

El relieve para las condiciones de la ciudad de Santiago es importante y por eso en la primera etapa es necesario determinar los tipos principales de las formas del relieve, el grado de erosión; para la segunda etapa se detallarán los tipos principales de formas de relieve y el grado de erosión (pendientes); en la tercera etapa se determinarán exactamente las áreas favorables, poco favorables y desfavorables prestando atención al factor del relieve.

Para las zonas llanas como Camagüey y Holguín, pueden unirse las tres etapas en una sola.

De esta forma quedará confeccionado el esquema de micro-regionalización ingeniero-geológica de la ciudad de Santiago de Cuba, que servirá para una mejor valoración constructiva de las áreas de la ciudad y un mayor aprovechamiento de las zonas que componen el plan director de la misma.

REFERENCIAS

1. LOMTADZE, V.D.: Ingeniernaia geologia. Ed. Nedra, 1978.

INTERPRETACION DE PERFILES GRAVIMETRICOS DEL CARIBE Y CUBA ORIENTAL

RESUMEN

En el artículo se explican los fundamentos de una nueva metodología para la solución del problema inverso en gravimetría a través del problema directo, elaborada en el Instituto de Minas de Leningrado.

Sobre la base de dicha metodología se dan los resultados obtenidos en dos perfiles gravimétricos, uno de ellos a lo largo del mar Caribe y otro en la parte oriental de Cuba.

Аннотация

В статье объясняются основы новой методики разработанной в Ленинградском Горном Институте для решения обратной - задачи гравиметрии, посредством прямой задачи.

Приводятся результаты применения этой методики для получения двух геологических профилей: одного вдоль карибского моря и второго по Восточной части Кубы.

INTERPRETACION DE PERFILES GRAVIMETRICOS
DEL CARIBE Y CUBA ORIENTAL

José Rodríguez Pérez
Ing. Geólogo, Ing. Geofísico y CD en Ciencias Geólogo-
Mineralógicas
Profesor Auxiliar del Departamento de Geofísica del ISMMMOA

El problema de la obtención del corte geológico a través de la interpretación de las variaciones de los campos físicos en un área dada, constituye el fundamental de la exploración geofísica.

La aparición en las últimas décadas de la técnica de computación con el empleo de máquinas de gran velocidad ha posibilitado el incremento de métodos de interpretación antes prácticamente inimaginables. En el presente trabajo se aplica la metodología elaborada en la Cátedra de Geofísica del Instituto de Minas de Leningrado por los investigadores S.V. Shalaiev y G.G. Kravsov [5], a la interpretación de un perfil gravitacional a través del mar Caribe en escala 1:10 000 000 y de otro en Cuba oriental a escala 1:500 000. Los fundamentos teóricos del método son los siguientes: supóngase que por medio del parámetro vectorial p se caracterizan las propiedades geométricas y físicas de un determinado ambiente geológico y que el mismo está relacionado con un conjunto de mediciones del campo g_n a través del operador A^{-1} por la siguiente ecuación:

$$p = A^{-1} g_n \quad (1)$$

de donde se puede inferir que

$$g_n = A p \quad (2)$$

lo cual constituye en la exploración geofísica, la solución del así llamado problema directo. Sin embargo, la obtención de una solución única del vector p basada en el conjunto de mediciones g_n directamente de la ecuación (1), es decir, la solución del problema inverso no es posible, ya que el mismo pertenece al tipo de problemas indeterminados puesto que el operador A^{-1} es inestable, no garantizando una dependencia unívoca entre p y los datos de g_n .

Sin embargo, empíricamente ha sido demostrado que existe la posibilidad de resolver la ecuación (1) lo más aproximadamente posible introduciendo en el proceso de interpretación datos cualitativos y cuantitativos complementarios sobre el objeto investigado. Este proceso de modelaje, llamado método de selección, en su esencia presupone la utilización de todos los datos existentes sobre el objeto investigado al confeccionar el modelo del mismo.

Para describir matemáticamente el modelo físico del medio geológico, inicialmente se da un tipo aproximado de modelo, lo que permite pasar del operador integral A de la expresión (2) al operador \bar{A} , el que no es más que una función del parámetro vectorial p . A diferencia del operador inverso A^{-1} , el operador directo \bar{A} posee la propiedad de continuidad, pudiendo ser calculado siempre con bastante exactitud (integración analítica) o aproximadamente (integración numérica). Es decir, en lugar de encontrar la solución de la ecuación (1) se busca una solución aproximada p_0 de la ecuación $\bar{A} p_0 \approx g_n$, la que se minimiza en un número de posibles soluciones P de acuerdo con el tipo de modelo escogido

$$F = \| g_n - \bar{A} p_0 \|^2$$

$$\min F = \mathcal{P}(g_n, \bar{A} p_0)$$

Desde el punto de vista del cálculo, el principio matemático de la modelación conlleva al análisis de la aproximación del gráfico de la anomalía al de la expresión analítica, cuyos parámetros son sometidos a cálculo. Es decir, se procede a la solución del sistema de ecuaciones siguientes:

$$\varphi_{ni} = \phi_i - \nu_i \quad (i = \overline{1, s})$$

en el mismo, los valores teóricos del campo del modelo ϕ_i se diferencian de los correspondientes valores experimentales del campo φ_{ni} en los puntos de observación en una determinada aproximación ν_i , la que contiene en sí tanto los errores instrumentales como los de modelación.

Es necesario señalar que al plantear la solución de un problema geológico por esta vía se debe tener en cuenta lo siguiente:

1. Escoger un modelo físico del medio geológico y en correspondencia con él su expresión matemática.
2. Establecer un criterio para valorar el grado de aproximación del gráfico de campo o el campo de las anomalías a las expresiones analíticas.
3. Encontrar, sobre la base de las condiciones geológicas y otros datos complementarios, los límites de variación de los parámetros buscados.
4. Elaborar un esquema de cálculo para la determinación de los parámetros según los valores anómalos de la fuerza de la gravedad o del campo magnético al existir condiciones complementarias.
5. Valorar la exactitud de la determinación de los parámetros buscados.

Como modelos físicos más frecuentemente empleados por diversos investigadores tenemos los cuerpos de forma geométrica sencilla (esferas, cilindros, etcétera). Los cuerpos complicados han sido descompuestos en un conjunto de cuerpos sencillos (hilos materiales, capas, paralelepípedos, cilindros, etcétera). La forma aproximada del cuerpo geológico se logra por la división del mismo en una infinidad de elementos; no obstante, esto complica en gran medida el cálculo del modelo.

La presente metodología permite, sobre la base de prismas poligonales truncados, crear un modelo de las estructuras geológicas con sus respectivas densidades lo más aproximado posible a la realidad. Los diferentes prismas se escogen a partir del mapa geólogo-estructural, así como de los datos de las densidades que sobre las rocas que componen las estructuras se tengan, utilizando, además, los datos de otros métodos geofísicos (sísmicos, magnetométricos, sismológicos, etcétera).

En la misma se utiliza como elemento del modelo físico un macroprisma poliédrico el que imita a la estructura geológica en su conjunto. En dependencia de la complejidad de la estructura modelada en cada una de ellas se pueden dar uno o más prismas. Esto, además, permite unificar en un gran elemento aquellos cuerpos que espacialmente están separados pero que poseen igual densidad. En la práctica todos los cuerpos geológicos se redondean a figuras prismáticas.

El efecto teórico del modelo con la consideración del fondo a_i se valora para cualquier punto del espacio con coordenadas $\tilde{x}_i, \tilde{y}_i, \tilde{z}_i$ ($i = \overline{1, s}$) por medio de la siguiente expresión

$$\phi_i = \phi_{1i} + a_i' = \sum_{j=1}^m a_{ij} \delta_j + a_i' \sum_{j=1}^m \delta_j \sum_{r=1}^{n_j} \rho_{ir} a_{ijr} + a_j$$

donde a_{ijr} es la atracción del prisma con densidad unitaria, el que se aproxima a la estructura con densidad δ_j ; ρ_{jr} es la característica relativa a la variación de la densidad δ_j dentro del elemento estructural (se supone igual a la unidad). El aspecto de la componente del fondo se toma sobre la base de las condiciones físico-geológicas existentes y del carácter del campo observado, así como del tipo de tarea que se resuelve (bien sea en área o por perfiles):

$$a_i^j = a\tilde{x}_i + b\tilde{y}_i + C; a_i^j = a\tilde{x}_i + C; a_i^j = C; a_i^j = 0$$

Al usar esta metodología de cálculo los modelos estructurales de densidad se dividen en dos grupos.

Un primer grupo es aquel en que se calculan parámetros geométricos relacionados con las características del campo, como ejemplo las coordenadas x_{kjr} , z_{kjr} de los vértices de las secciones normales del prisma; los coeficientes A_{qjr} , B_{qjr} y C_{qjr} de la ecuación del plano que limita la extensión lateral de la superficie del prisma y los ángulos ω_{jr} y φ_{jr} que orientan los prismas en el espacio. En el paso siguiente, al elegir el modelo de densidades estos parámetros se fijan y basado en ellos se calcula la matriz $G = (a_{ij})$ $i^s = 1, j = \overline{1, m}$. Después se investiga el vector $p = p(\delta_1, \delta_2, \dots, \delta_m, a, b, c, k)$ del grupo de parámetros lineales por medio de la solución del siguiente problema de programación lineal.

Es decir, se encuentra el mínimo de la función, de manera que $\Psi = \bar{K}$ con las limitaciones siguientes:

$$|\Delta g_i - \Phi_i| \leq \nu_i \bar{K} \quad (i = \overline{1, s});$$

$$\delta_{nj} \leq \delta_j \leq \delta_{bj} \quad (j = \overline{1, m});$$

$$\sum_{j=1}^m e_{qj} \delta_j = dq \quad (q = \overline{1, m}; m_1 \leq m);$$

$$a_{nt}^i \leq a_t^i \leq a_{bt}^i \quad (t = 1, m_2; m_2 \leq 3)$$

Los valores inferiores δ_{nj} , y superiores δ_{bj} son los límites de variación de la densidad δ_j ; y los coeficientes e_q y d_q se calculan de las relaciones conocidas de las masas y de las densidades de las estructuras modeladas; las mismas pueden ser dadas sobre la base de los datos del estudio de las propiedades físicas de las rocas. Los límites de variación del fondo a_{nt}^i y a_{bt}^i en diferentes puntos del espacio t se dan partiendo de la valoración inicial del límite del campo Δg y de las posibilidades de la magnitud de la anomalía de los cuerpos geológicos alejados y no incluidos en el modelo. Se da como uno de los datos primarios una cierta constante ν_i , lo que garantiza el suavizado o aproximación de las anomalías.

En el segundo caso se incluyen modelos más complicados, compuestos de muchos elementos estructurales; la corrección de la variante es necesario hacerla a mano y las correcciones a los parámetros geométricos realizarlas sobre la base del análisis conjunto de los diferentes datos geólogo-geofísicos, la solución de p , de la curva ϕ y su descomposición en curvas del efecto de cada elemento estructural por separado.

La información necesaria para obtener las curvas señaladas para el p dado se contienen en la matriz G , lo que evita el gasto de gran tiempo complementario de la computadora para la selección de la tarea directa. La prueba de nuevas variantes del modelo se continúa hasta obtener una coincidencia aceptable de los campos. La estabilidad definitiva de la variante se comprueba a través de su selección repetida, pero esta vez sin la limitación de la densidad calculada.

Como regla, en la práctica se investigan modelos de densidad en los que una gran parte de los parámetros geométricos se pueden establecer a través de informaciones de perforaciones, de investigaciones sísmicas así como de otros métodos geofísicos. Aplicando a condiciones semejantes la presente metodología es posible la automatización de la variación de algunos parámetros no lineales, los que caracterizan a una estructura particular del modelo. Para ello es posible introducir el argumento generalizado h en dependencia del cual se determina la magnitud de las correcciones Δx , Δz y de las coordenadas $x_{k,jr}$, $z_{k,jr}$ de uno o varios vértices, de una o varias caras de los prismas o de la magnitud de las correcciones ΔA , ΔB , ΔC , $\Delta \omega$, $\Delta \varphi$ hacia otros parámetros no lineales del modelo. Posteriormente, en el segmento dado $[h_1, h_2]$ el que por el número indicador q se divide en $q - 1$ intervalos, se busca la función mínima $\bar{K} = H(h)$. Así sucesivamente se solucionan toda una serie de tareas para la variable h , las que toman los valores $h^{(1)} = h$, $h^{(2)} = h^{(1)} + \Delta h$ ($Z = 2q$). De esta forma en la matriz G calculada con el paso $Z = 1$ se somete a variación sólo la columna j que se corresponde a los elementos estructurales con geometría variable. La investigación de la función $\bar{K} = H(h)$ con una variación dirigida de la forma del elemento estructural se relaciona con la valora-

ción de la exactitud de determinación del parámetro buscado y la estabilidad de la solución.

El algoritmo así obtenido se ha programado en la computadora soviética Minsk-32 utilizándose actualmente en numerosos centros de investigación geológica de la URSS.

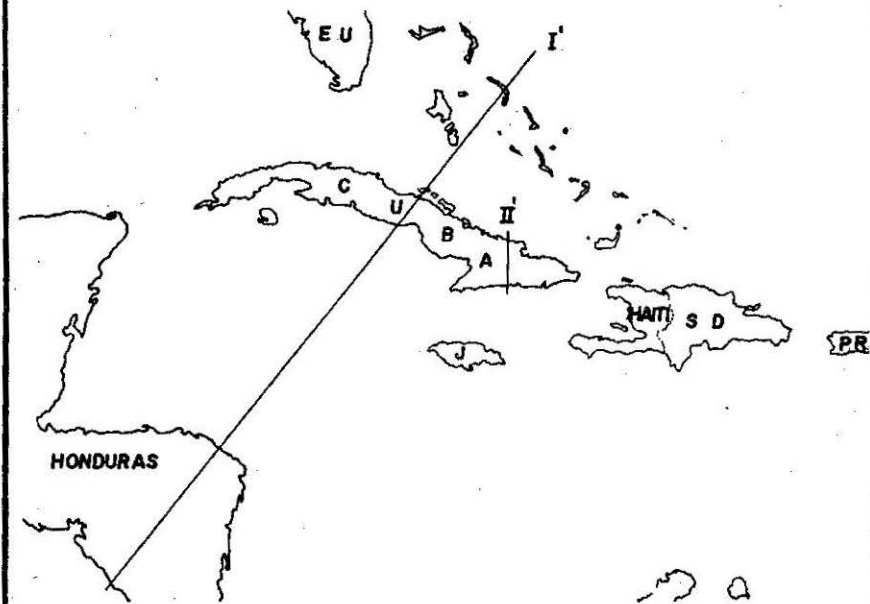


Fig. 1. Ubicación de los perfiles.

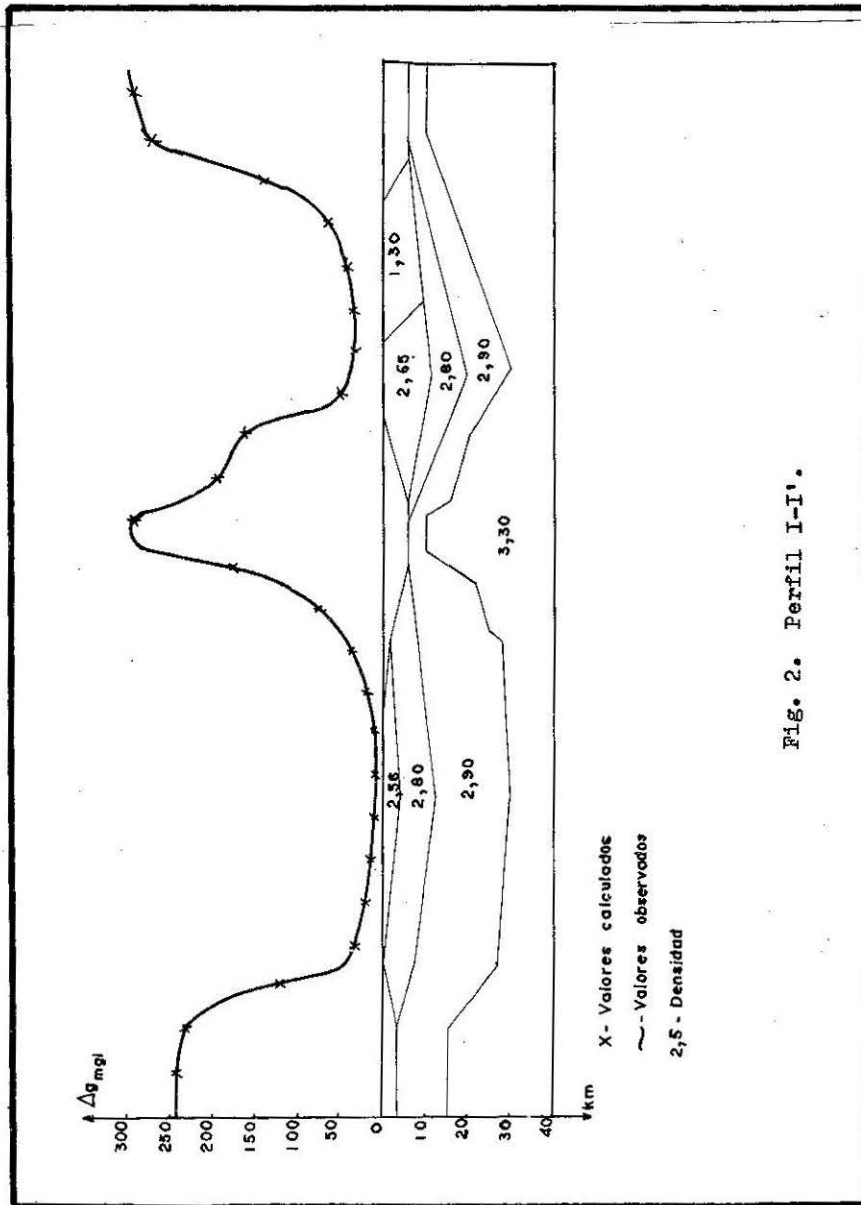
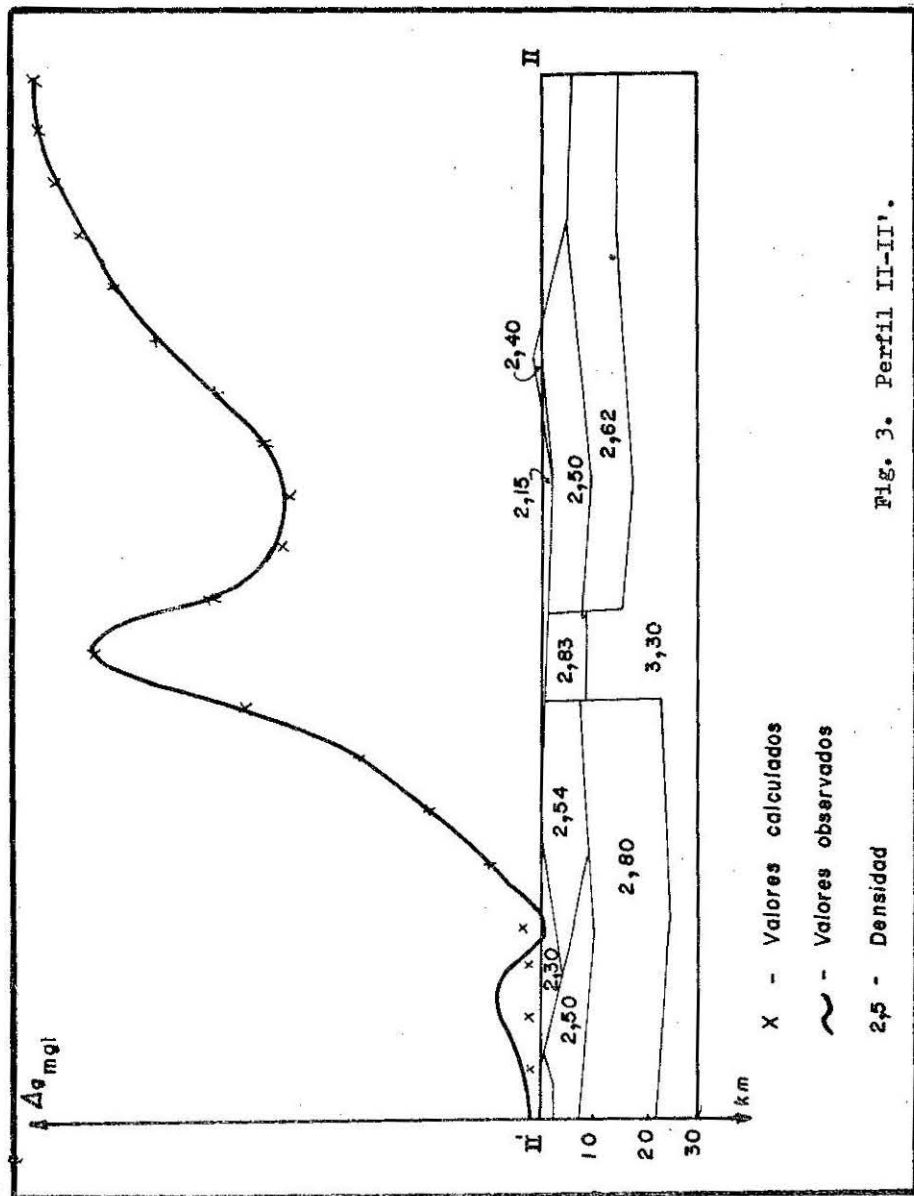


Fig. 2. Perfil I-I'.

Sobre la base de la metodología explicada fue confeccionado un modelo de estructura para la región del mar Caribe desde Nicaragua hasta el banco de Las Bahamas. Para la confección del perfil fueron tomados como punto de referencia los datos aportados por diferentes investigaciones de carácter local y regional efectuadas con distintos métodos geofísicos [1,2,3,4,6]. Una vez confeccionada la primera variante se introdujeron los ajustes necesarios a fin de lograr la mejor coincidencia de las curvas observadas y calculadas sin variar los datos de mayor confiabilidad obtenidos por otros métodos más exactos. Como resultado final fue obtenido el perfil que se ilustra en la Figura 2. En ella se dan las profundidades de las capas fundamentales de la litosfera en el área así como las densidades obtenidas para las mismas. Resulta de interés el hecho que en el mar Caribe, a lo largo del perfil, sólo puede ser caracterizada como corteza oceánica típica el área de la fosa Caimán. Es también interesante la densidad promedio obtenida para el territorio de Cuba ($\rho = 2,65$), lo cual puede justificarse por el alto grado de desarrollo de las formaciones ígneas de elevada densidad. La misma se puede comparar con la obtenida para la estructura de la plataforma de Las Bahamas con sólo 2,30. lo que refleja su carácter carbonatado-evaporítico.

En la Figura 3 se muestra el perfil calculado sobre la parte oriental de Cuba en el área del máximo Lewiston. En este perfil, al igual que en el anterior, se da el esquema estructural con las densidades obtenidas. La diferencia entre los niveles del campo gravitacional al norte y sur de Cuba, como se ve, sólo puede ser explicada por una menor profundidad de yacencia de la corteza terrestre en el sur. El máximo Lewiston se comporta como una zona levantada del manto o en última instancia como una zona de elevada densidad debida probablemente a fenómenos de metamorfismo regional.



REFERENCIAS

1. BOVENKO, V.G., B.E. Sherbakova y J. Hernández: "Nuevos datos geofísicos sobre la estructura profunda de Cuba oriental" en revista Geología (en ruso), no. 5, 1980.
2. BOVENKO, V.G., B.E. Sherbakova y J. Hernández: "Relieve de la superficie de Mojoyovich en los límites de la parte oriental de Cuba". Discursos de la Academia de Ciencias de la URSS (en ruso), t. 256, no. 3, 1980.
3. BOWIN, C.G.: "Geophysical Study of the Cayman Trough" en Jour. Geophys. Research, v. 73, pp. 5159-5173.
4. CASE, J.B., L.G. Durán, A. López y W.H. Moore: "Tectonic Investigations in Western Columbia and Eastern Panama", en Geol. Society of Am. Bull., v. 32, pp. 2685-2712, Oct. 1971.
5. KRAVSOV, G.G.: "Algoritmización de los procesos de determinación de los parámetros de las formaciones geológicas por anomalías magnéticas y gravimétricas". Trabajo de disertación (en ruso), Instituto de Minas de Leningrado, 1977.
6. SHERBAKOVA, B.E., V.G. Bovenko y J. Hernández: "Relieve de la superficie de Mojoyovich en los límites de la parte occidental de Cuba". Discursos de la Academia de Ciencias de la URSS (en ruso), t. 238, no. 3, 1978.