TEE publicados en la literatura (Jordan y Watts, 2005; Audet y Mareschal, 2004; Watts, 2000; entre otros). Sin embargo, cuando se considera variación lateral de espesor elástico efectivo el problema se hace complejo, ya que en el espacio de modelos se generan N soluciones que podrían explicar a grosso modo la flexura y anomalía gravimétrica observada a lo largo de la cuenca antepaís en estudio. Es en este punto donde se hace necesaria la aplicación de una técnica que permita encontrar en el

espacio de soluciones, la distribución de espesor elástico efectivo óptima, para minimizar el error entre la observación (anomalía de Bouguer a lo largo del perfil) y la estimación (anomalía de Bouguer calculada al modelo óptimo).

En base a la necesidad planteada de encontrar una metodología que permita estimar una distribución de espesor elástico óptima a las observaciones a lo largo del perfil, aquí se propone practicar una técnica de inversión para dar con dicha solución. A la técnica de inversión aplicada a este tipo de problema en este trabajo se le da el nombre de Inversión Flexural, ya que su objetivo es encontrar la distribución de espesor elástico efectivo que mejor se ajuste a las observaciones (i.e. anomalía de Bouguer para este caso).

La Inversión Flexural planteada en este trabajo es practicada a partir de un algoritmo cuya estructura básica está escrita en C y descrito por Tiampo et al. (2004). Este autor aplicó este algoritmo para invertir los parámetros de un modelo que de manera óptima explicara la anomalía gravimétrica y deformación observada alrededor de un volcán. En este trabajo este código de inversión fue adaptado al problema de optimizar la función de espesor elástico a lo largo de un perfil que atraviesa una cuenca antepaís transversalmente. El programa está basado en un algoritmo de búsqueda de soluciones fundamentado en la teoría de algoritmos genéticos. En los algoritmos genéticos los parámetros a ser invertidos son codificados como genes, y una gran población de soluciones potenciales para estos genes son buscadas en función de encontrar una solución óptima. Comenzando con un rango inicial de modelos estos algoritmos van modificando la solución por medio de la incorporación del comportamiento evolutivo de un sistema biológico. El ajuste de cada solución es medido por medio de una función objetivo cuantitativa llamada función de ajuste. La función de ajuste es proporcional al inverso del valor de ajuste cuadrado (X^2) entre la gravedad observada y calculada tal cual se presenta en la siguiente ecuación:

$$X^2 = \sum_{\text{todo } K} \frac{(C_K - E_K)^2}{\sigma_K^2} \quad (5) \quad \text{Ajuste} = \frac{1}{X^2} \quad (6)$$

donde X^2 representa el valor de ajuste cuadrado para cada modelo, E_K es el valor esperado (gravedad observada), C_K es el valor calculado (gravedad calculada), σ_K es la desviación estándar de cada medición (cuyo valor si no se tiene es recomendado en Stewart y Watts (1997) colocarlo igual a uno (1)) y $k = 1, 2, 3, \dots, k_{\max}$ es el número de mediciones (Taylor, 1982). Los miembros de cada población que mejor ajustan son combinados usando reglas de transición probabilística de cruce y mutación para formar una nueva población. En las operaciones de cruce y mutación la información genética de los modelos con mejor ajuste es combinada y modificada tal cual se presenta esquemáticamente en la Figura 5.

Copiando las cadenas acorde a sus valores de ajuste promedio, aquellas con mayor ajuste tienen alta probabilidad de participar en la formación de miembros de la siguiente

generación. Este procedimiento es repetido en muchas generaciones hasta que se obtiene la mejor solución, basada en una medida del ajuste (Michalewicz, 1992).

Código de inversión flexural

El código de inversión aquí empleado consiste en 11 subrutinas separadas tal y como es mostrado en la Figura 6. Cinco parámetros globales son asignados dentro del programa: el tamaño de la población inicial, las probabilidades de cruce y mutación, el número de parámetros a ser invertidos y el número total de generaciones. La población inicial, está constituida por un conjunto de genes en los que cada gen representa una posible solución al problema y es creada usando un generador de números aleatorios.

El tamaño de la población y el máximo número de generaciones son los factores claves que controlan el desempeño del código (Goldberg, 1989; Michalewicz, 1992). Mientras más grande sea el tamaño de la población, mayores serán las probabilidades para que el código encuentre un gen con mejor ajuste, sin embargo más grande será el tiempo computacional invertido. Mientras más grande sea el número de generaciones mayor será la probabilidad de encontrar mejores hijos (en el sentido de modelos con mejor ajuste), sin embargo también el tiempo computacional aumenta con este número.

El programa comienza con un conjunto inicial de genes, donde cada uno representa una posible solución al problema. Algunos archivos de datos son necesarios para poder inicializar e implementar este programa de inversión. El primer archivo de datos ("*gadata.txt*") contiene el rango de valores aceptable para cada parámetro a ser invertido. Para este trabajo este archivo está constituido por dos columnas y una cantidad de filas igual a la cantidad de parámetros a ser invertidos (para este caso son seis parámetros en total).

La inicialización del conjunto de genes se da en la rutina "*inicialize*", la cual hace uso del rango de valores posibles para los parámetros dictados en el archivo "*gadata.txt*". La lectura de la data gravimétrica observada a lo largo del perfil desde "*motion.in*" toma lugar en las subrutinas *data_init* y *read_field_data*. Luego, el ajuste de esta primera población es calculado en "*evaluate*". Esta subrutina contiene una función de ajuste que llama al programa de modelado flexural y compara la gravedad calculada con la observada. El ajuste es calculado por medio de una función cuadrática que determina el error entre la data calculada y observada en base a mínimos cuadrados. La última subrutina antes de que el programa comience la búsqueda genética por sí mismo es "*keep_the_best*", en esta se determina el mejor miembro de la población inicial y una copia de este genotipo se guarda en la última posición en el arreglo.

En este punto la técnica de Algoritmo Genético en el programa comienza a trabajar. Se inicializa un contador y los

siguientes pasos son repetidos hasta que el máximo número de generaciones prescrito es alcanzado. Primero una selección proporcionalmente estándar de los padres de la población ocurre en la subrutina “*select*”, para asegurar que más de los miembros filtrados de la población son seleccionados y cruzados. Luego, las operaciones de cruce y mutación tal cual son descritas arriba, toman lugar en las subrutinas “*Xover*”, “*swap*” y “*mutate*”. Aquí uno o dos puntos son cruzados, dependiendo de la opción elegida al comienzo. El mejor ajuste, su promedio y desviación estándar de la generación anterior es reportado en la subrutina “*report*”, antes de ser evaluado en “*evaluate*”. Finalmente la subrutina “*elitist*”, busca el mejor miembro de la generación hija, lo compara con el mejor miembro de la generación precedente, lo reemplaza y guarda el que tiene mayor ajuste en la posición final del arreglo. Si desde la configuración inicial se elige la opción de ‘*windowing*’ esta actúa en la subrutina “*select*” y “*elitist*”. El objetivo de la función ‘*windowing*’ es evitar el estancamiento en la búsqueda de soluciones. Así, todos los factores antes mencionados modifican la población inicial en subsiguiente generaciones. Este proceso es repetido hasta que se alcanza el máximo número de generaciones deseado, y en este momento el mejor miembro es reportado (usando “*report*”) en conjunto con la configuración inicial (Tiampo et al. 2004).

Caso estudio: Cuenca Barinas-Apure

Para probar con datos reales la metodología de inversión flexural propuesta en este trabajo, se aplicó esta técnica a lo largo de los siete perfiles transversales a los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas-Apure (ver Figura 2). El modelo a invertir es el arriba expuesto, por lo que los parámetros a optimizar suman seis. Los primeros tres parámetros a invertir son los que describen la distribución de espesor elástico a lo largo del perfil (i.e. T_e , A y σ), mientras que los otros tres son los corresponden al modelo de paleopropundidad de Moho previo al levantamiento de los Andes de Mérida (i.e. X_1 , X_2 y b). El resto de los parámetros se consideran constantes fijas y sus valores se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Parámetros del modelo

Parámetro	Valores
Densidad de la Corteza	2800kg/m ³
Densidad del Manto	3300kg/m ³
Densidad de Sedimentos	2600kg/m ³
Aceleración Gravitatoria	9,8 m/s ²
Relación de Poisson	0,25
Módulo de Young	7.10 ¹⁰ MPa
Distancia entre Nodos	5km
PPM	38km

La paleopropundidad promedio de Moho (PPM) de 38km se determinó a partir de un modelo de la litosfera suramericana previo al levantamiento de los Andes de Mérida, presentado por Chacín et al. 2005. Así a partir de este modelo expuesto en dicho trabajo se estimó a lo largo de un perfil con orientación

NO-SE y transversal a los actuales Andes de Mérida y la Cuenca Barinas-Apure, una profundidad de Moho promedio de 38 km para la región en estudio, previo al levantamiento de ésta cadena montañosa.

Como antes se había mencionado el modelo flexural a invertir supone que la litosfera está fracturada totalmente bajo los Andes de Mérida y lejano a este sistema montañoso no son percibidos los efectos de la carga supracortical ejercida por este mismo, por lo que la flexura se considera cero hacia esa región. Los puntos de quiebre de la placa para cada perfil son los que se presentan en la Figura 7. La inversión flexural se practicó en la región comprendida entre el punto de quiebre respectivo a cada perfil (ubicados al NO de cada perfil), y 350 km en sentido SE para los perfiles 1, 2, 3, 4 y 5, 325 km para el perfil 6 y 300 km para el perfil 7 (ver Figura 7). Aunque el dominio de inversión se haya aplicado entre promedios de 350km a 300km en dirección SE desde el punto de quiebre, el dominio del modelo alcanzó hasta 500km en el mismo sentido para todos los perfiles. Esto último con el propósito de mantener lejano el borde donde se considera que la flexura es cero, suponiendo que ya los esfuerzos ejercidos por los Andes de Mérida no son perceptibles.

En el programa de inversión aquí aplicado, al principio del proceso del algoritmo genético es necesario definir el rango de variación de los valores de cada gen ó parámetro que describe cada individuo ó modelo (en algoritmos genéticos cada modelo es tratado como un individuo que forma parte de una población y éste es descrito a partir de una serie de genes ó parámetros). Así, los parámetros correspondientes al modelo flexural aquí considerado fueron invertidos aplicando una metodología en la que se partía de un amplio rango de variación de cada uno para unas primeras pruebas y a medida que se iban obteniendo modelos más ajustados se iban afinando y/o cambiando las ventanas de búsqueda, hasta que cada modelo a lo largo de cada perfil cumpliera con dos condiciones fundamentales: (1) un ajuste aceptable entre la gravedad observada y la invertida; (2) la distribución de espesor elástico invertida en cada perfil debe guardar una correlación coherente con los perfiles vecinos.

Luego de haber realizado múltiples pruebas afinando las ventanas de búsqueda de cada parámetro, se llegó a la conclusión de que el campo de soluciones más ajustado a las dos condiciones arriba expuestas se puede hallar con la inversión flexural manteniendo el valor de T_e en un promedio de 10km para cada perfil y estableciendo ventanas de búsqueda para A entre 5km – 30km, σ entre 100km – 300km, X_1 entre 1 – 100, X_2 entre 1 – 80 y b entre -2km a 4km. Estableciendo estas ventanas de búsqueda para cada parámetro, se tiene que los modelos óptimos por perfil son los que se presentan en la Tabla 2. Por otro lado se observó que el programa de inversión funciona eficientemente (menor tiempo de computo al recuperar soluciones confiables) asignando los siguientes parámetros globales al algoritmo genético: tamaño de población igual a 200 individuos, máximo número de

generaciones de 4000 y probabilidades de cruce y mutación de 0,85 y 0,5 respectivamente.

Tabla 2. Resultados de la inversión flexural por perfil

PERFIL	PARÁMETROS INVERTIDOS					
	Te _o (km)	A(km)	σ(km)	X ₁	X ₂	b(km)
1	10	11,50	196,93	38	1	0,30
2	10	10,96	173,38	21	1	-1,12
3	10	12,47	139,78	60	73	-0,35
4	10	18,74	150,37	99	77	-0,48
5	10	14,71	117,01	31	9	3,99
6	10	16,45	120,98	14	49	3,98
7	10	19,67	114,26	47	1	1,54

En general a lo largo de cada perfil en la Figura 7, se puede notar un buen ajuste entre la anomalía de Bouguer observada y la calculada. Desde el perfil 1 al 7 bajo los Andes de Mérida se puede notar como la anomalía de Bouguer observada se pronuncia hacia valores más negativos, lo cual indica un aumento del déficit de masa en sentido NE-SO debajo esta cadena montañosa. Recordando que se está trabajando con la anomalía de Bouguer total, la cual posee el efecto regional de la discontinuidad de Moho, se puede interpretar dicha tendencia de aumento del déficit de masa hacia el SO de los Andes Merideños como una profundización de Moho ó aumento de la raíz cortical de ésta cadena montañosa en ese sentido. Este aumento de la raíz cortical de los Andes Merideños hacia el SO, podría atribuirse a la combinación del efecto flexura de esta cadena montañosa en conjunto con la de la Cordillera Oriental de Colombia en ese sentido.

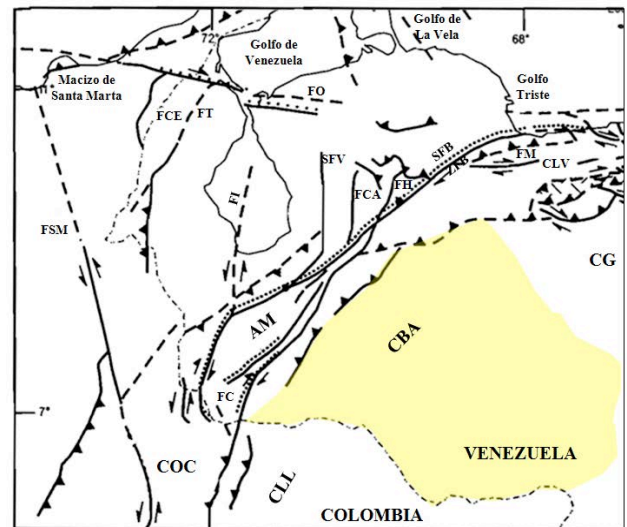
Con los datos de los modelos óptimos se construyeron por perfil las distribuciones de espesor elástico, las cuales se utilizaron para realizar un mapa de TEE a lo largo y ancho del área de estudio (ver Figura 8). En este mapa de espesor elástico efectivo se puede notar como los valores más bajos se encuentran bajo los Andes de Mérida y el punto de quiebre estimado para la litosfera. Estos valores bajos de espesor elástico efectivo en los Andes de Mérida se atribuyen a que esta es una zona sometida a deformación y por ende la rigidez flexural en esta región debe ser baja. Otro rasgo importante del mapa de espesor elástico efectivo es la tendencia de aumento de éste parámetro hacia el SE, lo cual propone un aumento de la rigidez flexural en ese sentido. Hacia el norte se pueden notar valores bajos del espesor elástico efectivo, lo cual se podría deber a la cercanía de la Cordillera Central de Venezuela, que es una zona sometida a deformación. En el sentido del Cratón de Guayana se nota una tendencia de aumento del valor de espesor elástico efectivo, lo cual se atribuye a que esta es una zona fría, muy antigua (data del precámbrico acorde con Gonzales de Juana et al. 1980) poco sometida a deformación y también muy rígida.

Conclusiones

- Se ha presentado una metodología a partir de la cual se hace uso de una relación intrínseca entre la anomalía de

Bouguer observada y el espesor elástico efectivo (que es equivalente a la rigidez flexural de la litosfera) para estimar variaciones espaciales de esta última propiedad en áreas de cuencas antepaís y su cinturón montañoso adyacente.

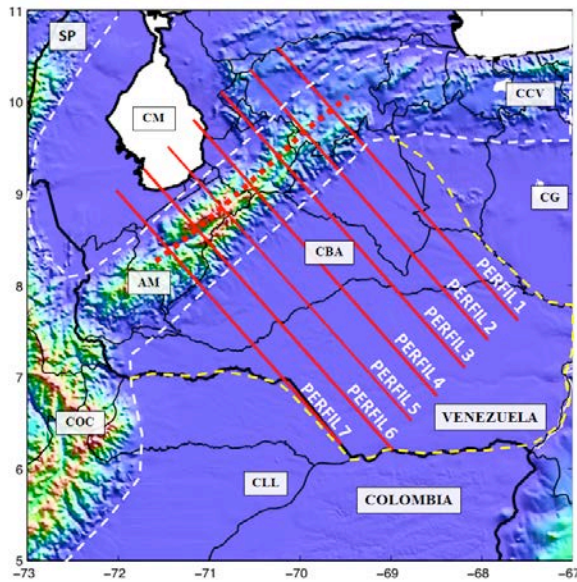
- Se ha desarrollado un modelo numérico 2D de flexura en zonas de cuencas antepaís, basado en la suposición de la litosfera como una placa delgada, elástica, homogénea, que sufre flexura por carga supracortical (generada por el cinturón plegado y los sedimentos de la cuenca) y con variación de espesor elástico efectivo a lo largo de perfiles transversales a la cuenca y su cinturón montañoso adyacente.
- Se ha propuesto una técnica de inversión flexural basada en optimización a partir de algoritmos genéticos, en función de estimar la distribución de espesor elástico efectivo que reproduzca una flexura del basamento de la cuenca antepaís y la discontinuidad de Moho, cuya respuesta gravimétrica en conjunto mejor se ajuste a la anomalía de Bouguer observada.
- Se ha aplicado esta técnica de inversión flexural a lo largo de siete perfiles transversales a los Andes de Mérida y la Cuenca Barina – Apure. Con los resultados de cada perfil se realizó un mapa de espesor elástico efectivo y se pudo notar variaciones importantes de ésta propiedad que se pudieron relacionar con los rasgos tectónicos del área de estudio.



LEYENDA

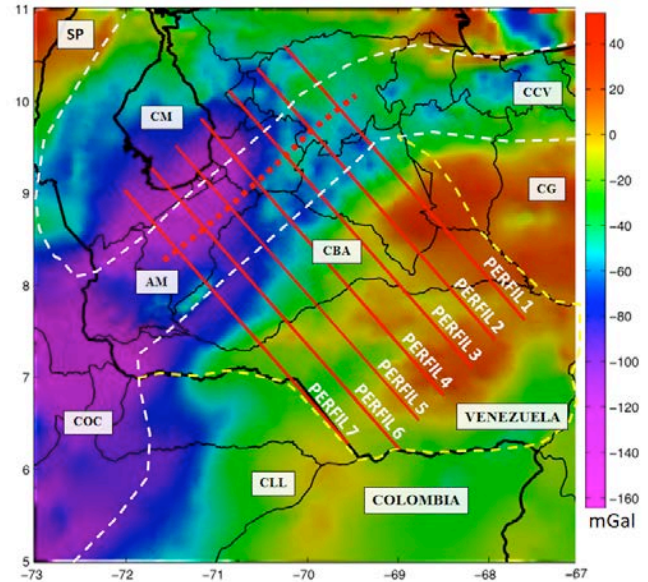
	Falla activa		Falla normal
	Falla rumbo-deslizante		Falla interpretada
	Falla inversa		
AM: Andes de Mérida		FCA: Falla de Carache	
CBA: Cuenca Barinas – Apure		FCE: Falla de Cerrajón	
CCV: Cordillera Central de Venezuela		FH: Falla de Humocaro	
CG: Cuenca de Guárico		FI: Falla de Icotea	
CLL: Cuenca de Los Llanos		FM: Falla de Morón	
CLV: Cuenca del Lago de Valencia		FO: Falla de Oca	
COC: Cordillera Oriental de Colombia		FT: Falla de Tigre	
CM: Cuenca de Maracaibo		FSM: Falla de Santa Marta	
FC: Falla de Caparo		SFB: Sistema de Fallas de Boconó	
		SFV: Sistema de Fallas de Valera	
		SP: Sierra de Perijá	

Figura 1. Cuenca Barinas – Apure y sus límites (modificado de Ostos et al. 2005)



LEYENDA

- Límite aproximado entre cuencas
 - Límite aproximado de sistemas de cordilleras
 - Punto de quiebre de la litosfera
- AM: Andes de Mérida
 CBA: Cuenca Barinas – Apure
 CCV: Cordillera Central de Venezuela
 CG: Cuenca de Guárico
 CLL: Cuenca de Los Llanos
 COC: Cordillera Oriental de Colombia
 CM: Cuenca de Maracaibo
 SP: Sierra de Perijá



LEYENDA

- Límite aproximado entre cuencas
 - Límite aproximado de sistemas de cordilleras
 - Punto de quiebre de la litosfera
- AM: Andes de Mérida
 CBA: Cuenca Barinas – Apure
 CCV: Cordillera Central de Venezuela
 CG: Cuenca de Guárico
 CLL: Cuenca de Los Llanos
 COC: Cordillera Oriental de Colombia
 CM: Cuenca de Maracaibo
 SP: Sierra de Perijá

Figura 2. (a) Mapa Topográfico del área de estudio. (b) Mapa de Anomalia de Bouguer Total del área de estudio

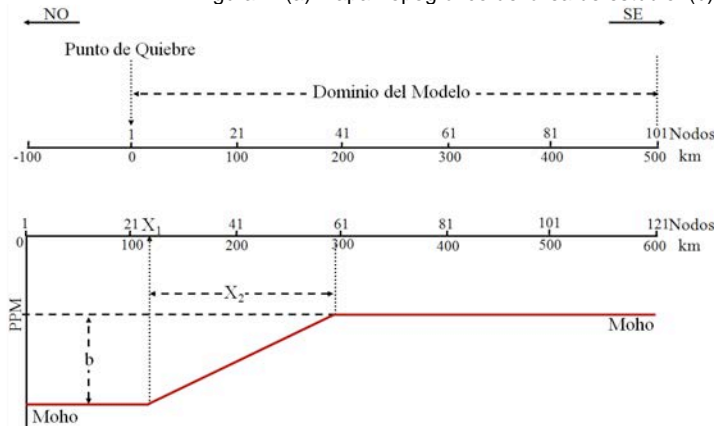


Figura 3. Modelo de paleoprofundidad de Moho.

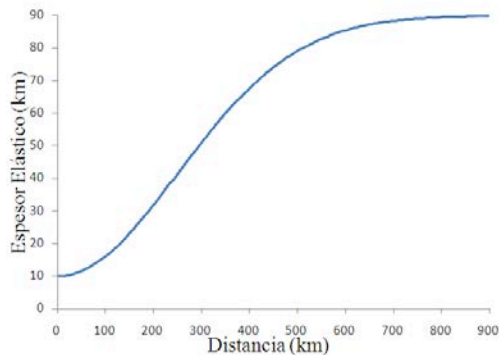
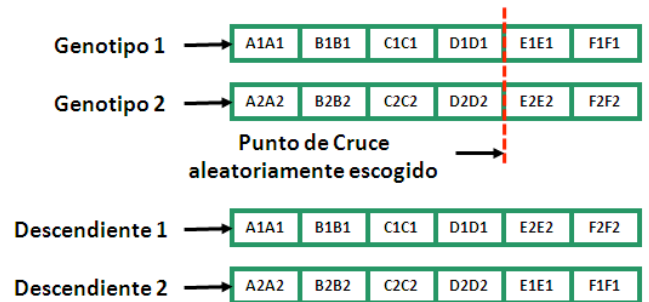


Figura 4. Distribución de espesor elástico efectivo a lo largo de cada perfil

Cruce de Valores Reales



Mutación de Valores Reales

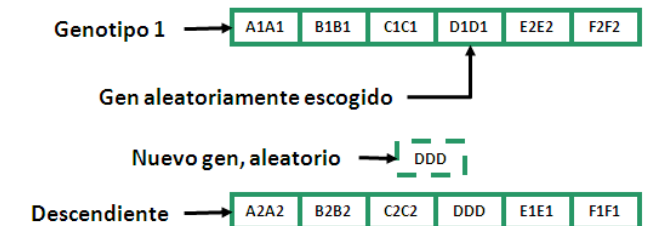


Figura 5. Esquema del programa de algoritmos genéticos para la operación de cruce (arriba) y mutación (abajo) (modificado de Tiampo et al. 2004)

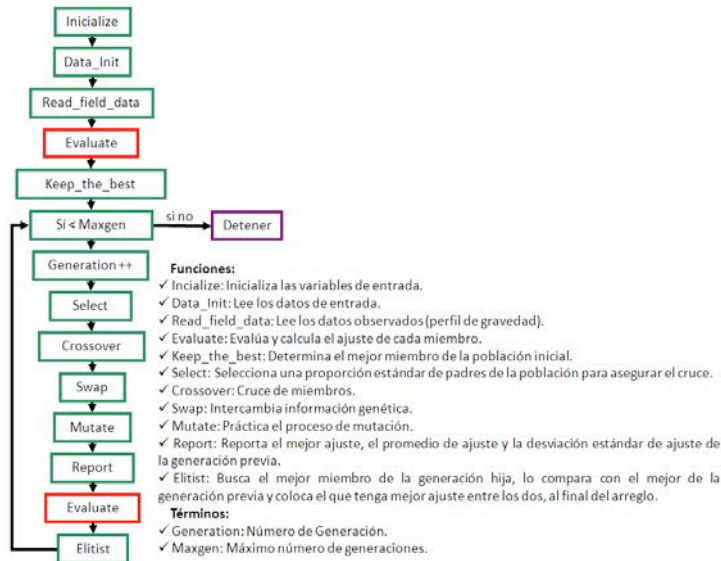


Figura 6. Estructura del programa de inversión (modificado de Tiempo et al. 2004)

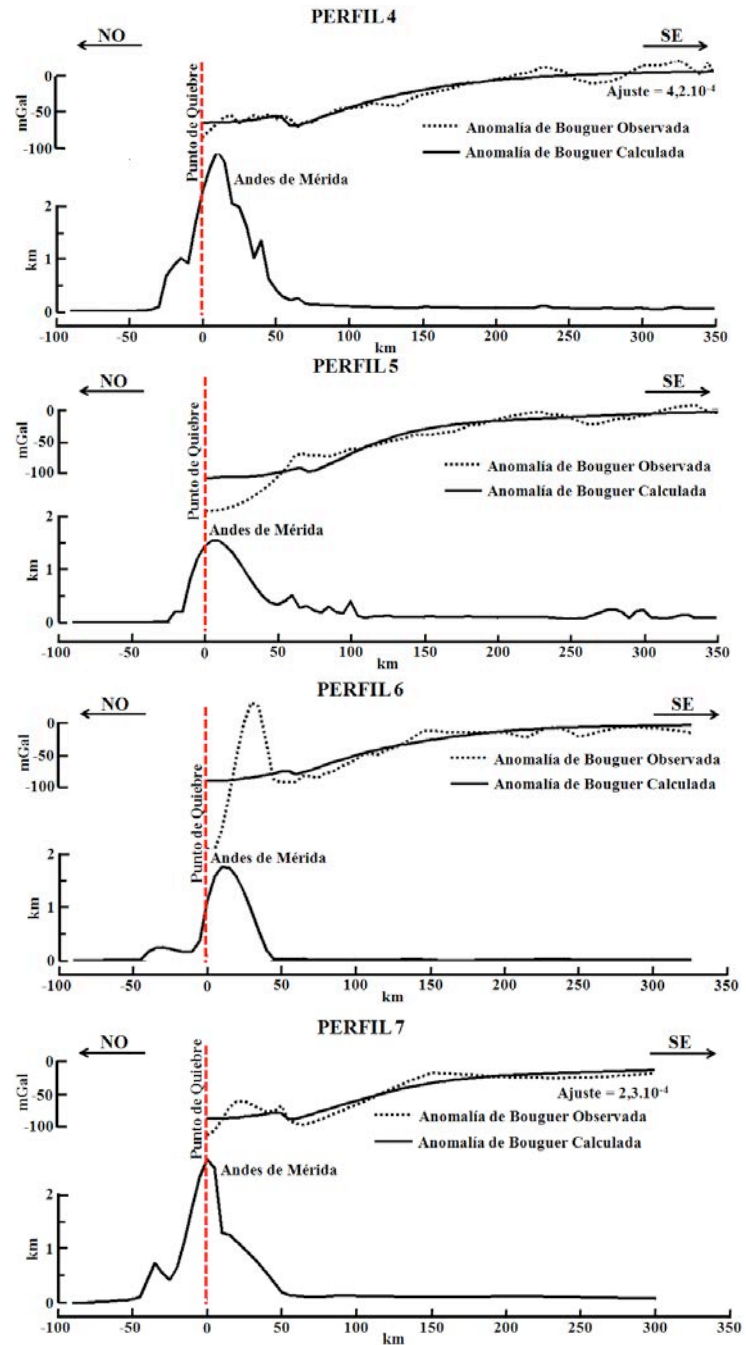
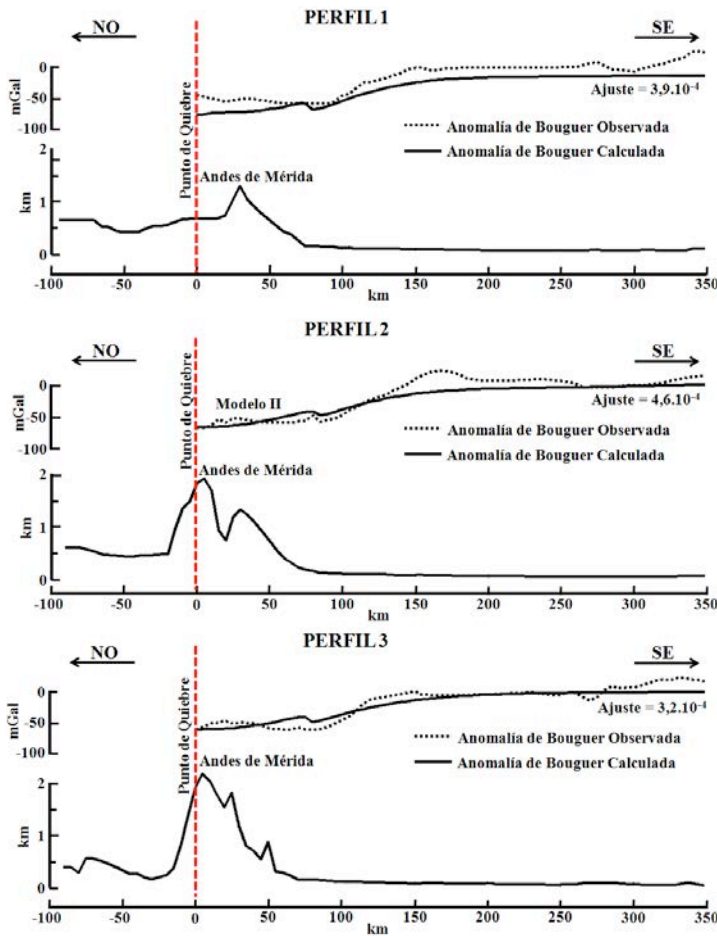


Figura 7. Topografía y ajustes entre Anomalía de Bouguer Observada e Invertida a lo largo de cada perfil.

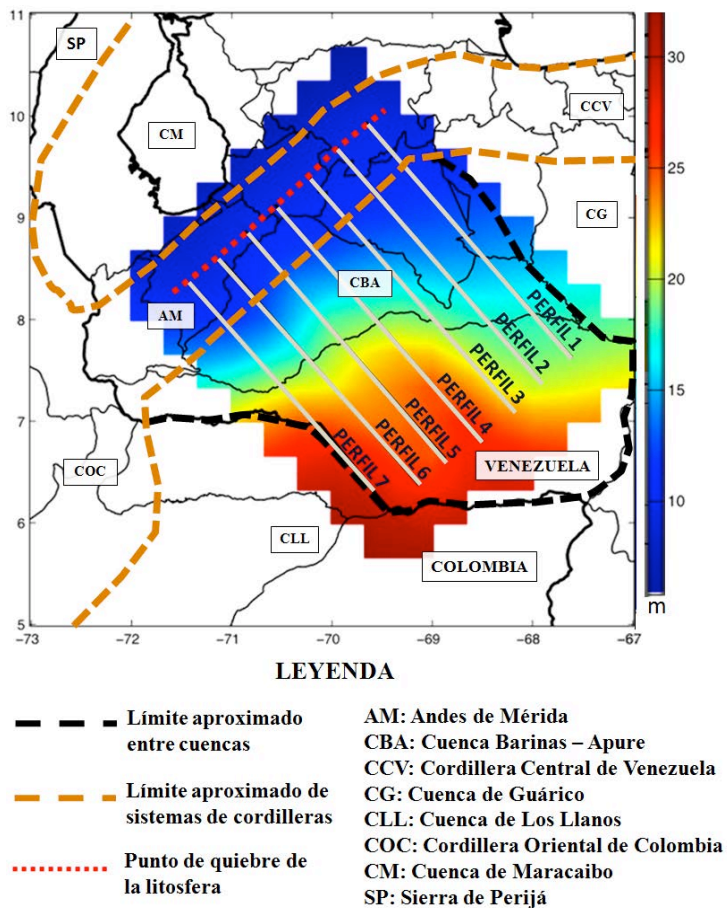


Figura 8. Mapa de espesor elástico efectivo (TEE)

Referencias

- Audemard, F.E., 1991, Tectonics of western Venezuela [Ph.D. Thesis]: Houston, Rice University, 245 p.
- Audemard, F.E., and Audemard, F.A., 2002, Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction, *Tectonophysics* 345, p. 299–327.
- Audet, D. M., and A. B. Watts, 1994, Flexural modelling of the northwest African continental margin with an application to the Canary Islands (abstract), *Eos Trans. AGU*, 75(44), Fall Meet. Suppl., 581.
- Audet, P., and J.-C. Mareschal, 2004, Variations in the elastic thickness in the Canadian Shield, *Earth and Planetary Science Letters* 226, 17–31.
- Bechtel, T.D., Forsyth, D.W., Sharpton, V.L., and Grieve, R.A.F., 1990, Variation of effective elastic thickness of the North American lithosphere, *Nature*, 343, pp. 636–638.
- Bodine, J.H., M.S. Steckler, & A.B. Watts, 1981, Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 86, pp. 3695–3707.
- Burov, E. B., and M. Diament, 1995, The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?, *J. Geophys. Res.*, 100, 3905–3927.
- Caldwell, J. E., Haxby, W. F., Kang, D. E., and Turcotte, D. L., 1976, On the applicability of the universal elastic trench profile. *Earth Planet. Sci., Lett*, 31, pp. 239–46.
- Chacín, L., Jácome, M. I., and Izarra, C., 2005, Flexural and Gravity

- Modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela, *Tectonophysics* 405, p. 155–167.
- Chakravarthi V., Singh S. B., and G. Ashok Babu, 2001, INVER2DBASE – A program to compute basement depths of density interfaces above which the density contrast varies with depth, *Computer & Geosciences* 27, 1127–1133.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro D., Passalacqua, H., and Gou, Y., 1997, Tectonic Inheritance, Crustal Architecture, and Contrasting Structural Styles in The Venezuelan Andes, *Tectonics* 12 (6), p. 777–794.
- Dewey, J.F., 1982, Plate Tectonics and the evolution of the British Isles, *J. Geol. Soc. London*, 139, pp. 371–412.
- Goldberg, D.E., 1989, Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning. Addison-Wesley, Reading, MA, 432pp.
- González de Juana, C., Iturralde, J.M., and Picard, X., 1980, Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas: Caracas, Ediciones Foninves, 1031 p.
- Graterol, V., 1994. Mapa de Anomalía de Bouguer de la República de Venezuela, Compilación 1993. Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica, pp. 162–169. Caracas.
- Hartley, R.W., Watts, A.B., and Fairhead, J.D. 1996, Isotasy of Africa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, pp. 1–18.
- Hinojosa, J. H. and Mickus, K. L., 1993, Foreland Basin—A Fortran program to model the formation of foreland basins resulting from the flexural deflection of the lithosphere caused by a time-varying distributed load, *Computers & Geosciences* Vol. 19, No. 9, pp. 1321–1332.
- Hospers, J., and Van Wijnen, J.C., 1959, The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins, *K. Ned. Akad. Wet., Versl., Gewone Vergad. Af. Natuurk.* (23) 1, p. 1–95.
- Jordan, T.E., and Watts, A.B., 2005, Gravity anomalies, flexure and elastic thickness structure of the India – Eurasia collisional system. *Earth and Planetary Science Letters* 236, pp. 732–750.
- Lowry, A.R., and Smith, R.B. 1994, Flexural rigidity of The Basin and Range-Colorado Plateau-Rocky Mountain transition from coherence analysis of gravity and topography, *J. Geophys. Res.*, 99, pp. 20123–20140.
- Michalewicz, Z., 1992, Genetic Algorithms+Data structures=Evolution Programs. Springer, New York 387 pp.
- Oldenburg, D.W., 1974, The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics* 39 (4), pp. 526–536.
- Ostos, M., Yoris, F., and Avé Lallemand, H.G., 2005, Overview of the Caribbean-South American plate boundary zone, in Avé Lallemand, H.G., and Sisson, V.B., eds., Caribbean-South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394, pp 53–89.
- Parker, R. T., 1972, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. R., Astron. Soc.*, 31, 447–445.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C., and Boutilier, R. 1986, Geodynamic models of convergent margin tectonics: Transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland basin development, *AAPG Bull.*, 70, pp. 181–190.
- Stephan, J.F., 1982, Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla), PhD Thesis, Paris, 512 pp.
- Stewart, J., and Watts A.B. 1997, Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges, *Journal of Geophysical Research* Vol. 102 No. B3, pp. 5327–5352.
- Tankard, A.J. 1986, On the Depositional response to thrusting and lithospheric flexure: Examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins, in *Foreland Basins*, Edited by P.A. Allen and P. Homewood, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 8, 369–392.

- Taylor, J.R., 1982, An introduction to error analysis, University Science Books, California, 270pp.
- Toth, J., Kuszniir, N. and Flint, S., February 1996, A Flexural isostatic model of shortening and foreland basin formation: Application to the Eastern Cordillera and Subandean Belt of NW Argentina, *Tectonics* Vol. 15 No.1, pp. 213-223.
- Tiampo, K. F., Fernandez, J., Jentzsch, G., Charco, M., and J. B. Rundle, 2004, Volcanic source inversion using a genetic algorithm and an elastic-gravitational layered earth model for magmatic intrusions, *Computer & Geosciences* 30, pp. 985-1001.
- Turcotte D., and Schubert G., 1982, *Geodynamics. Application of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley, New York.
- Watts, A. B., 1978, An analysis of isostasy in world oceans, 1, Hawaiian-Emperor seamount chain, *J. Geophys. Res.*, 83, 5989-6004.
- Watts, A. B., and Zhong, S., 2000, Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere, *Geophys. J. Int.* 142, 855-875.
- Watts, A. B., and Torne, M., 1992, Crustal structure and mechanical properties of extended continental lithosphere in the Valencia Trough (western Mediterranean), *J. Geol. Soc. London*, 149, pp. 813-827.
- Young Hong Shin, Kwang Sun Choi, and Houze Xu, 2006, Three-dimensional forward and inverse models for gravity fields based on Fast Fourier Transform, *Computer & Geosciences* 32, pp. 727-738.