



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

**"EVALUACION DE LAS TECNICAS MAS EMPLEADAS EN
EL CALCULO EN 2 DIMENSIONES DE LA PROFUNDIDAD
DE LAS MASAS ANOMALAS QUE DISTORSIONAN EL
CAMPO GRAVIFICO."**

T E S I S

Que para obtener el Título de
I N G E N I E R O G E O F I S I C O

p r e s e n t a

JOSE OLIVIO ALVARADO REYES

MEXICO, D. F.

1982



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



FACULTAD DE INGENIERIA
EXAMENES PROFESIONALES
60-1-17

Al Paciente señor ALVARADO REYES JOSE OLIVIO,
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud relativa, me es grato transcribir a usted a continuación el tema que aprobado por esta Dirección propuso el Prof. Ing. Guillermo Hernández Poedano, para que lo desarrolle como tesis en su Examen Profesional de INGENIERO GEOFISICO.

"EVALUACION DE LAS TECNICAS MAS EMPLEADAS EN EL CALCULO EN 2 DIMENSIONES DE LA PROFUNDIDAD DE LAS MASAS ANOMALAS QUE DISTORSIONAN EL CAMPO GRAVIFICO"

- I Introducción
- II Campo gravifico normal y las causas de su distorsión
- III Anomalia gravimétrica
- IV Efecto regional y residual
- V Masa anómala
- VI Determinación en 2 dimensiones de la profundidad del cuerpo anómalo
- VII Análisis de las técnicas del cálculo de la profundidad
- VIII Conclusiones
- Bibliografía

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento de lo establecido por la ley de Profesores, deberá prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así como de la disposición de la Dirección General de Servicios Escolares en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F., a 23 de febrero de 1962
EL DIRECTOR

Javier Jiménez Espinosa

JJE 'MRV' mll.

INDICE

		PAGS.	
CAPITULO	I	INTRODUCCION	1
		1.1.- Importancia del estudio.	4
		1.2.- Limitaciones del trabajo.	5
CAPITULO	II	CAMPO GRAVIFICO NORMAL Y LAS CAUSAS DE SU DISTORSION.	7
		II.1.- Gravedad terrestre.	7
		II.2.- Variación de la gravedad.	11
		II.3.- Esferoide y Geoide	14
		II.4.- Variación de la Gravedad con la Latitud.	17
		II.5.- Variación de la Gravedad con la Elevación.	18
		II.6.- Causas de la Distorsión del Campo Gravífico.	21
		II.7.- Gravedad de Bouguer	23
CAPITULO	III	ANOMALIA GRAVIMETRICA	29
		III.1.- Concepto de Anomalia Gravimétrica	29
		III.2.- Tipos de Anomalías Gravimétricas.	31
		III.3.- Factores que influyen en las anomalías.	33

	PAG
III.4.- Anomalia de Aire-Libre.	34
III.4.a.- Corrección de Aire-Libre.	36
III.5.- Anomalia de Bouguer.	38
III.5.a.- Corrección de Bouguer.	41
III.6.- Anomalías Isostáticas.	44
III.6.a.- Correcciones Isostáticas	47
III.6.b.- Método de Pratt-Hayford.	49
III.6.c.- Método de Airy-Heiskanen.	50
III.6.d.- Método de Vening-Meinesz.	52
 CAPITULO IV EFECTOS REGIONAL Y RESIDUAL.	 55
 CAPITULO V MASA ANOMALA	 67
V.1.- Concepto de Masa Anómala.	67
V.2.- Efecto del tamaño de la Masa Anóma la.	69
V.2.a.- Efecto de la Profundidad	71
V.2.b.- Efectos del Contraste de densidad	72
V.2.c.- Efecto de la Posición.	74
V.3.- Cálculo de la Masa Anómala.	75
 CAPITULO VI DETERMINACION EN DOS DIMENSIONES DE LA PRO FUNDIDAD DEL CUERPO ANOMALO.	 82
VI.1.- Método de D. C. Skeels.	82
VI.2.- Método de P. Bott. y A. Smith.	87
VI.3.- Método de Manik Talwani, L. Worzel y H. Landisman	89

		PAGS.
CAPITULO VII	ANALISIS DE LAS TECNICAS DEL CALCULO DE LA PROFUNDIDAD.	94
CAPITULO VIII	CONCLUSIONES.	119
	BIBLIOGRAFIA.	121

CAPITULO I

INTRODUCCION

Uno de los usos principales de los perfiles y mapas de anomalías gravimétricas, es la determinación de la profundidad a la parte superior, o algún otro punto del cuerpo causante de una anomalía en el campo observado. Estos procesos no pueden ser usualmente llevados a cabo sin una serie de pasos presedentes, tal como aislar el regional y el residual de un mapa, y a la separación de efectos de disturbios de anomalías adyacentes. Cualquier error en estos procesos, serían la causa de incertidumbre en el cálculo de profundidades finalmente interpretado. En general, hay un gran número de influencias de otros factores en métodos de cálculo de la profundidad en forma aproximada. Este trabajo está relacionado con técnicas que determinan en 2 dimensiones la profundidad de cuerpos anómalos, como son los métodos de: D. C. SKEELS, P. BOTT y A. SMITH y M. TALWANI, L. WORZEL y M. LANDISMAN.

Algunas técnicas para la determinación de la profundidad tienen bases matemáticas, como son para el presente trabajo, las técnicas de BOTT-SMITH y TALWANI, WORZEL y LANDISMAN, mientras que otras son puramente derivadas de estudios de modelos como es el caso de la técnica de SKEELS tratadas en es-

te trabajo.

Para el desarrollo de esta tesis, fueron seleccionados 5 cuerpos de forma bidimensional, debido que es el objetivo del presente trabajo, Figura 1.A, de estos cuerpos mencionados, 3 de ellos tienen las mismas dimensiones, pero varían en profundidad.

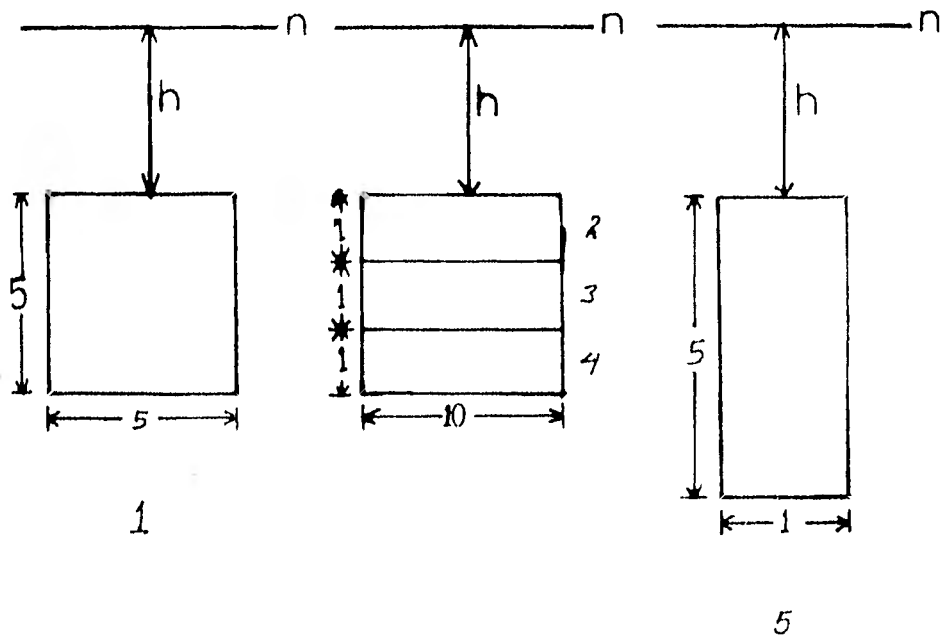


Figura 1.A

Los otros dos tienen dimensiones diferentes.

El contraste de densidad usado para los 5 cuerpos fue -

de 0.1 gr/cm^3 . Para probar la técnica de BOTT-SMITH sólo fueron tomados en cuenta los datos de la parte derecha de los -- perfiles causados por los cuerpos anómalos, y son probadas -- las 5 curvas. Para probar la técnica de Skeels, se dibujan -- las curvas completas, pero sólo fueron tomados en cuenta la -- mitad de los datos, debido a que los datos de las curvas son simétricos.

Solo son probadas para este método las curvas de los -- cuerpos 1, 2, 3 y 5, las cuales fueron suficientes para el -- análisis de esta técnica.

Las dimensiones de estos 5 cuerpos son:

Cuerpo 1: $5 \times 5 \text{ Km}$

Cuerpo 2: $1 \times 10 \text{ Km}$

Cuerpo 3: $1 \times 10 \text{ Km}$

Cuerpo 4: $1 \times 10 \text{ Km}$

Cuerpo 5: $5 \times 1 \text{ Km}$

1.1 Importancia del Estudio

Entre la variedad de métodos que existen en la actualidad para la determinación de la profundidad máxima de un cuerpo anómalo, que distorsiona el campo gravífico, algunos requieren de cálculos más sofisticados y laboriosos, y además requieren el uso de computadoras, debido a que la técnica de proceso de cálculo es muy tediosa y no podrían ser operadas en forma manual

En el presente trabajo, es tomado en cuenta el método de WORZEL y LANDISMAN, que utiliza el uso de computadoras pero debido a que este método puede ser usado para casos de cuerpos irregulares, es necesario tener conocimiento de la geología local.

Otros métodos, no requieren de los equipos de computación pero sí requieren previo conocimiento de la geología local o parámetros del cuerpo anómalo. De estos métodos, en esta tesis tratamos los de BOTT-SMITH y SKEELS, para casos de cálculo en 2 dimensiones de la profundidad del cuerpo anómalo, y que están basados en la observación directa de perfiles gravimé-

tricos, y que son de suma importancia, porque se pueden aplicar en la primera etapa de los procesos de interpretación en forma más precisa y rápida.

1.2 Limitaciones del Trabajo

Del estudio realizado en esta tesis, se comprobó en el caso del método de Skeels, que cuando los valores de los parámetros calculados de F y M eran muy grandes, se salían de la gráfica que utiliza el método para sus cálculos y demostración y ya no era posible determinar los otros parámetros que te determinan forma y profundidad del cuerpo.

Para el método de Bott-Smith se comprobó que entre más se hacían pruebas fijando los valores de X_1 y moviendo X_2 , para distintos valores de distancia, el método ya no daba un cálculo de profundidad confiable.

Para el método de Talwani, Worzel y Landisman, estriba las limitaciones en que no es bueno para cuerpos de forma muy caprichosas, debido que para procesar toda la información de dicho

cuerpo, el cálculo se llevaría más tiempo de -
máquina, lo que redundaría en el costo del pro-
cesamiento.

C A P I T U L O II

CAMPO GRAVIFICO NORMAL Y LAS CAUSAS DE SU DISTORSION.

II.1 Campo Gravitacional TerrestreFigura de la Tierra.

La expresión "Figura de la Tierra", puede tener varias interpretaciones, de acuerdo en el sentido en que se use y el grado de precisión con que se trate de definirla. La superficie más aparente para nosotros, es la superficie topográfica real de la Tierra, con sus montañas, valles y otras formas terrestres continentales y oceánicas. Esta es la superficie sobre la cual se hacen realmente las mediciones del campo gravitacional, pero debido a las irregularidades que presenta su forma, esto no se presta para cálculos matemáticos.

La superficie terrestre es de interés para el geógrafo, el topógrafo, así como para el geodesta y el prospector geofísico, en lo que respecta a la influencia que los accidentes del terreno tienen sobre la gravedad.

Con el objeto de simplificar el cálculo de las posiciones sobre la superficie de la Tierra, - se ha adoptado una superficie matemática que se parece a la que en realidad tiene la Tierra. Podríamos escoger una esfera aunque esa aproximación es muy burda. La Tierra no es exactamente una esfera, porque está ligeramente achatada en sus polos y se abulta en el Ecuador. - La forma de la Tierra se presenta matemáticamente con más precisión por un elipsoide de revolución.

Este elipsoide es el tipo de figura que obtendríamos si hicieramos girar un disco ovalado - alrededor de su diámetro menor. El tamaño de la elipse se designa generalmente por el radio del Ecuador. Este radio se llama semieje mayor y se designa con la letra A en la Figura 11.1.1. La forma del elipsoide está dada por el achatamiento f . El achatamiento indica en qué medida el elipsoide se acerca a la esfera, - siendo la diferencia real con respecto a la esfera muy pequeña. Figura 11.1.2.

Los puntos sobre el elipsoide pueden definirse por la longitud y la latitud geodésicas. Las

mediciones sobre la superficie de la tierra no se efectúan sobre un elipsoide matemático, si no que están referidas a una tercera superficie llamada Geoide.

Como el elipsoide es una superficie regular y el geode irregular es claro que no coincidirán Figura 11.1.3. Las dos superficies pueden intersectarse, en cuyo caso se formarían un ángulo entre las dos. Este ángulo es el mismo que forman las normales a cada una de ellas y se conoce como desviación de la vertical.

Lo que queremos decir por figura de la tierra, depende del tipo de superficie que estemos tratando de describir, de aquí se concluyen 3 puntos:

- 1) La superficie que corresponde al relieve topográfico con montañas, valles y fondos de océanos.
- 2) La superficie matemática, que corresponde a un elipsoide de revolución, y adoptada como lo más conveniente para cálculos matemáticos.
- 3) La superficie potencial o Geoide la cual -

están referidas las medidas de gravedad hechas sobre la superficie terrestre.

El valor teórico de la gravedad representa la fuerza combinada de la atracción de la tierra debido a la gravedad y de la fuerza centrífuga debido a la rotación de la tierra. Figura 11.1.3

El valor teórico de la gravedad en un punto sobre la superficie del elipsoide depende tanto del tamaño como de la forma del elipsoide, así como del valor observado de la gravedad en el Ecuador. La tierra no es un elipsoide perfecto y como existen variaciones en las densidades de los materiales de la corteza y en el subsuelo, la gravedad observada en la superficie de medición variará de un punto a otro.

11.2 Variación de la Gravedad

Al calcular la variación de la gravedad por medio de la ecuación:

$$a = G \frac{m}{r^2} \quad (11.2.1)$$

se dijo que la ecuación resultante era más ó - menos igual a la aceleración de la gravedad sobre la superficie terrestre, pues en ella se está considerando que la tierra es completamente inmóvil, esférica, homogénea y no está influenciada por los efectos de los planetas. La fuerza centrífuga causada por los movimientos de rotación alrededor de su eje, ha hecho que ésta se alargue en el Ecuador y se achate en los Polos, tomando aproximadamente la forma de un elipsoide de revolución. Como resultado de este equilibrio, el radio ecuatorial de la tierra es aproximadamente 21 Km más grande que el radio polar. Como la fuerza centrífuga y el radio de la tierra son mayores en el Ecuador que en los polos, la atracción de la gravedad es menor en el Ecuador que en los polos, variando según la latitud del lugar, pudiéndose determinar por medio de la fórmula de la gravedad, que está referida al elipsoide internacio

nal. El valor que representa esta aceleración es perpendicular al elipsoide.

Debido a la inhomogeneidades de la distribución de masas en la tierra, la fuerza de atracción de la gravedad no es perpendicular al elipsoide de referencia, si no a otra superficie llamada geoide. El elipsoide internacional se supone que coincide con el nivel medio del mar, unido supuestamente bajo la superficie terrestre.

Si tomamos como referencia la superficie del mar, la atracción de la gravedad en cualquier punto de la superficie terrestre variará con la elevación del terreno, por la atracción de las rocas situadas entre dos niveles y por el efecto de exceso ó déficit de masa hacia arriba ó hacia abajo del plano paralelo a la superficie del mar que pasa por dicho punto, a este efecto se le da el nombre de efecto de aire libre, efecto de Bouguer y efecto topográfico respectivamente.

En prospección gravimétrica, el valor absoluto de la gravedad no presenta intereses inmedia-

tos, si no que en su lugar, importan especialmente, las mediciones relativas. Estas dan la diferencia " Δg " entre la gravedad en el punto de observación y en el otro que se toma como base. A las diferencias observadas, se aplican correcciones debido a las variaciones de la gravedad provocada por los efectos, mencionados anteriormente, con el objeto de reducir las mediciones a un mismo plano de referencia, que puede ser el nivel del mar, ó cualquier otro plano arbitrario, puesto que las observaciones son relativas.

Los valores de "g" observados y corregidos al punto de observación, proporcionan información acerca de los cambios de densidad de las rocas abajo de la superficie que se tomó la observación.

11.3 El Esferoide y el Geoide

El conocimiento de la forma exacta de la tierra, ha sido de gran interés desde los tiempos de Newton. Esta forma puede determinarse a partir de las mediciones astronómicas, geodésicas y gravitacionales.

En general, la forma de la tierra se expresa en términos de las dimensiones de un elipsoide o esferoide de referencia como se muestra en la Figura 11.1.1. Estas dimensiones han sido determinadas repetidamente, obteniéndose en cada ocasión aproximadamente los mismos resultados. Internacionalmente son aceptados los siguientes datos:

$$a = \text{Radio Ecuatorial} = 6'378,388 \text{ m (11.3.1)}$$

$$b = \text{Radio Polar} = 6'356,909 \text{ m (11.3.2)}$$

otra medición que es necesaria dar para pronta referencia es el achatamiento, definido como:

$$f = \frac{a-b}{a} \quad (11.3.3)$$

y cuyo valor en este caso será de:

$$f = 297.0 \quad (11.3.4)$$

Si la tierra fuera en efecto inmóvil, esférica homogénea y que no estuviera influenciada por los efectos de los planetas y perfectamente -- sin variaciones laterales de densidad, su superficie correspondería exactamente a la dada por este esferoide de referencia Figura 11.1.1. En este caso, dicha superficie sería una superficie a nivel y la dirección de la gravedad -- (vertical) sería perpendicular a esta superficie en cualquier punto considerado. En realidad la distribución de masas en la tierra no es uniforme, por lo cual existen desviaciones entre la verdadera superficie a nivel y la del esferoide. Podemos considerar que la verdadera superficie a nivel corresponde a la de la superficie de los océanos. Esta superficie a nivel así definida es llamada Geoide Figura -- 11.1.3.

Una plomada seguirá una dirección normal (la vertical) al geoide, y a un nivel común indicará una superficie paralela al geoide.

El geoide es una superficie a nivel, ondulada por las variaciones de densidad dentro de la tierra y por las irregularidades topográficas de la superficie. La evidencia de estas ondulaciones del geoide están dadas por las pequeñas desviaciones de la plomada respecto a la perpendicular al geoide. La plomada tiende a desviarse hacia las zonas de exceso de masa.

Las desviaciones de la vertical pueden determinarse por medio de mediciones geodésicas, astronómicas, siendo éstas de valores pequeños, del orden de segundos de arco. Así mismo las desviaciones del geoide respecto al esferoide son pequeñas del orden de unas decenas de metros.

11.4 Variación de la Gravedad con la Latitud

Anteriormente, se describieron los fenómenos - que dan lugar a que la gravedad varíe del Ecuador a los polos, es decir con la latitud geográfica. Esta variación es importante en la prospección gravimétrica, ya que su magnitud es grande y aproximadamente igual a 5 gales.

Existen varias fórmulas para el cálculo de la gravedad sobre el esferoide. Estas fórmulas varían ligeramente según el achatamiento y los radios "a" y "b" del esferoide considerado. La fórmula internacional comúnmente utilizada, corresponde al esferoide definido anteriormente, y es:

$$G_T = 978.049(1 + 0.0052884 \text{ sen}^2\theta - 0.0000059 \text{ sen}^2\theta) \quad (11.4.1)$$

en donde "G_T" es la gravedad en gales correspondiente a un punto de latitud cero sobre el esferoide, el cual, por simplicidad y sin cometer errores notables, podemos considerar coincidente con el nivel del mar.

11.5 Variación de la Gravedad con la Elevación

Debido a que un punto en una elevación más alta, está más lejos del centro de la tierra y -- por lo tanto tiene una aceleración gravitacional menor que otra a una elevación menor.

La razón de esta variación normal, o gradiente vertical, puede ser calculada exactamente de -- la fórmula función de la tierra.

Esto puede ser mostrado aproximadamente como -- sigue:

$$g = \frac{GM}{R^2} \text{ ----- (11.5.1)}$$

donde M es la masa total de la tierra y R su -- radio. El gradiente vertical es:

$$\frac{dg}{dz} = \frac{dq}{dR} = \frac{2GM}{R^3} = \frac{2g}{R} \text{ ----- (11.5.2)}$$

Si tomamos el radio medio de la tierra - - -
 $R = 6.367 \times 10^8$ cm y para el valor teórico de la gravedad al nivel del mar y a una latitud -- de 45° , $g = 981.629$ gales, entonces:

$$\frac{dg}{dz} = \frac{2 \times 981.629}{6.367 \times 10^8} = 0.3086 \times 10^{-5} \text{ gal/cm}$$

Por lo tanto:

$$\frac{dg}{dz} = 0.3086 \text{ mgal/m} \text{ -----} \quad (11.5.3)$$

Hay un pequeño término de segundo orden que es despreciable sólo a elevaciones altas. De acuerdo a Heiskanen y Meinesz, este término asciende a solo: 0.07 mgal para una elevación de 1 000 m, 0.3 mgal para 200 m y 1.7 mgal para 5 000 m.

Esto está casi siempre despreciado, y la corrección de aire-libre es calculada como 0.3086 mgal/m.

Si una corrección propia para este efecto de elevación no fuera hecha, un mapa de gravedad estaría fuertemente afectado por diferencias en elevación entre puntos diferentes de medición.

La corrección simple para la elevación, usando la constante dada ecuación (11.5.3). Se llama corrección de aire libre, ya que es calculada como si el punto de elevado de medición fuera libremente suspendido en el aire, sin cualquier

relación para los efectos de la atracción de la masa de materia entre la elevación del punto de medida y la elevación de referencia.

11.6 Causas que Distorsionan el Campo Gravífico

Si la tierra fuera un fluido perfecto sin variaciones laterales en su densidad, su superficie correspondería, como se mencionó anteriormente, a un elipsoide de revolución ideal. El llamado elipsoide normal representado por la fórmula internacional de la gravedad. (11.4.1)

Esto sería, una superficie de nivel, y la dirección de la gravedad en cualquier lugar sería perpendicular a esta superficie, además el campo gravitatorio a una altura H sobre el esferoide se comportaría como una superficie equipotencial esférica.

Diversos estudios y observaciones, han demostrado que la tierra no se comporta como tal, sino que presenta irregularidades topográficas, cambios de densidad en los materiales que la constituyen.

El método gravimétrico ha descubierto y medido las variaciones laterales de la atracción de gravedad del suelo que están asociadas a cambios de la densidad de los materiales próxi-

mos a la superficie, qué son las causas fundamentales de la distorsión del campo terrestre normal.

Muchas estructuras geológicas interesantes en la prospección geofísica dan lugar a las deformaciones en la distribución normal de la densidad en el interior del suelo, que originan en el campo gravitatorio terrestre, anomalías que pueden servir de diagnóstico.

Estas anomalías son muy pequeñas en comparación con la magnitud de la atracción total de la tierra, que sólo pueden ser medidas con instrumentos extremadamente sensibles.

11.7 Gravedad de Bouguer

Supóngase que dos estaciones de gravedad están a diferentes elevaciones como los puntos A y B de la Figura 11.7.1 y deseamos calcular cual sería la diferencia de gravedad si ellas estuvieran al mismo nivel.

Si simplemente corregimos la estación B a la elevación de A por la corrección de aire-libre que después se discutirá, no habremos tomado la atracción en B de la masa de material bajo B, la cual no estaría presente si B estuviera al mismo nivel de A. La corrección para la atracción de este material se llama comunmente corrección de Bouguer.

Si la topografía es bastante plana, la atracción del material debajo de la estación B está dada por la expresión para una losa infinita de espesor H y densidad ρ , la atracción de esta losa es:

$$G = 2\pi G\rho H \text{ ----- (11.7.1)}$$

la cual tomando

$$G = 6.673 \times 10^{-8} \text{ cgs}$$

nos da

$$G = 0.04193h \text{ mgl/m} \quad (11.7.2)$$

El efecto de Bouguer bajo la estación B tiende a incrementar la gravedad, y por lo tanto se opone al efecto de aire-libre. Por lo cual las correcciones de Bouguer y aire-libre son de signo opuesto. Dado que ambas incluyen la altura, se combina y determinan la existencia de un factor que depende de la densidad de las rocas debajo de la estación.

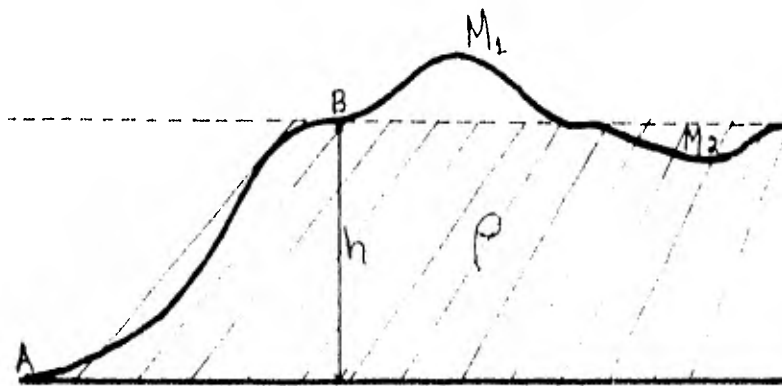


Fig. 11.7.1

Por lo tanto la gravedad de Bouguer estará dada por:

$$G_B = G_{obs} + \delta_f + \delta_B - \gamma_0 \quad \text{-----} \quad (11.7.3)$$

donde:

G_{obs} = es la gravedad observada

δ_f = corrección de aire-libre

δ_B = es la corrección por la placa de Bouguer

γ_0 = gravedad teórica

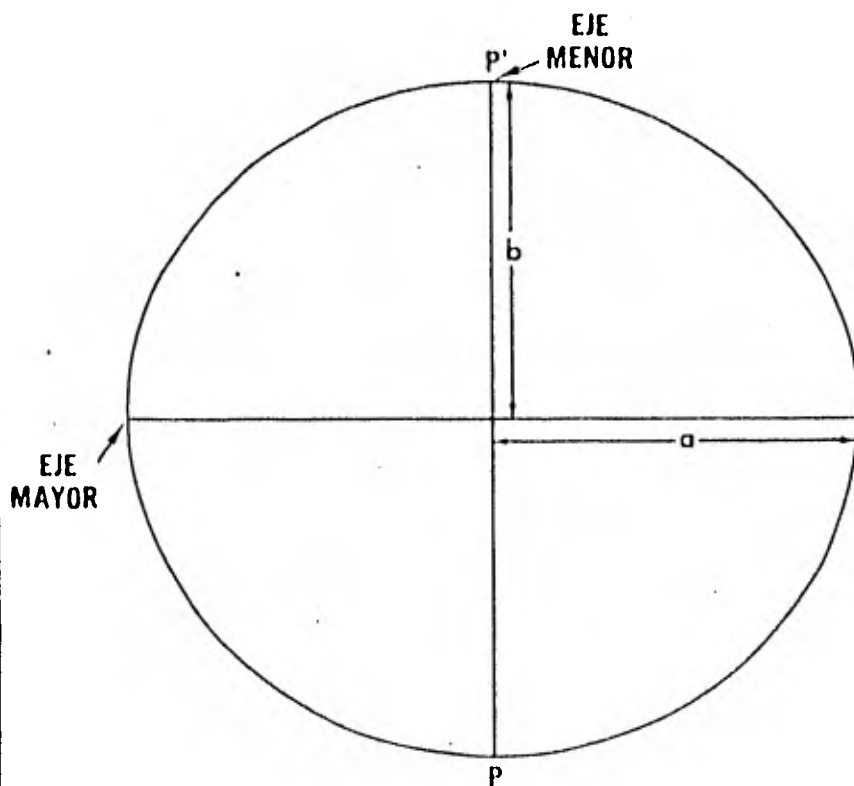
entonces:

$$G_B = G_{obs} + \delta_f - 2\pi\rho h - \gamma_0 \quad \text{-----} \quad (11.7.4)$$

La cual es escrita comunmente como:

$$G_B = G_{obs} + [0.3086 - 0.04193\rho] h - \gamma_0 \text{ mg} \quad \text{--} \quad (11.7.5)$$

ELEMENTOS DE UNA ELIPSE



a = UNA MITAD DEL EJE MAYOR = SEMIEJE MAYOR

b = UNA MITAD DEL EJE MENOR = SEMIEJE MENOR

f = ACHATAMIENTO = $\frac{a - b}{a}$

PP' = EJE DE REVOLUCION DEL ELIPSOIDE TERRESTRE

FIGURA 11.1.1

EL ACHATAMIENTO DE LA TIERRA ES
APPROXIMADAMENTE 1/300

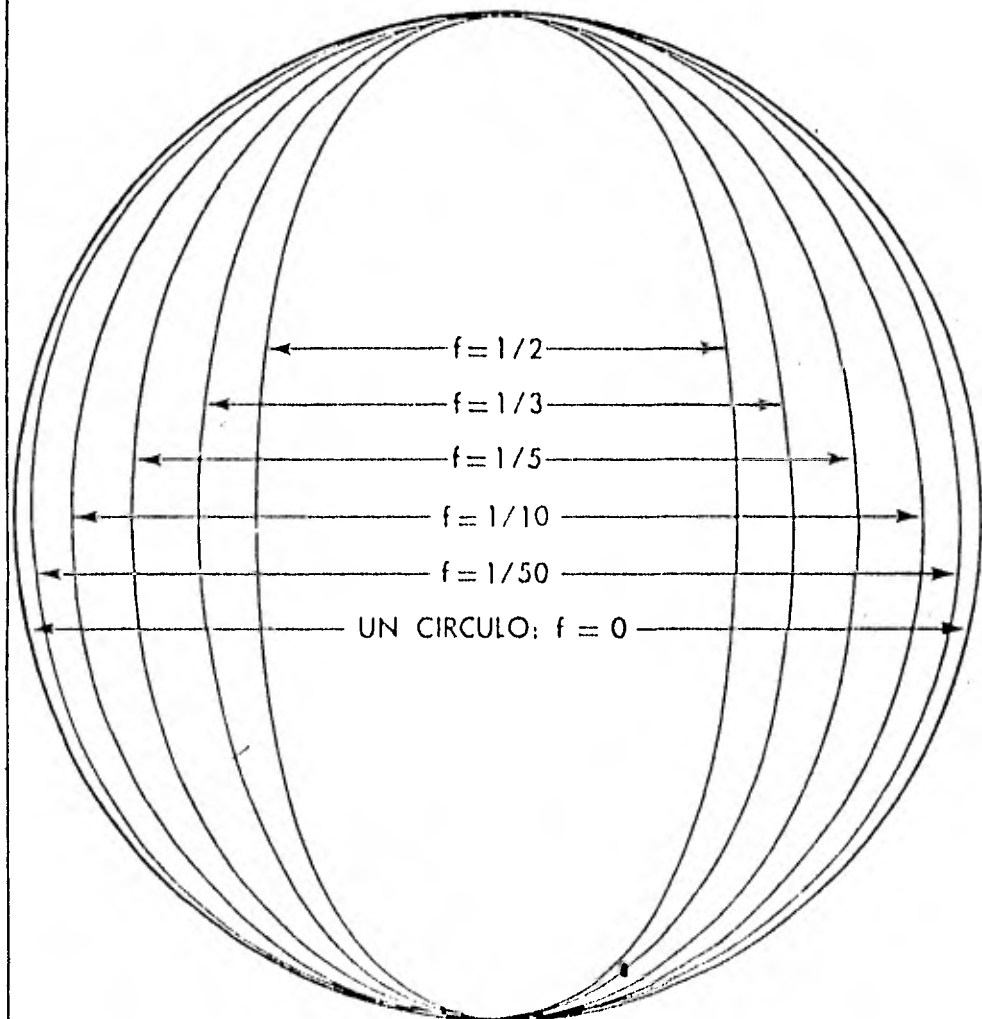


FIGURA 11.12

FIGURA DE LA TIERRA

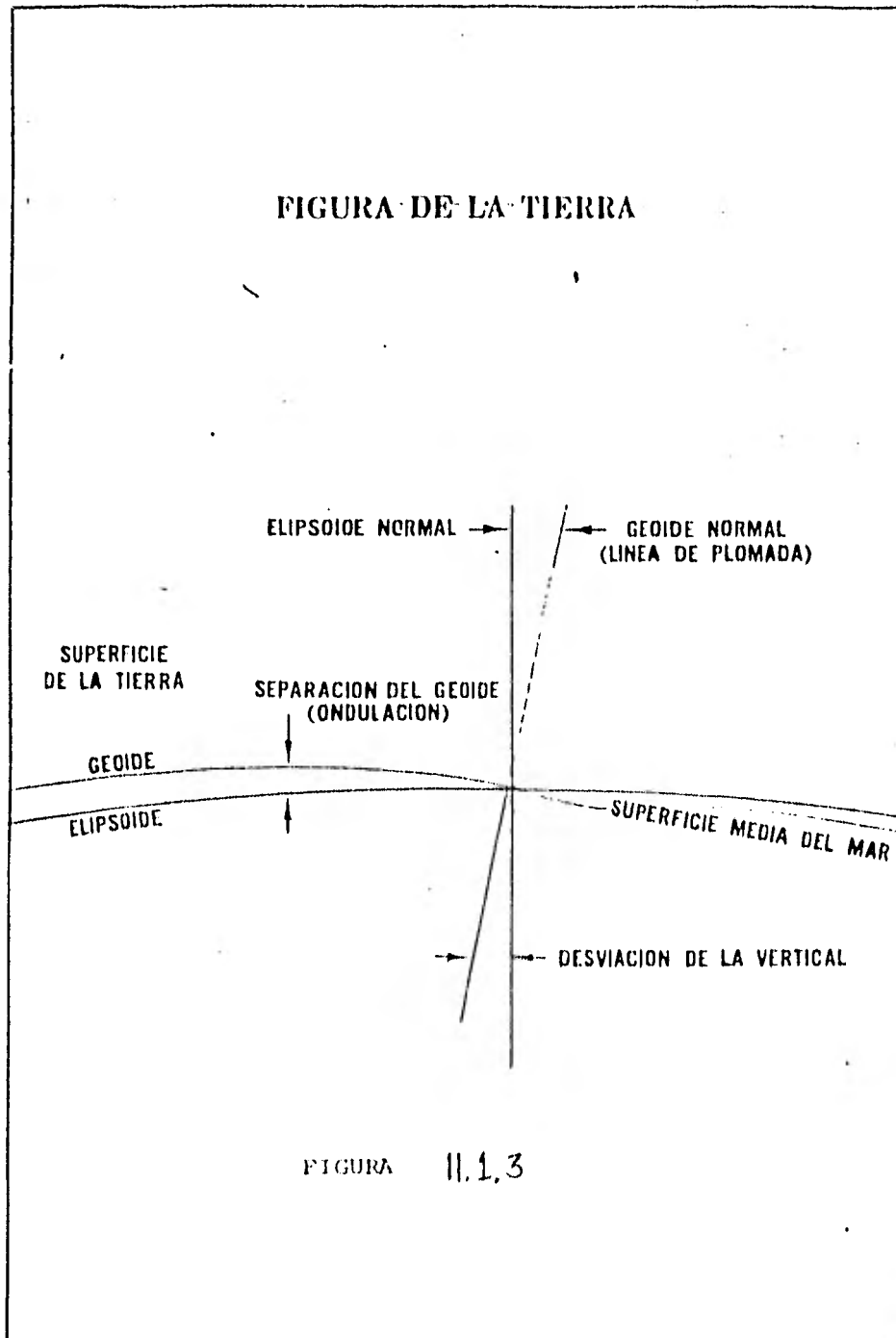


FIGURA 11.1.3

C A P I T U L O III

ANOMALIA GRAVIMETRICA

III.1 Concepto de Anomalia Gravimétrica

Se llama anomalía de gravedad, a la diferencia entre el valor corregido de gravedad en un punto y la gravedad teórica en el mismo punto, dado en el esferoide a la latitud, longitud y elevación de la estación.

Existen varios tipos de anomalías, dependiendo del tipo de corrección aplicada a los valores observados.

El término "Anomalia" se utiliza normalmente -- con cuatro acepciones de significado diferente en apariencia, esto es, de acuerdo con el interés ó apreciación de la persona que la utiliza; la palabra anomalía, significa: a) Una desviación en el valor teórico de un campo físico; - b) Una desviación en la uniformidad de las propiedades físicas, particularmente, si es de interés para la exploración; c) Una porción de

un perfil, sección o plano geofísico que difiere en apariencia al resto de la información obtenida en el levantamiento; d) Un rasgo geofísico que puede asociarse con un yacimiento ó un rasgo geológico de interés.

Desde un punto de vista geofísico, se puede llamar información a la serie de datos que el geofísico recaba en el campo, con la ayuda de sus instrumentos, importando el método que este usando. Puede decirse que de tal información está formada por dos partes, una de ellas a la cual se le llamará "respuesta", que es la información que se está buscando, y otra a la que se le llamará "ruido", es la que oculta, distorsiona ó enmascara a la respuesta.

De aquí, se desprende la conclusión de que, para obtener el máximo beneficio de la información recabada en el campo, es necesario conocer el ruido que se tiene asociado, tanto para mantener en el máximo posible el valor de la relación "Respuesta/Ruido", como para utilizar los procedimientos más adecuados para cancelarlos.

111.3 Tipos de Anomalías Gravimétricas

La diferencia entre el valor de la gravedad g_0 corregida y el valor teórico de la gravedad en el esferoide, para la latitud y la longitud de la estación se denomina anomalía gravitatoria, que depende de la situación de la estación. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se hayan hecho al valor observado.

Anomalía de aire-libre es:

$$\Delta g_f = \text{Gravedad observada} + \text{Corrección al aire-libre} - \text{gravedad teórica}$$

Su expresión matemática es:

$$\Delta g_f = g_{obs} + \delta g - \gamma^0 \quad (111.21)$$

Si la topografía sobre el nivel del mar fuera hueca, y si la tierra estuviera homogéneamente debajo del nivel del mar, la anomalía de aire-libre sería cero.

El efecto de las anomalías de densidad de aire-libre, sobre la anomalía gravitatoria, depende de la topografía y de la densidad de la corteza terrestre.

Δg_B = Grav. observada + corrección de $(\Delta g_B - \Delta g)$ entre (P_1, P_2) + Bouguer + Corrección Topográfica Grav. Teórica.

Su expresión matemática es:

$$\Delta g_B = G_{obs} + \delta_T - \delta_B + \eta_{12} - \delta' \quad (III.2.1)$$

En general, cuando se trata de trabajos de prospección gravimétrica, es frecuente hablar de la anomalía de Bouguer relativa, ya que en ese caso todo el trabajo se refiere a una estación cualquiera. La base es:

$$\Delta g = \Delta g_0 + 2.0086h - 0.04191P^2 + \gamma_T - \gamma_B - \eta \quad (III.2.2)$$

que se mide en metros desde el nivel del mar.

El signo es positivo, si la estación está en un punto más alto que el punto de referencia si se trata de un punto más bajo que la estación observada (Fig. 3.1). El signo es negativo, si el punto de referencia está en un punto más alto que la estación observada (Fig. 3.2).

El signo es positivo, si el punto de referencia está en un punto más bajo que la estación observada (Fig. 3.3).

III.3 Factores que Influyen en las Anomalías

Las características de la respuesta dependen de tres factores:

- 1) Factor de contraste.- En igualdad de condiciones, la respuesta será más intensa, si es mayor el contraste entre las propiedades físicas del cuerpo anómalo y su roca encajante.
- 2) Factor de Campo Físico.- Depende de las características del campo físico y de la posición del punto de observación dentro de él.
- 3) Factor Geométrico.- La forma de la anomalía depende primordialmente de la geometría y relación de las dimensiones del cuerpo que la produce, de acuerdo con su actitud dentro del campo físico,

111.4 Anomalía de Aire-libre

Esta anomalía se define como:

$$\Delta g_f = g_{obs} + \delta_f - \gamma_{\emptyset} \quad (111.4.1)$$

donde g_{obs} es la gravedad observada, δ_f es la corrección de aire-libre y γ_{\emptyset} es la gravedad teórica. Generalmente Δg_f se calcula a partir de:

$$\Delta g_f = g_{obs} + 0.3686 h - \gamma_{\emptyset} \text{ (mg/l)}. \quad (111.4.2)$$

donde h está en metros.

La gravedad observada ha sido reducida al nivel del mar corregida solamente por la elevación de la estación y sin considerar la atracción resultante de las masas topográficas. La anomalía, es la que se obtendría si la medición fuera hecha en un globo a una altura H sobre una área plana al nivel del mar.

La anomalía de Aire-libre es el tipo más simple de anomalía porque en él se tienen en cuenta solamente las anomalías de tipo de masa. La anomalía de tipo de masa es la que se obtiene al restar la anomalía de tipo de masa de la anomalía de tipo de masa.

El mayor defecto es que las anomalías dependen de las irregularidades topográficas.

III.4.a Corrección de Aire-libre

Como hemos visto, la gravedad varía con la elevación, por esto debemos tener cuidado de hacer la corrección por aire-libre. Como se indicó anteriormente esta variación tiene una magnitud de:

$$\frac{dg}{dz} = 0.3086 \text{ mgal/m}$$

La corrección por aire-libre estará dada por:

$$\Delta g_f = 0.3086 h \text{ mgal.}$$

Esta corrección puede hacerse a cualquier nivel de referencia arbitrario. Dicho efecto debe sumarse o restarse dependiendo si la estación está arriba o abajo del nivel de referencia, a la gravedad normal en la estación como se muestra en la Figura III.4.a.1

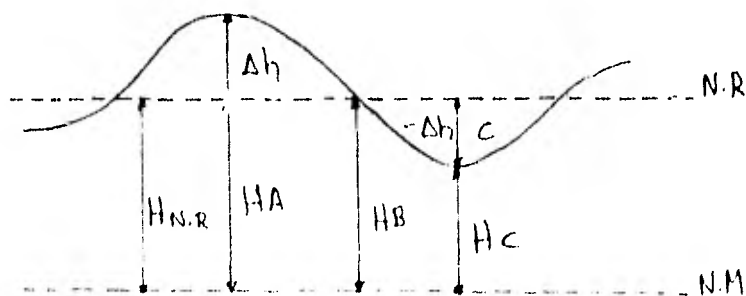


Figura III.4.a.1

$$\Delta h = H_A - H_{N.R.}$$

En A la corrección será: $= 0.3086 (\Delta h)$ mg/l

En B la corrección será: $= 0$ porque $\Delta h = 0$

En C la corrección será: $0.3086 (-\Delta h)$ mgal.

III.5 Anomalia de Bouguer

Un plano de anomalía de Bouguer, es decir, una configuración de valores gravimétricos corregidos ya por los métodos descritos anteriormente, dará información útil sobre la geología del subsuelo, después que se interprete correctamente.

Partiendo únicamente de los datos gravimétricos sin recurrir a otra fuente de información, es más difícil interpretar correctamente la geología del área, y es necesario tener en mente que la solución que se dé a un problema no es única, si no que está sujeta a numerosas limitaciones, que disminuyen a medida que se cuenta con más fuente de información.

El cuadro que se presenta después de hacer las correcciones para llegar a la anomalía de Bouguer, es uno que muestra la superposición de efectos con una gran diferencia en su intensidad. Los disturbios grandes, se muestran con una gran amplitud, y los disturbios pequeños, se muestran con una pequeña amplitud. La anomalía de Bouguer, es una medida de la gravedad que se mide en la superficie de la Tierra, y se mide en unidades de 10^{-6} m/s².

mismos, se encuentran disturbios más pequeños de carácter local que son secundarios en medida, pero de gran importancia en la exploración petrolera, ó sea que los rasgos estructurales profundos causan variaciones de la gravedad en superficies mucho mayores que las superficies afectadas por las estructuras que tienen interés para la exploración, como anticlinales, domos salinos ó igneos, etc. Estas dan lugar a las llamadas "Anomalías Residuales" que pueden dar una evidencia directa que proviene de irregularidades locales cercanas a la superficie y afectan áreas pequeñas.

Los disturbios grandes provienen de irregularidades en la densidad a mucha mayor profundidad y es de presumir que la mayor contribución se debe a las rocas basamentales abajo de la sección sedimentaria. Estos efectos son comunemente llamados "Anomalías Regionales" y su estimación y desaparición son deseables, para la -- cual se emplean diferentes medios.

La finalidad de los levantamientos gravimétricos es llegar a obtener un cierto valor de gravedad que represente las variaciones del campo

gravitacional sobre la superficie del terreno en que fueron hechas las observaciones, a este valor de gravedad se le conoce con el nombre de Anomalia de Bouguer.

La anomalía de Bouguer se obtiene haciendo la diferencia de la gravedad normal corregida, como se indica a continuación:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_t \quad (III.5.1)$$

$$\Delta g_B = g_{obs} - [g_t - 0.3086h + 0.04193h - C_t] - g_t$$

$$\Delta g_B = g_{obs} + 0.3086h - 0.04193h + C_t - g_t$$

$$\Delta g_B = g_{obs} + Kh + C_t - g_t \quad (III.5.2)$$

Donde:

g_{obs} = gravedad observada

K = factor de corrección por elevación

h = altura de los puntos, respecto al nivel de referencia

C_t = Corrección Topográfica

g_t = gravedad Teórica

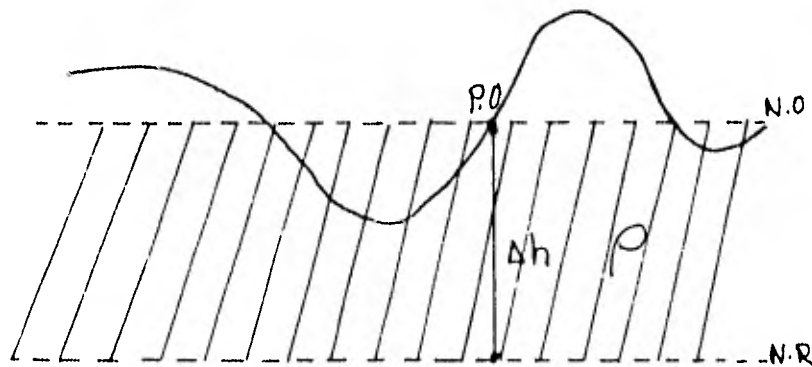
III.5.a Corrección de Bouguer

Esta corrección toma en cuenta el efecto gravitacional originado por el material que se encuentra entre la altura (H) del punto de observación y la altura (H) del nivel de referencia, como se muestra en la Figura III.5.a.1 donde:

$$\Delta h = H_{P.O} - H_{N.R}$$

$H_{P.O}$ = Altura del punto de observación

$H_{N.R}$ = Altura del nivel de referencia



*Figura III.5.a.1

Para calcular el efecto de esta corrección se considera el material entre el punto de observación y el nivel de referencia, como una pla-

ca de extensión horizontal infinita, un espesor uniforme ΔH igual a la diferencia de elevaciones y una densidad constante (ρ).

La atracción gravitacional para un punto sobre la superficie de dicha losa está dada por:

$$C_B = 0.04193 \rho \Delta h \text{ mgl.}$$

sustituyendo valores, la corrección será:

$$g = 2\pi \rho \Delta h \quad (111.5.a.1)$$

donde:

ρ = densidad media superficial

Δh = Espesor de la losa

El valor de la corrección depende del valor que tome ρH ya sea positivo o negativo, con esto nos referimos a que los puntos de observación se encuentren a una altura mayor ó menor del nivel de referencia. Esta corrección es siempre opuesta en signo a la de aire-libre.

Si la densidad media (ρ) del material se considera constante en una área de estudio. Es conveniente combinar las correcciones de aire-li-

bre y Bouguer en un sólo factor, ya que ambas dependen únicamente de Δh

En la práctica se conoce como "factor de corrección por elevación" (K), quedando en la forma siguiente:

$$C_h = (0.0086 - 0.001193) \Delta h = K \Delta h \text{ mgl.} \quad (111.5.a.2)$$

III.6 Anomalías Isostáticas

El grado de compensación isostática en cualquier área, se puede determinar cuantitativamente a partir de los datos de la gravedad, haciendo una corrección adicional para el efecto gravitatorio de las variaciones de densidad por debajo del nivel del mar, que, según la teoría isostática, compensan la topografía superficial. La forma de esta corrección dependerá del tipo de compensación isostática supuesta. Si es de la del tipo de Pratt, es necesario calcular el exceso ó déficit de densidad en la base de la corteza (en el supuesto de que ésta se extiende a una profundidad constante determinada), para cada elemento de tierra ó de superficie submarina no situada al nivel del mar. Si la compensación es del tipo de Airy, se calcula el espesor de la corteza por debajo de cada rasgo topográfico. En este cálculo es necesario suponer una profundidad normal de la corteza por debajo del nivel del mar. En cualquier de los casos se supone una distribución superficial de densidades que dé lugar a una carga idéntica a cualquier profundidad situada por debajo de la base de compen-

sación. Para calcular el efecto de gravedad - de estas anomalías de densidad superficiales - en cualquier punto, se emplea en general un diagrama de zonas muy semejante al usado en la corrección topográfica. Un procedimiento utilizado con mucha frecuencia es el descrito en detalle por Bullard.

Cuando la gravedad observada se le hace corrección isostática, además de las correcciones de aire, de Bouguer y topográfica, se obtiene finalmente el valor de la gravedad al nivel del mar por debajo del punto de observación, cuando se ha arrasado todo el material situado por encima del nivel del mar, y además se han rellenado las cuencas oceánicas con material de la densidad media cortical. Las faltas de homogeneidad laterales por debajo de esta superficie se anulan en la corrección isostática. La tierra en estas condiciones, y en rotación, debe tener la misma distribución gravitatoria que el esferoide teórico de referencia en el que se basa la fórmula de la ecuación (III.6.1) que es:

$$g = g_0 \left[1 + C_1 \text{Sen}^2 \varphi - C_2 \text{Sen}^2 \lambda + C_3 \text{Cos}^2 \varphi \right. \\ \left. \text{Cos}^2 (\lambda + C_4) \right] \quad (\text{III.6.1})$$

en la que g es el valor de la gravedad en un punto cualquiera de la superficie de referencia, g_0 su valor en el Ecuador y en la longitud $(180^\circ - C_4)$, θ la latitud, y λ la longitud (Positiva al este de Greenwich). C_1 , C_2 , C_3 y C_4 son constantes que dan la medida de la forma verdadera de la Tierra.

Si definimos la anomalía isostática como:

$$\text{Grav. Observ.} + \text{Correc. al aire} - \text{Correc. de Bouguer} + \text{Correc. Topog.} + \text{Correc. Isostática} - \text{Grav. Teórica}$$

esta anomalía sería nula, donde los accidentes topográficos estén perfectamente compensados. Una anomalía isostática positiva indica la falta de compensación o subcompensación; esto puede ocurrir en una isla volcánica tan pequeña que puede ser soportada por la rigidez de la corteza, sin necesidad de compensación para mantenerla a "flote". Una anomalía negativa indica una sobre compensación, como ocurriría en un sistema montañoso compensado que fuera desgastado por la erosión más rápidamente de lo que desaparece el déficit de densidad de la corteza por debajo de él.

III.6.a Correcciones Isostáticas

En algunos lugares es posible observar, que -- aún después de considerar el efecto de visi--- bles irregularidades tales, como montañas, va- lles, océanos e islas, las anomalías gravimé-- tricas son todavía un poco grandes. También - sabemos que las anomalías de Bouguer son gene- ralmente negativas en áreas montañosas y extre- madamente positivas en el mar. Estos hechos - pueden ser explicados, si asumimos que la den- sidad de masa promedio, es menor bajo las mon- tañas y mayor bajo los océanos.

La evidencia a partir de las anomalías gravimé- tricas, así como evidencia similar a partir de mediciones de la desviación de la vertical, -- lleva a la hipótesis de equilibrio isostático.

Equilibrio isostático, significa que elementos de la corteza terrestre a una profundidad no - muy lejana bajo el nivel del mar, se encuen--- tran a la misma presión, independientemente de si se hayan bajo montaña, tierras de poca ele- vación u océanos.

La profundidad a la que el equilibrio isostático prevalece, se llama profundidad de compensación.

Originalmente los estudios isostáticos de anomalías gravimétricas fueron para encontrar cómo y en qué extensión, diferentes partes del mundo están compensadas y para investigar las razones de las desviaciones del equilibrio isostático.

Existen básicamente dos diferentes concepciones de isostacia.

En el concepto formalizado por Pratt, se asume que las montañas se han elevado como cuando una masa se está fermentando, la densidad se va haciendo menor a medida que se eleva y el equilibrio isostático es causado por diferencias de densidad.

El concepto formulado por Airy, es asumir que la corteza terrestre bajo las montañas se han hundido dentro de la capa de la subcorteza, de la misma manera que los cubos de hielo flotan en el agua. De igual modo el material más den

so de la subcorteza bajo los océanos se eleva más alto que bajo tierra de poca elevación. En este concepto, las montañas tienen "raíces" de material ligero, las cuencas oceánicas tienen "antiraíces" de material pesado y el equilibrio isostático es causado por estas raíces y anti-raíces.

Método de Pratt-Hayford

El sistema de Pratt-Hayford puede resumirse como sigue:

- 1) La compensación isostática es uniforme, es decir, la densidad bajo las montañas es -- uniformemente menor que bajo tierras de poca elevación.
- 2) La capa compensadora está localizada directamente bajo las montañas y alcanza la profundidad de compensación D , Figura III.6.1 cuando el equilibrio prevalece.
- 3) La densidad ρ_1 de una sección con elevación topográfica h y la densidad ρ_0 de la sección con elevación al nivel del mar, satisfacen la ecuación:

$$\rho_0 D = (D+h)\rho_1 \quad (\text{III.6.a.1})$$

$$\Delta P = -\frac{h\rho_1}{D} \quad (\text{III.6.a.2})$$

lo cual corresponde a la siguiente figura:

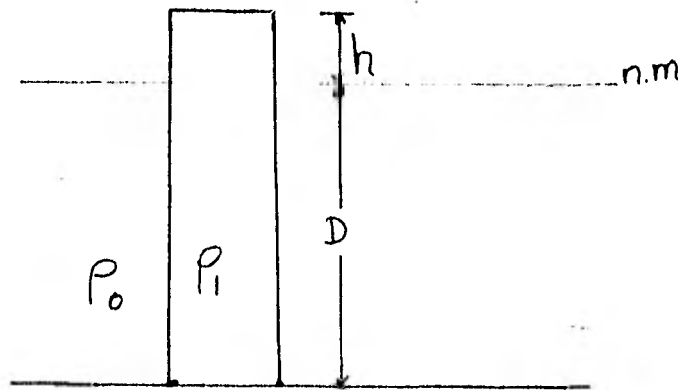


Figura III.6.1

- 4) Por razones de cálculo, la profundidad de compensación es igual en todas partes cuando se mide desde la superficie física de la tierra y no desde el nivel del mar.

Método de Airy-Heiskanen

Heiskanen refinó los cálculos hechos para el -

modelo de Airy y preparó tablas basadas en las siguientes suposiciones:

- 1) La compensación isostática es completa
- 2) La compensación es local
- 3) La densidad de la corteza terrestre es - - constante e igual a 2.67 gr/cm^3
- 4) La densidad de la capa de la subcorteza es también constante e igual a 3.27 gr/cm^3 .

La ecuación que originalmente se utilizó en el modelo de Airy-Heiskanen de acuerdo con la Figura III.6.2. es:

$$h\rho_1 = t(\rho_0 - \rho_1) \quad (\text{III.6.a.3})$$

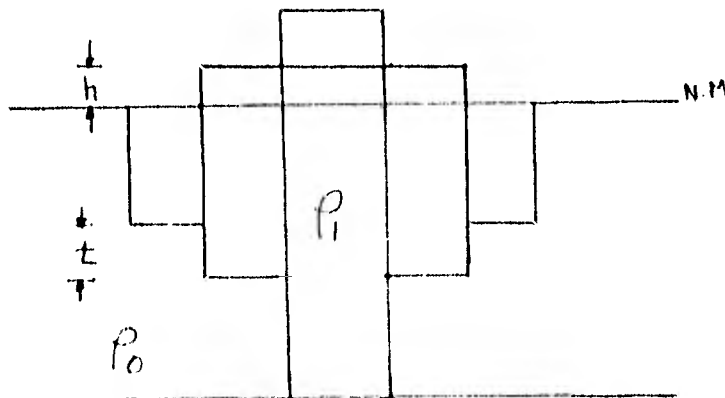


Figura III.6.2

Con cálculos posteriores que fueron optimizados, las raíces de las montañas son de 4.45 Km por cada Km de elevación, y las antirraíces bajo los océanos son de 2.73 Km por cada Km de profundidad.

Método de Vening Meinesz

Otros sistemas isostáticos han sido propuestos para tratar de obtener mejores modelos para la tierra. Este método es una modificación del sistema de Airy, es un sistema de compensación regional. Figura III.6.3. De acuerdo con esta modificación, la topografía es una "Carga" en una corteza irrompible, la cual se asume que se comporta como una placa elástica, lo suficientemente fuerte para resistir el esfuerzo cortante causado por la carga. La cantidad que se "vence" en cada punto es usada para definir el efecto de la compensación isostática en ese punto.

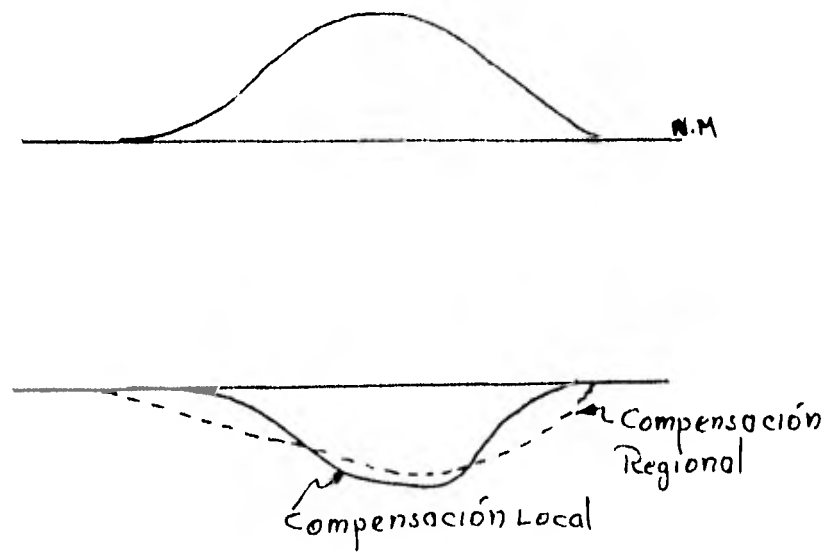


Figura III.6.3

Hoy en día, el uso primario de las anomalías isostáticas es de una manera inversa. Si en una área se puede asumir que no hay influencias dinámicas que causen que estén fuera de equilibrio isostático, entonces el modelo isostático que causa la anomalía isostática promedio mínima, puede pensarse que indica el tipo de mecanismo de compensación que ocurre en el área.

Las reducciones isostáticas sustraen el efecto de la masa arriba del nivel del mar y lo incorp

tan directamente abajo para eliminar las "raices" de las montañas (o "antirraices") bajo los océanos.

Los cálculos para masas topográficas y masas -
compensadoras en los dos sistemas mencionados
usan fórmulas para una tierra plana hasta una
distancia de 166.7 Km y fórmulas esféricas pa-
ra distancias mayores. Ambos sistemas utili-
zan la técnica del cilindro y las zonas de Hay-
ford como se usa en la corrección topográfica.

C A P I T U L O I V

EFECTO REGIONAL Y RESIDUAL

En un plano de anomalías de Bouguer, generalmente se observan 2 tipos de tendencias en la configuración correspondiente a estas tendencias es uniforme y cubre grandes extensiones. A estas tendencias se le da el nombre de anomalía "regional" y es provocado por el basamento y sus irregularidades y por posibles masas con diferentes densidades dentro del mismo basamento. La otra tendencia de anomalía de Bouguer, tienen carácter muy irregular y da la impresión de definir alguna estructura. A este tipo de tendencia se le da el nombre de anomalía "residual", y son provocadas por estructuras locales y sómeras con respecto al basamento.

Un exámen crítico de los diferentes métodos para la determinación de efectos regionales, indica que ninguno de los sistemas gráficos, ni los sistemas numéricos y matemáticos, proporcionan una base racional y segura para la división de un campo potencial en las componentes regional y residual. El sistema gráfico, depende del juicio del operador, y el último, en las suposiciones o pasos empíricos en la derivación matemática de los factores numéricos o coeficientes usados en los cálculos. Cada sistema tiene sus ventajas y desventajas.

y es necesario hacer un análisis de cada sistema para aplicarse a un problema dado.

Se concluye, que la falta de un criterio objetivo para la separación de anomalías, es debida a la inherente ambigüedad en los orígenes de campos potenciales; pero que a pesar de la naturaleza empírica de cualquier método regional, la aplicación correcta de un sistema apropiado al problema particular que se ataca, puede dar resultados muy útiles.

Métodos Gráficos de Estimación de Efectos Regionales.

El método gráfico, intenta separar el campo medido en dos partes:

El regional, que es la parte suave y atribuible a efectos de masas profundas, las cuales son demasiadas claras ó muy grandes en relieves, para ser posibles expresiones de estructuras u otros disturbios de interés.

El residual es la parte del mapa, que es el resultado de la resta del regional, y es el efecto de masas superficiales. Obviamente la elección del regional sugerirá el comportamiento del mapa residual.

La elección de un regional en un mapa de anomalías...

ciones simples, tales como un gradiente uniforme sobre una --
área extensa, la elección de un regional no es difícil, y --
operadores diferentes harán la misma elección. Cuando el re-
gional se vuelve complicado, o las diferencias en magnitud --
de los efectos regionales y residuales se complica, la elec-
ción se vuelve más difícil y arbitraria, de manera que dife-
rentes personas pueden llegar a diferentes soluciones.

Existen 3 grados de refinamiento de regional que se --
usan comunmente. El método más simple, es dibujar contornos
de igual valor, y restar este conjunto de contornos, de aque-
llos del mapa observado.

Para contornear los caracteres de las formas residuales
Figura IV.1. en situaciones en donde hay formas residuales
relativamente agudas, y particularmente, en donde el tren de
los residuales es completamente diferente del de contornos --
originales, este método puede ser bastante efectivo si las --
formas residuales son de poco relieve y paralelas a contornos
regionales deformados; o cuando los disturbios locales ocu-
rren cerca de ejes, depresiones o cierres en el campo regio-
nal, siendo este método el menos adecuados para usar.

Un método más refinado, es trazar secciones a lo largo
de la dirección de los trenes geológicos regionales para dibu-
jar curvas regionales sobre dichas secciones (Figura IV.2).

así determinar alternativamente, la diferencia entre la gravedad de Bouguer y la gravedad regional, para ser transferida directamente a un mapa, si los perfiles están bastantes cercanos unos a otros, para permitir correlacionar caracteres residuales de un perfil a otro.

Un método aún más elaborado, es trazar secciones sobre un mapa de red de líneas que se intersectan. La localización de las líneas, pueden ser determinadas por la localización de las observaciones, por la forma del mismo mapa, o si el control es bueno las líneas pueden estar en un arreglo regular. La ventaja de la red de secciones es que los dos valores de las curvas regionales en cada punto de intersección, pueden ser ajustados y modificados las curvas antes de que el regional pueda ser contorneado.

Aunque estos ajustes son empíricos y arbitrarios, nos dan una tercera dimensión, al control de los contornos regionales, lo cual es particularmente útil, cuando los campos regionales se vuelven más complicados.

Operaciones Numéricas y Cálculo de Rejilla

"Método del Promedio"

La habilidad y dependencia en el juicio personal del

método gráfico, ha conducido al desarrollo de una variedad de métodos numéricos, los cuales aislan automáticamente anomalías locales. Todos estos sistemas operan sobre un arreglo espaciado regularmente.

Sistemas Empíricos Residuales de Reja

Uno de los sistemas empíricos más simples, es usar el promedio de los valores observados sobre un círculo, como el regional. El residual es la diferencia entre este promedio y el valor observado en el centro del círculo. Esto puede ser reducido a un sistema de rejilla, si los valores están interpolados en un arreglo regular de posiciones o rejillas Figura IV.3 otro sistema que usa 6 puntos sobre una reja de línea a 60° es como la que se muestra en la Figura IV.4.

En cualquier método residual con punto central y un anillo, los valores del mapa residual son directamente dependiente del radio del círculo, y del número de puntos que son promediados Figura IV.3.

Cálculo Análítico de Derivadas

En los mapas de gravedad observada, las anomalías pueden estar oscurecidas y hasta totalmente ocultas por las tendencias regionales, así como para los efectos de otras peque-

ñas características muy próximas. La 2a. derivado vertical - de la variación de la gravedad con la profundidad, aumenta el efecto de la gravedad de las estructuras más pequeñas y -- más someras con respecto al de las características de mayor - escala que usualmente, se encuentra a mayor profundidades, y de esta manera la estructura geológica de mayor interés en - la exploración petrolífera y mineras son acentuadas a expesa de las grandes estructuras.

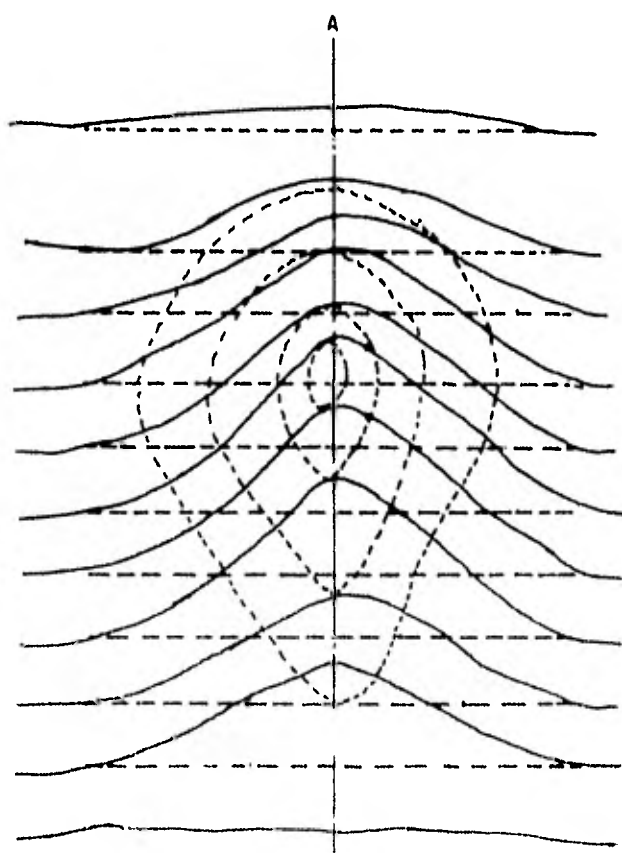
Los métodos de reja, han dado un fundamento matemático para la aplicación de la teoría del potencial al cálculo de - las derivadas de las funciones de potencial. Las formulacio- nes matemáticas han sido reducidas a esquemas prácticos de -- cálculo, usando valores en una rejilla regular de puntos. Pa - ra determinar promedio al rededor de círculos de diferente ra - dio alrededor de un punto central se usan tres anillos en vez - de uno Figura IV.5.

Esta figura es un ejemplo de una reja de 3 anillos usa- dos para cálculo de 2a. derivada. Los promedios de distancia son:

S , $S\sqrt{2}$ y $S\sqrt{5}$, son determinadas de 4, 4 y 8 puntos res- pectivamente.

Estos métodos siendo aproximaciones, dan resultados que

dependen en gran parte del espacio usado. Los resultados son más cualitativos que cuantitativos en valor, pero han justificado ser algunas de las armas útiles en el proceso de interpretación.



- CURVAS OBSERVADAS EN MILIGALES
- - - CURVAS FICTICIAS DE TENDENCIA REGIONAL.
- CURVAS DE GRAVEDAD RESIDUAL.

Fig IV. 1

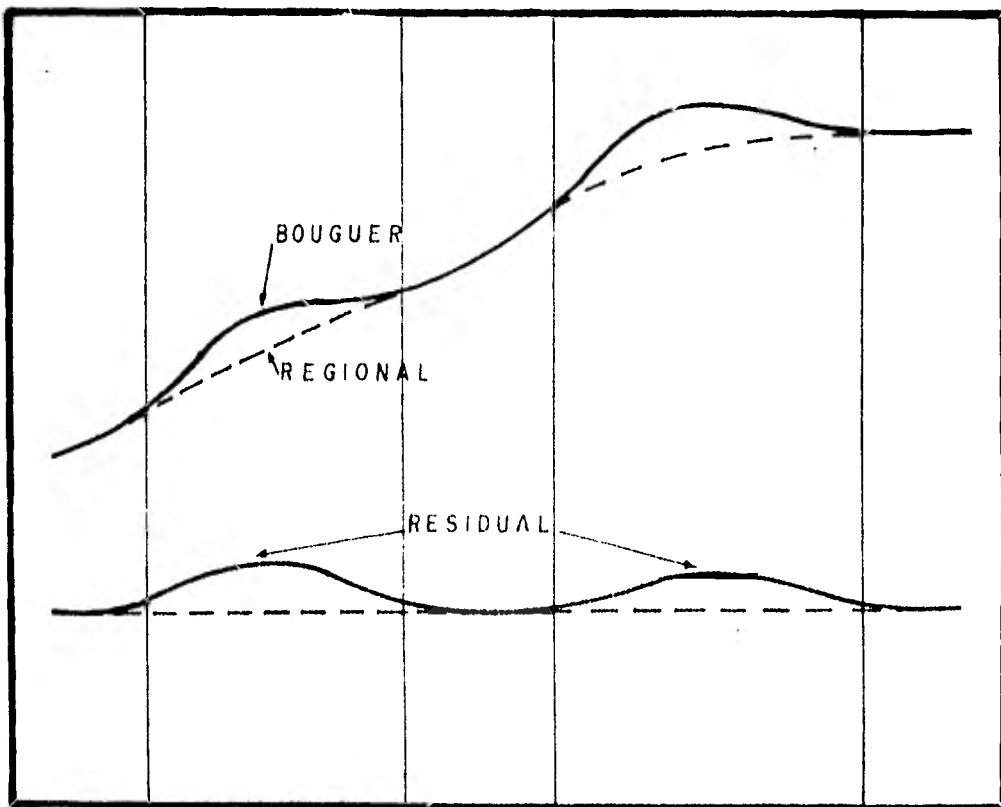
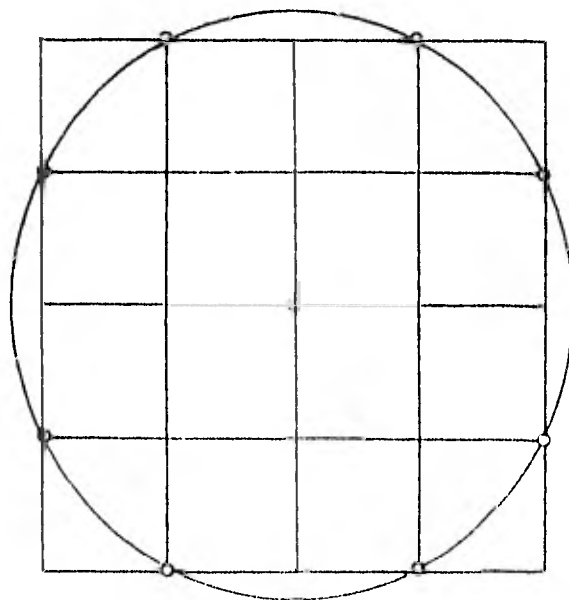


FIG. IV . 2



REJA RECTANGULAR PARA ANILLO RESIDUAL

Fig. IV. 3

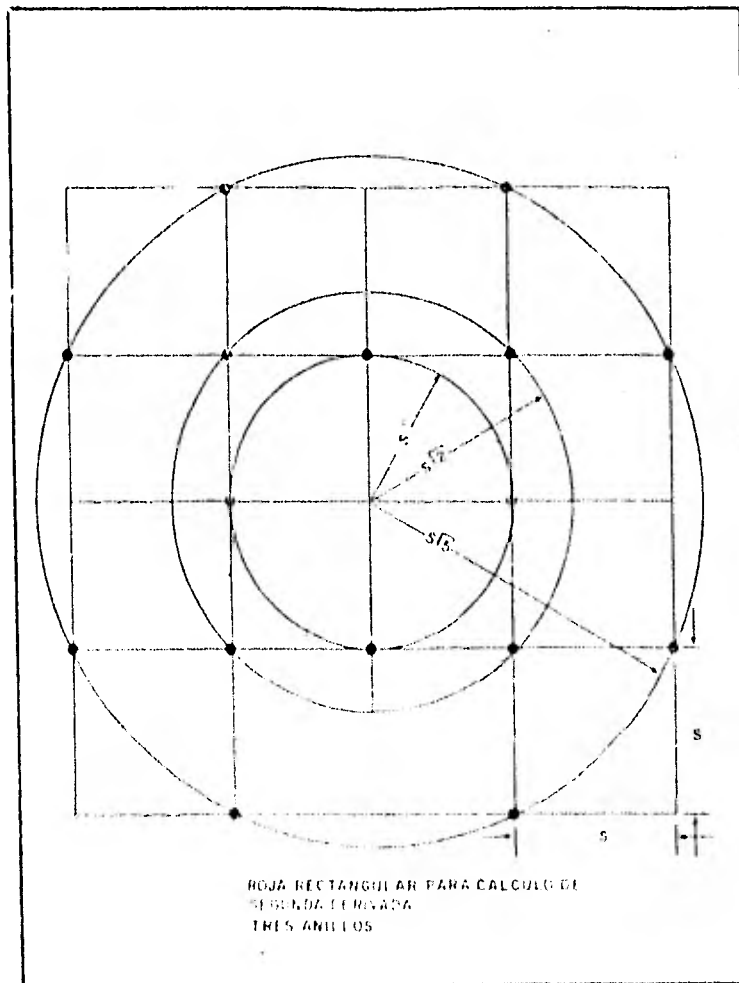


Fig IV,5

C A P I T U L O V

MASA ANOMALA

V.1 Concepto de Masa Anómala

Si la tierra fuera un fluido perfecto sin variaciones laterales en su densidad, su superficie correspondería a un elipsoide de revolución ideal, llamado elipsoide normal, el cual está representado por la fórmula internacional de la gravedad. Está, sería una superficie de nivel, y la dirección de la gravedad en cualquier lugar sería perpendicular a su superficie. Sin embargo, el campo gravitacional normal de la tierra, varía de un lugar a otro; estas variaciones se pueden medir con precisión y corregir para ser usados en la prospección.

Dichas variaciones en la gravedad ó anomalías gravimétricas, son producidas por la presencia de masas anómalas en el subsuelo, las cuales, son rasgos ó estructuras geológicas con densidad diferente al material lateral adyacente. La magnitud de la anomalía gravimétrica, depen

derá del volúmen del contraste de densidad, --
profundidad y forma de la masa anómala.

V.2 El Efecto del Tamaño de la Masa Anómala

La variedad más importante en las anomalías gravimétricas, es el tamaño ó amplitud de la anomalía. El volumen de una estructura, es directamente proporcional al tamaño de la anomalía Figura V.1 y puede ser computado si la profundidad y el contraste de densidad son conocidos. El tamaño de la anomalía gravimétrica debido a una estructura tridimensional concentrada, es inversamente proporcional al cuadrado de su profundidad. Sin embargo, la anomalía gravimétrica decrece linealmente con la profundidad a una estructura de 2 dimensiones, y no decrece con la profundidad en todo, pero permanece constante para estructuras de una dimensión. El efecto del tamaño del parámetro cambia como se muestra en la Figura V.2, para un cilindro enterrado horizontal infinito cuyo centro de masa están enterradas a la misma profundidad.

Variando el tamaño de la masa anómala, la obtención de la profundidad al centro de la masa constante causa la amplitud para variar de la anomalía, pero el resto de la anchura de la anomalía es constante. La Figura V.2 muestra -

el efecto del tamaño de masas anómalas simples, cuya "cima" están enterradas a la misma profundidad.

Variando el tamaño, mientras se posea la profundidad a la "cima" de la masa constante, ambas causan la amplitud y anchura de la anomalía.

Estos dos resultados dan la siguiente conclusión.

Mientras que una masa anómala es simple y está enterrada a la misma profundidad efectiva y a bastante profundidad que su masa pueda ser considerada en un punto, a lo largo de una línea, ó un plano mediano, su anomalía gravimétrica cambiará la amplitud pero no su anchura y su tamaño es variado,

V.2.a Efecto de la Profundidad

Si todas las variables (Forma, tamaño y contraste de densidad) son constante, excepto la profundidad al centro de un cilindro horizontal - enterrado infinito, el efecto de la profundidad en la anomalía gravimétrica puede ser fijado. La Figura V.3 muestra que la amplitud y anchura de las varias anomalías como varias -- profundidades. Se pueden hacer las siguientes conclusiones:

Si todos los factores son constantes, incrementándose la profundidad al centro de la masa de un cuerpo anómalo, se incrementa la anchura de la anomalía gravimétrica y su amplitud decrece. La anchura de una anomalía gravimétrica es función de la forma y profundidad del cuerpo.

V.2.b Efecto del Contraste de Densidad

Si cada masa anómala tiene la misma forma, tamaño y profundidad al centro de la masa, pero el contraste de densidad varía, se puede fijar el efecto del contraste de densidad.

La Figura V.4 muestra la amplitud de la atracción varía con el contraste de densidad, pero la anchura de la anomalía permanece constante. Se llega a la siguiente conclusión.

Si todos los otros factores son constantes, incrementándose el contraste de densidad, la amplitud de la anomalía se incrementa, pero no influye su anchura.

La señal del contraste de densidad asociado con una masa nómala determina, primeramente la mínima ó máxima naturaleza de una anomalía gravimétrica. Una anomalía con tendencias máximas indica un contraste de densidad positivo, mientras que una anomalía con tendencias mínimas indica un contraste de densidad negativo.

Un número de factores influyen en la densidad

de la roca. En el caso de rocas sedimentarias, la composición mineralógica, la edad y la profundidad enterrada, son los parámetros más importantes.

V.2.c Efecto de la Posición

La posición es una función de la profundidad, ó variación de la profundidad a la posición diferente de una masa anómala, La masa anómala es una losa enterrada semi-infinita de extensión de profundidad finita (un dique) Figura - V. .

Si todas las masas anómalas tienen aproximadamente la misma masa, y la razón de la profundidad de la masa anómala al espesor de la losa - que es de 0.5, el efecto de la posición de la masa en la anomalía gravimétrica se puede fijar. La Figura V.5 muestra este efecto.

Tales figuras, muestran la misma masa enterrada aproximadamente con el mismo contraste de densidad efectivo, y una profundidad constante al borde alto, que puede producirse por diferentes anomalías gravimétricas, como la posición de la masa anómala es variada.

V.3 Cálculo de la Masa Anómala

Se ha observado con frecuencia, que no existe una solución única a un dato de un campo potencial único. Sin embargo en trabajos gravimétricos, es posible determinar únicamente la masa anómala total, descuido de la distribución geométrica.

Esto es un cálculo más significativo, particularmente útil en cálculos de estimación de exploración minera.

Para hallar la magnitud de este exceso de masa, nos referiremos al teorema de Gauss que dice "Que el total de flujo a travez de una superficie cerrada a un campo gravitacional, es proporcional al total de masa incluido por la superficie", de la cual se deduce la ecuación:

$$\int_S g_n ds = 4\pi PM \quad (V.3.1)$$

Asumiendo que la masa puede estar rodeada por un cilindro de radio R , Figura V.6 cuya plana tiene como ecuación el plano $z=0$. Entonces la integral de superficie puede dividirse en dos

partes, una para el flujo de la mitad de la esfera, y la otra parte para el plano. Cuya Figura V.6 muestra tales elementos.

$$\int_S g_n ds = \iint_{z=0} g_n dx dy + \int_H \int g_n R^2 \sin \theta d\theta d\phi = 4\pi \rho M \quad (V.3.2)$$

donde \int_n es la integral sobre el plano $z = 0$ que puede ser sustituido por (X, Y) , la anomalía residual. Además, R puede ser tan grande como quisieramos, por lo tanto tomamos una M suficiente, aparecerá como una masa puntual y la distancia $|R - r_0|$ puede ser tomada como R . Ahora tenemos.

$$\int_{z=0} \int g_n(x, y) dx dy + \int_{\theta=0}^{2\pi} \int_{\phi=0}^{\pi} \rho \frac{M}{R^2} R^2 \sin \theta d\theta d\phi = 4\pi \rho M \quad (V.3.3)$$

evaluando la segunda integral obtenemos

$$\int_{z=0} \int g(x, y) dx dy = 2\pi \rho M \quad (V.3.4)$$

por lo tanto la masa anómala está dada por:

$$M = \frac{1}{2\pi \rho} \int_{-a}^{+a} \int g(x, y) dx dy \quad (V.3.5)$$

Practicamente la masa M se obtiene por división del área de investigación de elementos apropia

mente medidos, estimando la gravedad promedio en cada elemento, multiplicando cada valor de la gravedad promedio por elementos de área y sumándolo. Las unidades están dadas en miligales, su expresión numérica es:

$$M = 2.44 \sum \bar{g}(x, y) \Delta x \Delta y \quad (V.3.6)$$

en coordenadas polares la ecuación (V.3.5) toma la forma

$$M = \frac{1}{2\pi\gamma} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} g(r, \theta) r dr d\theta \quad (V.3.7)$$

Las áreas elementales en esta ecuación, son similares a la corrección de mapas terrestres. - Reemplazando la segunda Integral en la ecuación (V.3.7) con una suma y usando un procedimiento similar se tiene que

$$M = 7.66 \frac{R}{g} \sum \bar{g}(r_n, r_{n+1}) (r_{n+1}^2 - r_n^2) \quad (V.3.8)$$

donde $\bar{g}(r_n, r_{n+1}) = \Delta g$, y $\int (r_{n+1}^2 - r_n^2) = \Delta x \Delta y$ en la ecuación (V.3.8) las unidades están dadas en miligales.

Elementos de esta operación matemática, similares

ca extenderse la anomalía sobre la superficie como una hoja delgada conocida como "ley equivalente de Green". La masa actual que produce la anomalía puede ser también determinada, si sabemos su densidad ρ y su contraste de densidad $\Delta\rho$. entonces la ecuación (V.3.6) toma la forma de:

$$M = 2.44 \frac{V}{\Delta V} \sum \Delta g \Delta x \Delta y \quad (V.3.9)$$

Claramente es necesario aplicar una sumatoria, extensa para tomar valores muy pequeños de $g(x, y)$. Si el regional no ha sido propiamente removido, y si existen otras anomalías residuales en la vecindad, obviamente lo calculado será un error.

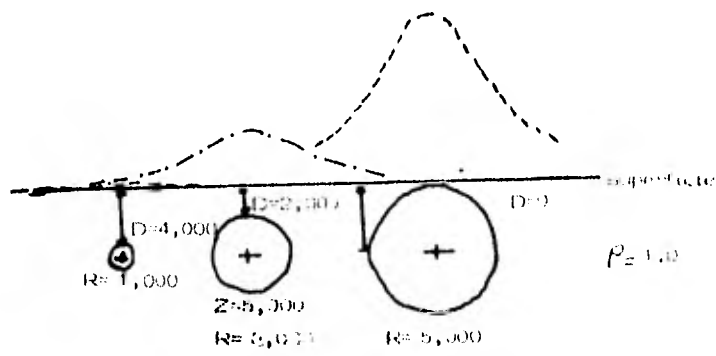


Fig. Num. V.1

VOLUMEN DE LA ESTRUCTURA PROPORCIONAL AL TAMAÑO DE LA ANOMALIA

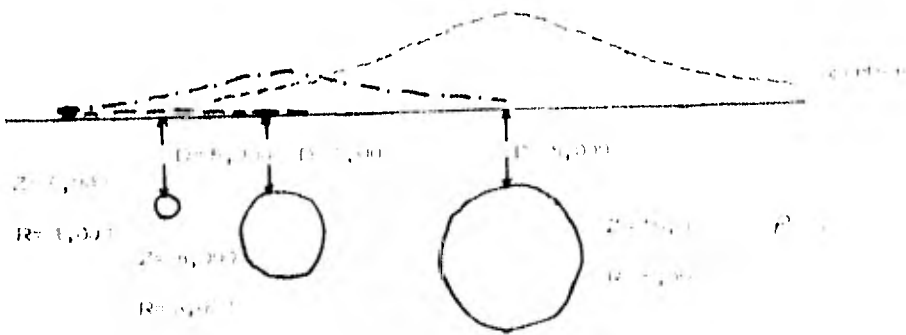
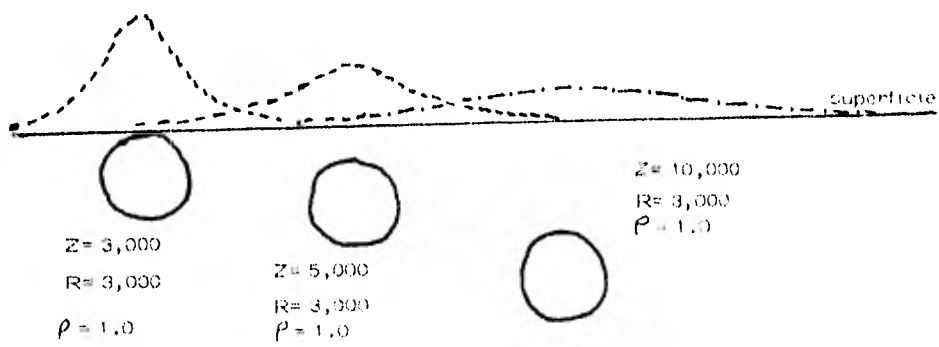


Fig. Num. V.2

AMPLITUD DE LA ANOMALIA AL DESARROLLARSE EN LA PROFUNDIDAD



AMPLITUD Y ANCHURA DE LAS ANOMALIAS A DIFERENTES PROFUNDIDADES DE MASAS

Fig. 100, V. 3

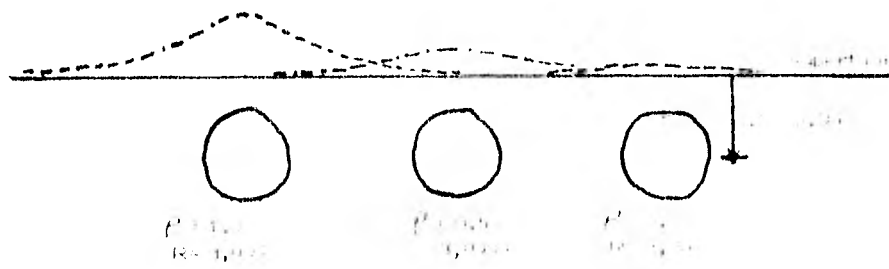
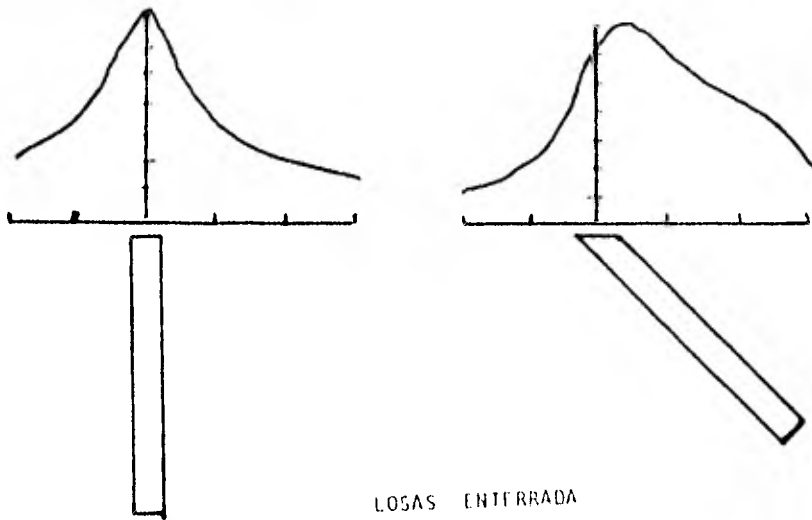


Fig. 101, V. 3

AMPLITUD Y ANCHURA DE LAS ANOMALIAS A DIFERENTES REDIOS DE MASAS



LOSAS ENTERRADA
Fig. Num V.5

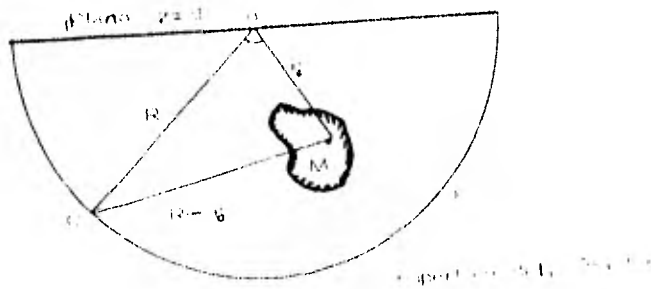


Fig. Num V.6

PARA LA PASA EN LA PASA
Fig. Num V.6

C A P I T U L O VI

DETERMINACION EN DOS DIMENSIONES DE LA PROFUNDI--
DAD DEL CUERPO ANOMALOVI.1 METODO DE D. C. SKEELS: Solución Aproximada a --
Problemas de Profundidad Máxima en la Interpreta--
ción Gravimétrica.

Se ha demostrado que para cualquier anomalía dada y para cierto contraste de densidad existe una -- profundidad máxima, tal que la distribución de ma-- sa con este contraste de densidad que se encuen-- tra a esta profundidad no satisface a la anomalía; mientras que si se puede encontrar una configura-- ción cuya parte superior se encuentre a esta pro-- fundidad y que satisfaga a la anomalía.

Skeels desarrolló esta técnica en base a la obser-- vación, para esto, tomó un prisma y un cilindro - como cuerpos ideales y un determinado contraste - de densidad. Pero para el propósito de este tra-- bajo sólo se tomará en cuenta las pruebas hechas al prisma como un cuerpo ideal para casos bidimen-- cionales, Figura VI.1.1.

Este método iguala la anomalía observada al máxi-

no, toma un punto a la mitad y otro a las tres cuartas partes de dicha anomalía, que es simétrica y está dividida en dos partes iguales, cuyas componentes son: Anomalía calculada y observada, tienen las mismas dimensiones y se tratan de determinar 3 parámetros como son:

- D_1 = Profundidad de la parte superior del Cuerpo Atrayente
- D_2 = Profundidad de la base del Cuerpo Atrayente
- W = Anchura del Cuerpo

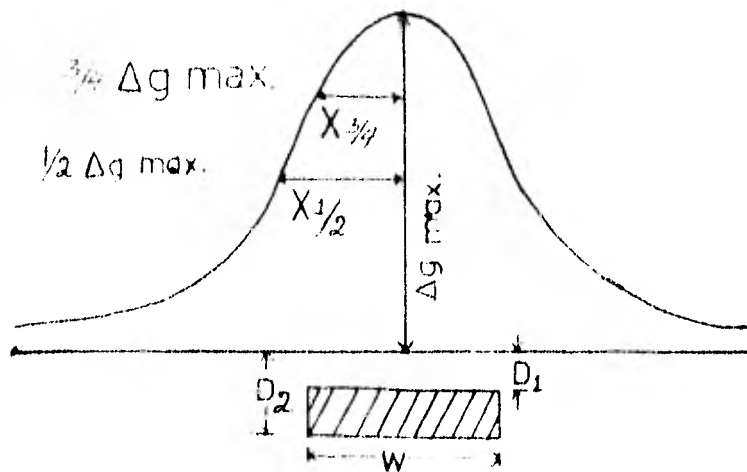


Fig. VI.1.1 Prisma Rectangular

Siendo estos 3 parámetros los que nos definen el cuerpo, con un contraste de densidad permisible, éstos se combinan con dos radios como son:

$$F = X^{3/4} / X^{1/2}$$

$$M = \Delta g. \text{máx} / X^{1/2} \Delta \rho \quad \text{Mg/s/km.}$$

donde: Δg máx.- Valor máximo de la gravedad para la ano malla, después se efectúa la corrección por efectos regionales.

$X^{1/2}$.- Es la distancia horizontal del punto de gravedad máxima al punto donde la gravedad es la mitad de su valor.

$X^{3/4}$.- Es la distancia horizontal del punto de gravedad máxima al punto donde la gravedad es la tres cuartas partes de su valor

$\Delta \rho$.- Es el contraste de densidad tomado

M.- Es un gradiente

F.- Radio de 2 distancias

M y F.- Son funciones de D_1/D_2 y W/D_2

Otro parámetro a determinar es N que es llamado - "Factor de Profundidad", y está determinado por -

la relación:

$$N = D_1 / \lambda^{1/2}$$

y que es factor de D_1/D_2 y W/D_2 y es calculado -- de la Figura VI.1.3, después de haberse obtenido M y F de la Figura VI.1.2.

Para anomalías causadas por cuerpos de formas cilíndricas, el procedimiento es análogo.

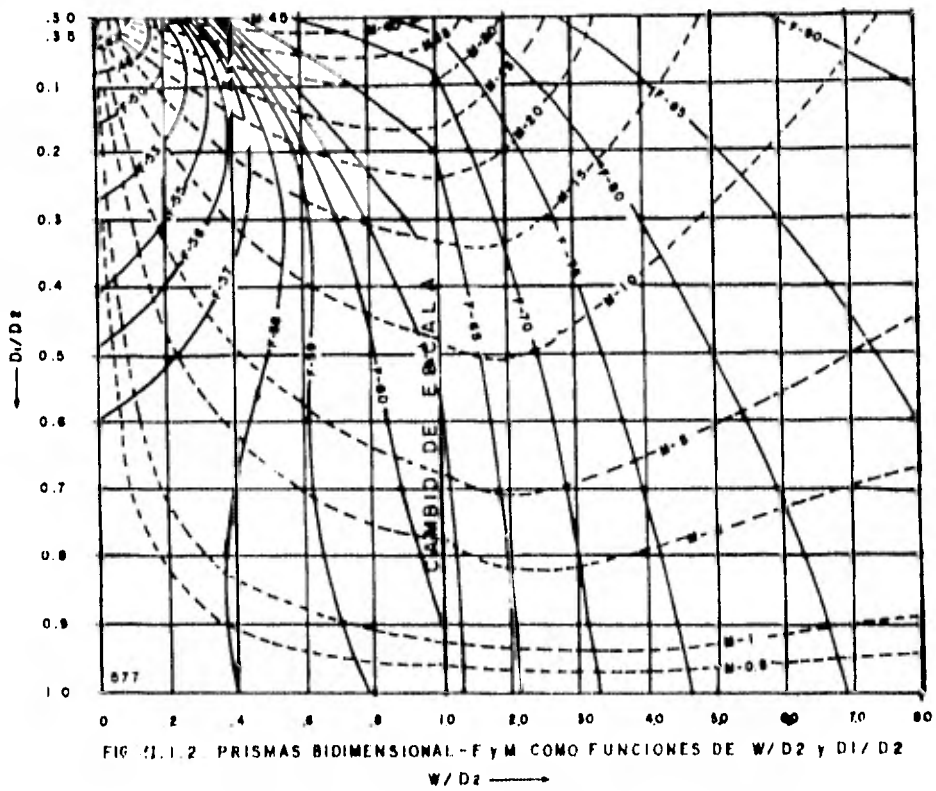


FIG VI.1.2 PRISMAS BIDIMENSIONAL - F y M COMO FUNCIONES DE W/D2 y D1/D2

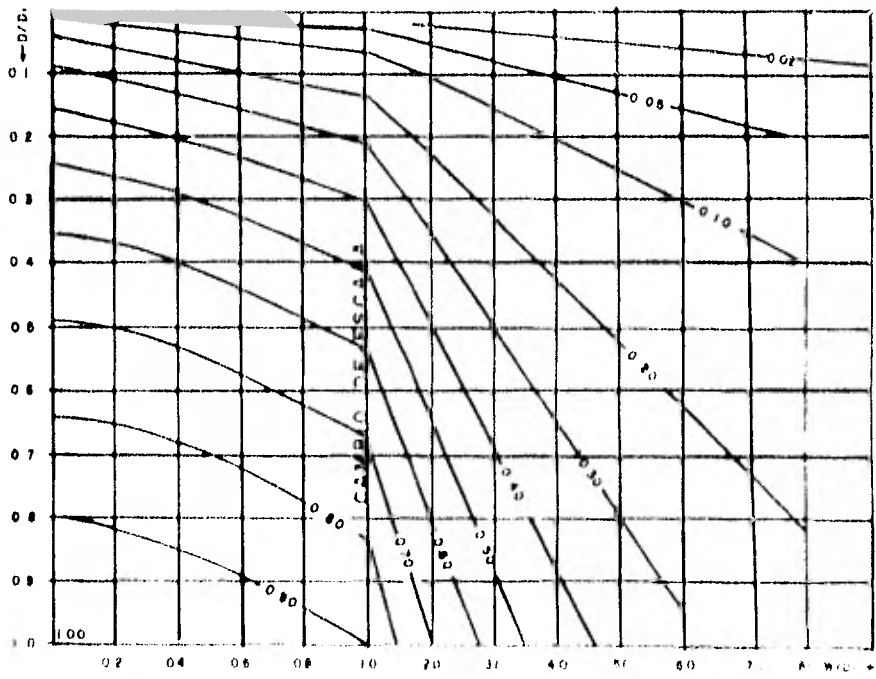


FIG VI.1.1 PRISMAS BIDIMENSIONAL - F y M COMO FUNCIONES DE D1/D2 y W/D2

VI.2 METODO DE M. H. BOTT Y R. A. SMITH; Cálculo de la Profundidad Límite de Cuerpos Atrayentes.

En toda interpretación geológica de anomalías causadas por cuerpos de densidad anómala, es importante poseer un cálculo de la profundidad de dichos cuerpos.

Bott y Smith, desarrollaron un método donde se da una variedad de resultados, que permiten obtener el cálculo rápido de la profundidad máxima del cuerpo que causa la anomalía en estudio. La cual se refiere a la parte superior del cuerpo atrayente, y no a la del centro de gravedad del cuerpo. Los resultados se aplican a cuerpos cuya densidad relativa es positiva ó negativa.

De la siguiente Figura VI.2.1 es tomado ó considerado un determinado cuerpo B, situado debajo de un plano $Z = h$ en un sistema rectangular de ejes x y z donde $A(x)$ es la función que causa el cuerpo enterrado con un determinado contraste de densidad, además se toman los valores máximos con $A_{max} = \left| \frac{dA}{dz} \right|_{max}$.

El método es válido para cuerpos con el mismo tipo de densidad que el medio que los rodea.

. Pero para el propósito de este trabajo se -
tomará en cuenta sólo los teoremas para casos bi-
dimensionales, como es el caso del siguiente teo-
rema:

Teorema 4:

$$h \leq |x_1 - x_2| \lambda^{1/2} / (\lambda - 1)$$

donde:

$$\lambda = \frac{A(x_1)}{A(x_2)}$$

Este teorema se tomó para el análisis de las pro-
fundidades de los distintos cuerpos dados, debido
a que las estaciones tomadas de gravedad están lo
suficientemente espaciadas, y es el teorema que -
más se ajusta a las condiciones de pruebas hechas
a este trabajo.

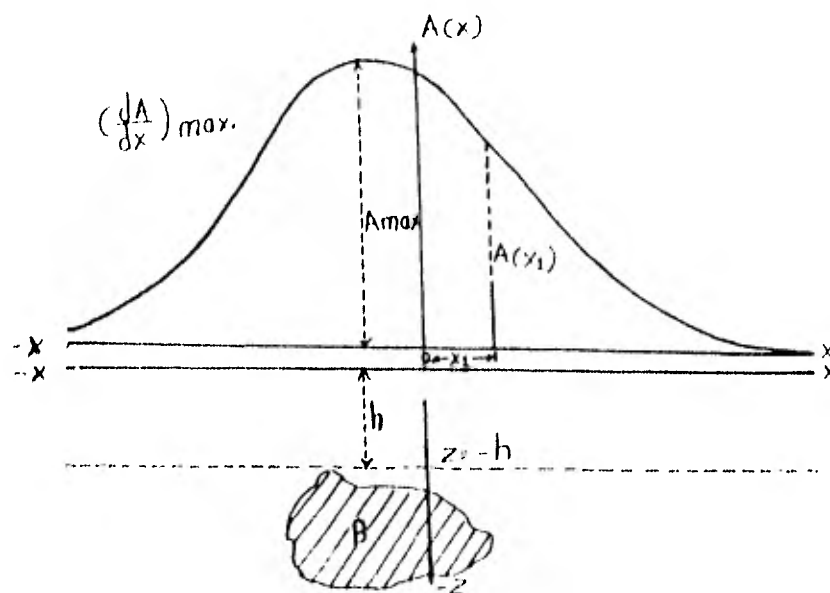


Figura VI, 2.1

VI.3 METODO DE MANIK TALWANI, L. WORZEL Y M. LANDIS--
MAN: Cálculo gravimétrico para Cuerpos Bidimensionales.

Estos autores, desarrollaron un sistema para utilizar el método de interpretación "directo". El sistema se basa en el hecho de que cualquier cuerpo de forma arbitraria puede ser representado por un polígono.

Consideremos un polígono ABCDF Figura VI.3.1 de n - lados, y siendo P el punto en el cual la atracción debida a este polígono se va a determinar.

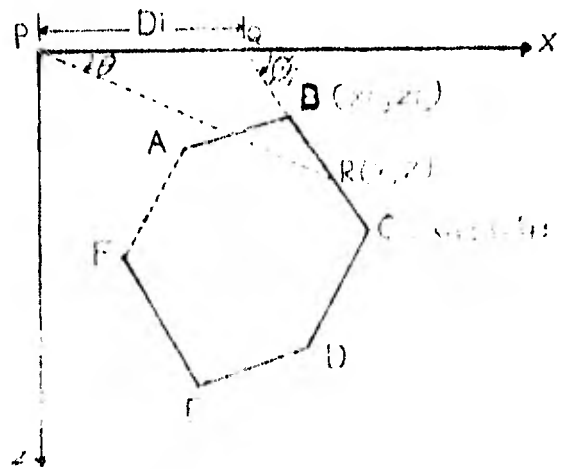


Figura VI.3.1
Elementos de atracción

Imaginándonos a P como el origen de un sistema de coordenadas XZ, considerando Z positivo hacia abajo y el ángulo θ medido desde el eje "X" positivo hacia el eje "Z" positivo.

Hubert, demostró en 1918 por medio de una integral de línea, que la componente vertical de la atracción gravimétrica debida a cuerpos en dos dimensiones está dada por:

$$g_v = 2 \rho P \oint z d\theta \quad (1)$$

En forma semejante de como se dedujo esta ecuación, puede obtenerse la fórmula que muestra la componente horizontal cuya ecuación es:

$$G_H = 2 \rho P \oint x d\theta \quad (2)$$

Evaluando estas dos integrales $\oint z d\theta$ y $\oint x d\theta$, para el polígono de la Figura VI.3.1. Calcularemos primero la contribución del lado BC del polígono a la integral $\oint z d\theta$, prolonguemos BC hasta que se intersecte con el eje "X" en un punto "Q" formándose un ángulo β_1 , llamaremos D_1 a la distancia del origen (Punto P), al punto donde el lado BC corta al eje "X" (Punto Q), de aquí que:

$$z = x \tan \theta \quad (3)$$

Para cualquier punto arbitrario R, sobre BC, tendremos:

$$z = (x - D_i) \tan \phi_i \quad (4)$$

Despejando X en (4) y sustituyendo en (3), obtenemos:

$$z = \frac{D_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (5)$$

Sustituyendo esta expresión encontrada en la integral de línea a lo largo del tramo BC:

$$\int_{BC} z d\theta \quad (6)$$

en forma análoga

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^c \frac{D_i \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = X_i \quad (7)$$

La componente vertical (G_V) y la horizontal (G_H) de la atracción gravimétrica, debido a todo el polígono integrado en un punto dado será:

$$G_V = \rho \gamma P \sum_{i=1}^n z_i \quad (8)$$

$$G_H = \rho \gamma P \sum_{i=1}^n x_i \quad (9)$$

Si ahora consideramos la solución de las integrales de las ecuaciones (6) y (7). En el caso más general, podemos mostrarlo de la siguiente forma:

$$z_i = D_i \operatorname{sen} \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i + \theta_{i+1} + \tan \phi_i \operatorname{Log}_e \right. \quad (10)$$

$$\left. \frac{\cos \phi_i (\tan \theta_{i+1} - \tan \theta_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \theta_i)} \right]$$

$$x_i = D_i \operatorname{sen} \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i + \right. \quad (11)$$

$$\left. \operatorname{Log}_e \frac{\cos \phi_i (\tan \theta_{i+1} - \tan \theta_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \theta_i)} \right]$$

donde θ_{i+1} , θ_i y D_i pueden ser expresados en términos de las coordenadas X y Z , de la forma que se pueden obtener expresiones para las componentes G_V y G_H en términos solamente de estas coordenadas. Esta forma de expresión representa una ventaja, pues es más sencillo definir el contorno de un polígono con las coordenadas X y Z utilizadas en el cálculo en adición, es necesario especificar la densidad del cuerpo y la posición de los

puntos respecto a los cuales está atracción es --
calculada.

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{X_i}$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1}}{X_{i+1} - X_i}$$

$$\phi_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_{i+2}}{X_{i+2}}$$

$$D_i = X_{i+1} + Z_{i+1} \frac{X_{i+1} - X_i}{Z_i - Z_{i+1}}$$

Debido a que en el modelo comparamos la respuesta real del subsuelo obtenido a partir de gravímetros que miden la componente vertical con la respuesta matemática de nuestro modelo, sólo utilizaremos la expresión derivada de la ecuación (8).

C A P I T U L O VII

ANALISIS DE LAS TECNICAS DEL CALCULO DE LA PROFUNDIDAD.

METODO DE D. C. SKEELS.

Este método se prueba después de haber obtenido las variables $X_{1/2}$, $X_{3/4}$, F, M, N, y considerando un determinado contraste de densidad.

Para esto, se tiene una anomalía observada, la cual es causada por un cuerpo cuya forma y dimensiones se desconocen, en esta anomalía, se toma un punto a la mitad del valor máximo de la anomalía, este punto es llamado $X_{1/2}$. El siguiente punto es tomado a las tres cuartas partes del máximo valor de la misma, a este punto se le asigna $X_{3/4}$. Donde $X_{1/2}$ y $X_{3/4}$ son distancias que marcan del centro de la anomalía al punto en sentido horizontal, y que corresponde a un valor en la anomalía.

Después de haber obtenido los valores de $X_{1/2}$ y $X_{3/4}$, con estos valores se obtiene F y B, donde F es un radio, y B es considerado como un gradiente.

Con estos valores de F y M, se toma la Gráfica - VI.1.2, y se obtienen los valores de D_1/D_2 y W/D_2 con este par de valores entramos a la Gráfica - - VI.1.3, y obtenemos un valor para N, con este valor de N, se obtiene D_1 , que esta dada por la relación

$$N = D_1 / X_{1/2}$$

Con este valor de D_1 , se obtiene el valor de D_2 y de W, que son los siguientes valores para definir nuestro cuerpo y la profundidad.

Donde D_1 es la profundidad tope del cuerpo, D_2 es la profundidad total del cuerpo y W es la anchura de dicho cuerpo, con el cual queda probado el método.

METODO DE BOTT, M. H Y SMITH, R.A.

La forma de aplicar esta técnica, está basada en las variables siguientes:

X_1 , X_2 , $A(X_1)$, $A(X_2)$, y h

Para esto se toma la variable X_1 , y se fija un sólo valor de distancia, y a la vez que este valor de distancia, corresponde a un valor de $A(X_1)$ en la curva del perfil gravimétrico, mientras que la variable X_2 , se va recorriendo a lo largo del eje X , sobre el cual se tienen marcadas las distancias. Por lo tanto para cada valor de distancia de X_2 , corresponde un valor de $A(X_2)$ en la curva del perfil gravimétrico para ese punto. Después se obtiene λ , esta variable resulta de dividir $A(X_1)$ entre $A(X_2)$, que es un operador que se utiliza para obtener h , donde h es la profundidad de ese punto en cuestión.

Después de haberse obtenido todas las profundidades de todos los puntos, se procede hacer el segundo movimiento, en el cual se recorre X_1 hacia otra distancia por sentido positivo, y se procede hacer lo mismo por sentido negativo en la primer

corrida y obtener las profundidades de todos los puntos.

Todas estas profundidades de estos puntos, se grafican contra la distancia de cada punto, y donde las gráficas de todos los puntos y de todas las pruebas tiendan a unirse, será la profundidad que estamos calculando para el cuerpo.

La descripción anterior, es la aplicación del Teorema 4 de este método, que es el Teorema que fue seleccionado y es el que más se ajusta para el caso de este trabajo.

METODO DE M. TALWANI, L. WORZEL Y M. LANDISMAN

El cálculo de anomalías gravimétricas causadas -- por estructuras con un contraste de densidad y -- formas específicas, tienen dos aplicaciones principales en el proceso de interpretación. La primera es la llamada forma "directa", y se basa en hacer compilación de curvas teóricas de modelos -- con geometría relativamente simple, que consisten en comparar el perfil anómalo observado con curvas teóricas y posteriormente hacer evaluación de la profundidad, forma del cuerpo que causa la anomalía.

La segunda aplicación es el llamado método "indirecto", y se hace comparando la anomalía calculada de cuerpo de ensaye con la anomalía observada hasta encontrar un cuerpo cuyo anomalía calculada se ajuste a la observada.

Aún cuando el método nos determina la profundidad, el contraste de densidad y la forma del cuerpo, -- fué necesario para este trabajo, dar una primera forma del cuerpo, profundidad y densidad ayudado por los métodos de Skeels y Bott-Smith para encontrar con más precisión esta profundidad, forma del

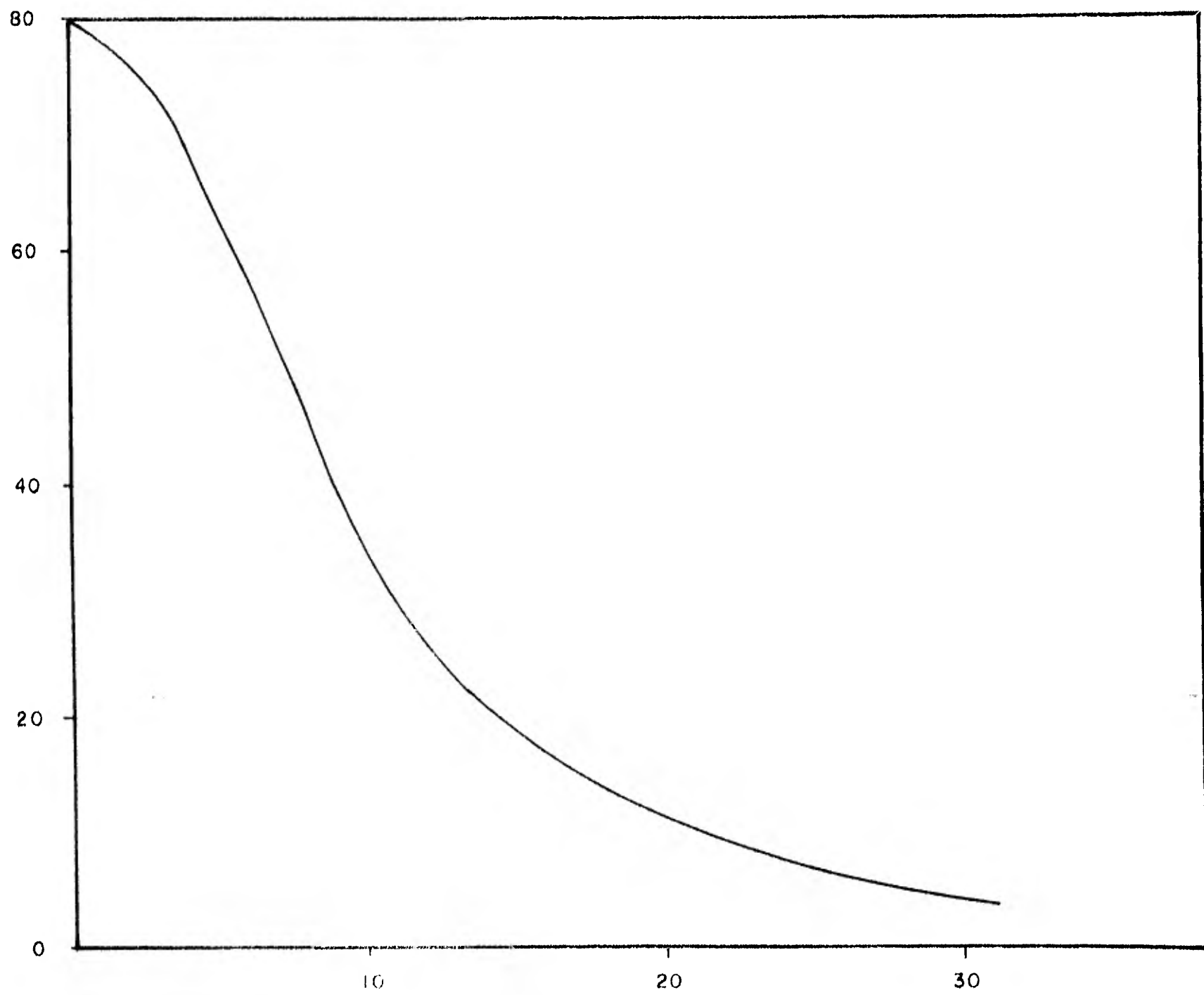
cuerpo y contraste de densidad. Lo que nos demuestra que el método es bastante eficaz para tipos de problemas donde tenemos una incognita respecto de la forma del cuerpo, ó una anomalía causada por una determinada forma de cuerpo.

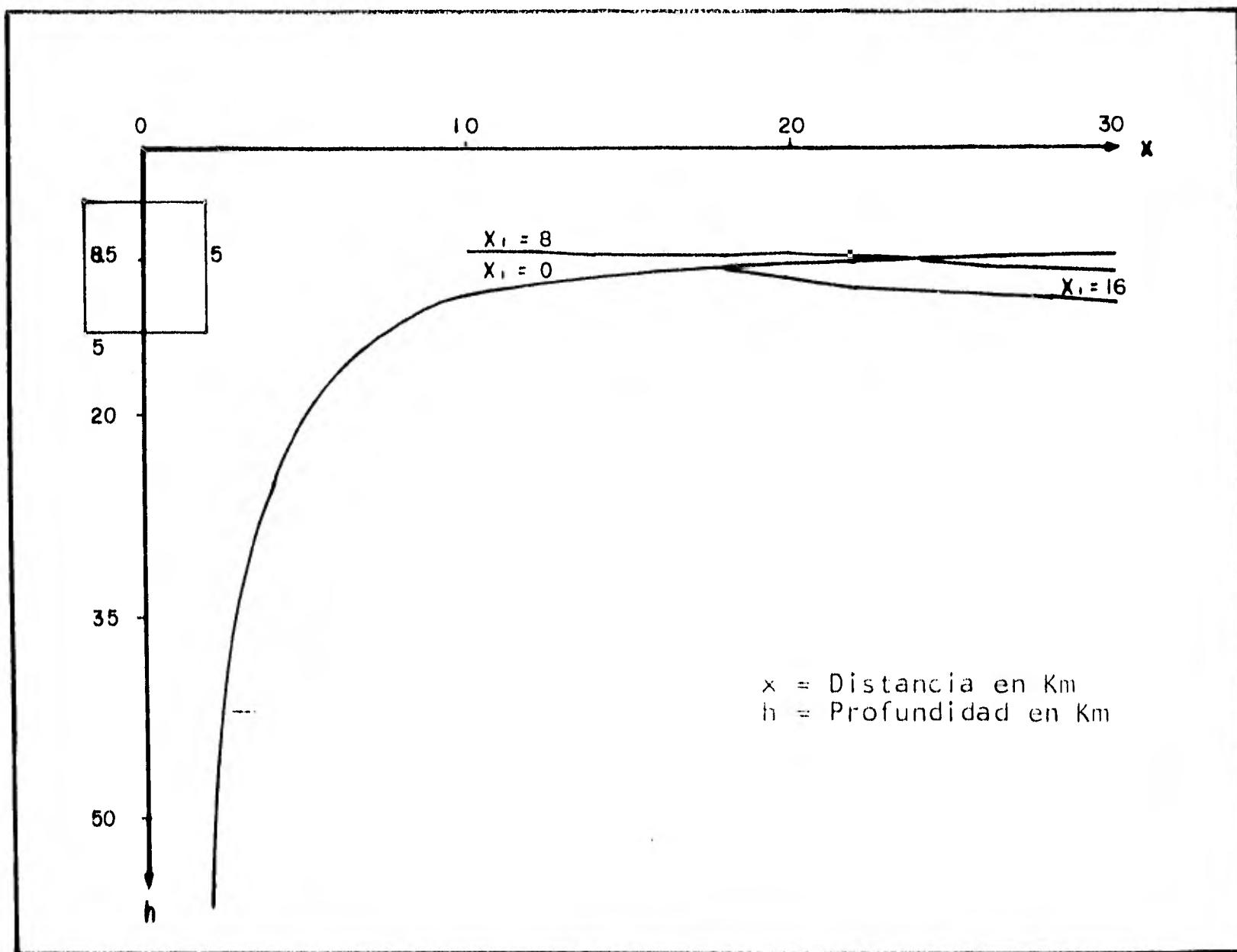
ñ
•

Datos de la Curva No. 1
en U.G.

$$\Delta P = 0.1 \text{ gr/cm}^3$$

80.0	34.0	11.3	5.3
79.2	30.0	10.4	
76.9	26.5	9.5	
73.1	23.5	8.8	
68.1	20.9	8.1	
62.3	18.7	7.5	
56.0	16.8	7.0	
49.8	15.1	6.5	
44.0	13.6	6.0	
39.0	12.4	5.7	





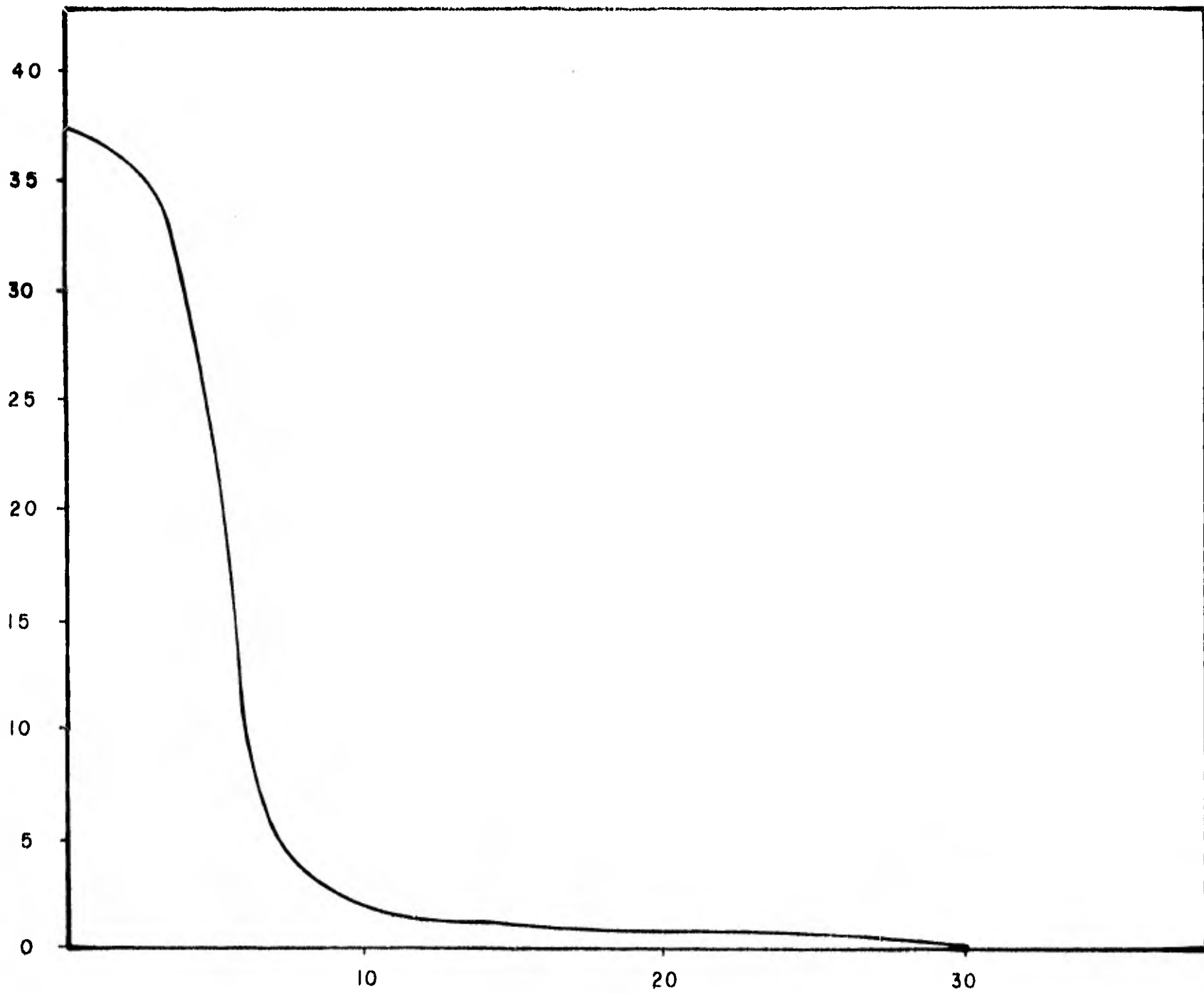
ANALISIS DE LA CURVA N° 1

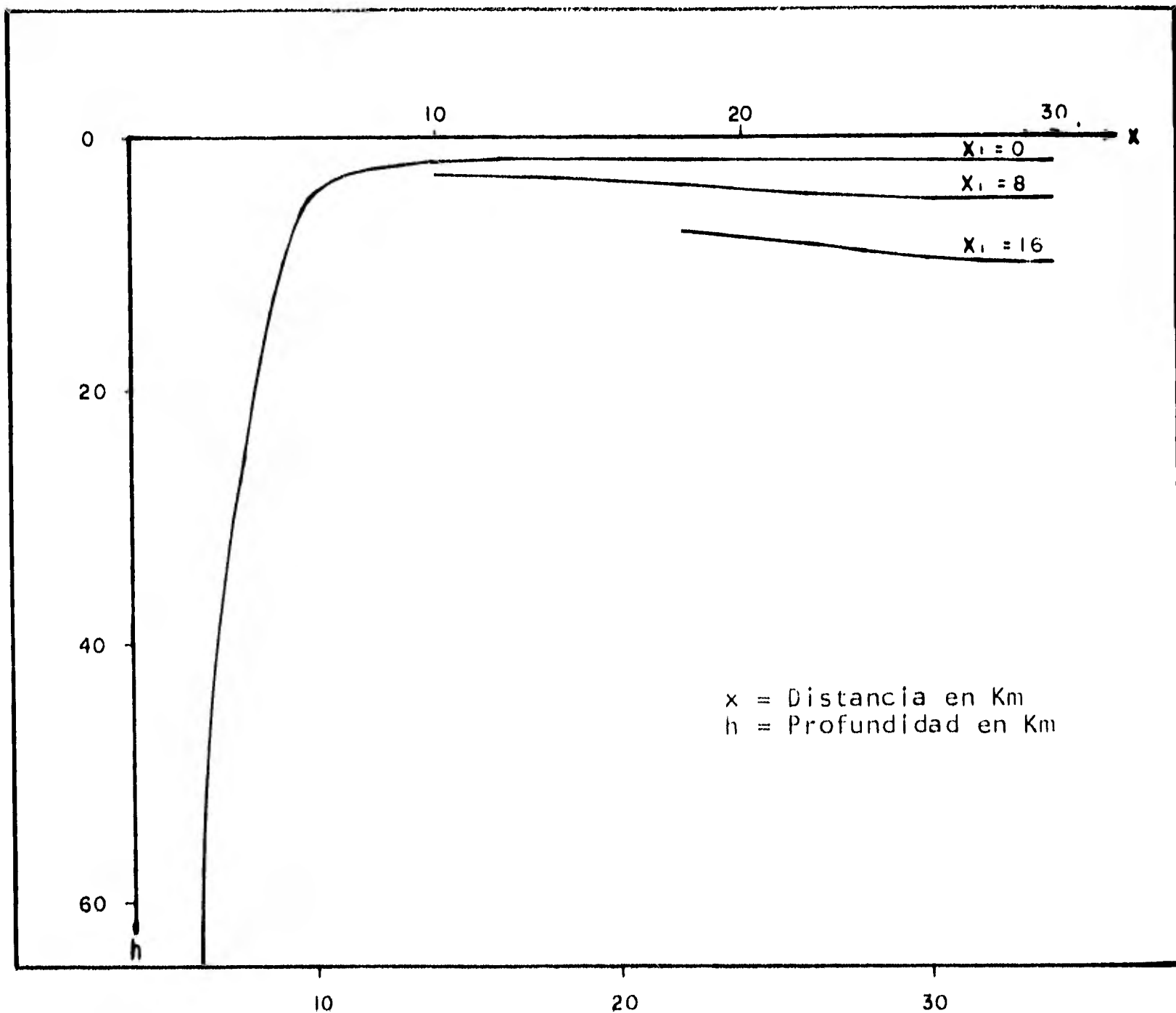
Datos de la Curva No. 2

en U.G.

$$\Delta P = 0.1 \text{ gr/cm}^3$$

36.7	1.7	0.3	0.1
36.5	1.4	0.3	
35.8	1.1	0.2	
34.2	0.9	0.2	
30.2	0.8	0.2	
19.6	0.7	0.2	
9.0	0.6	0.2	
5.0	0.5	0.1	
3.2	0.4	0.1	
2.3	0.4	0.1	



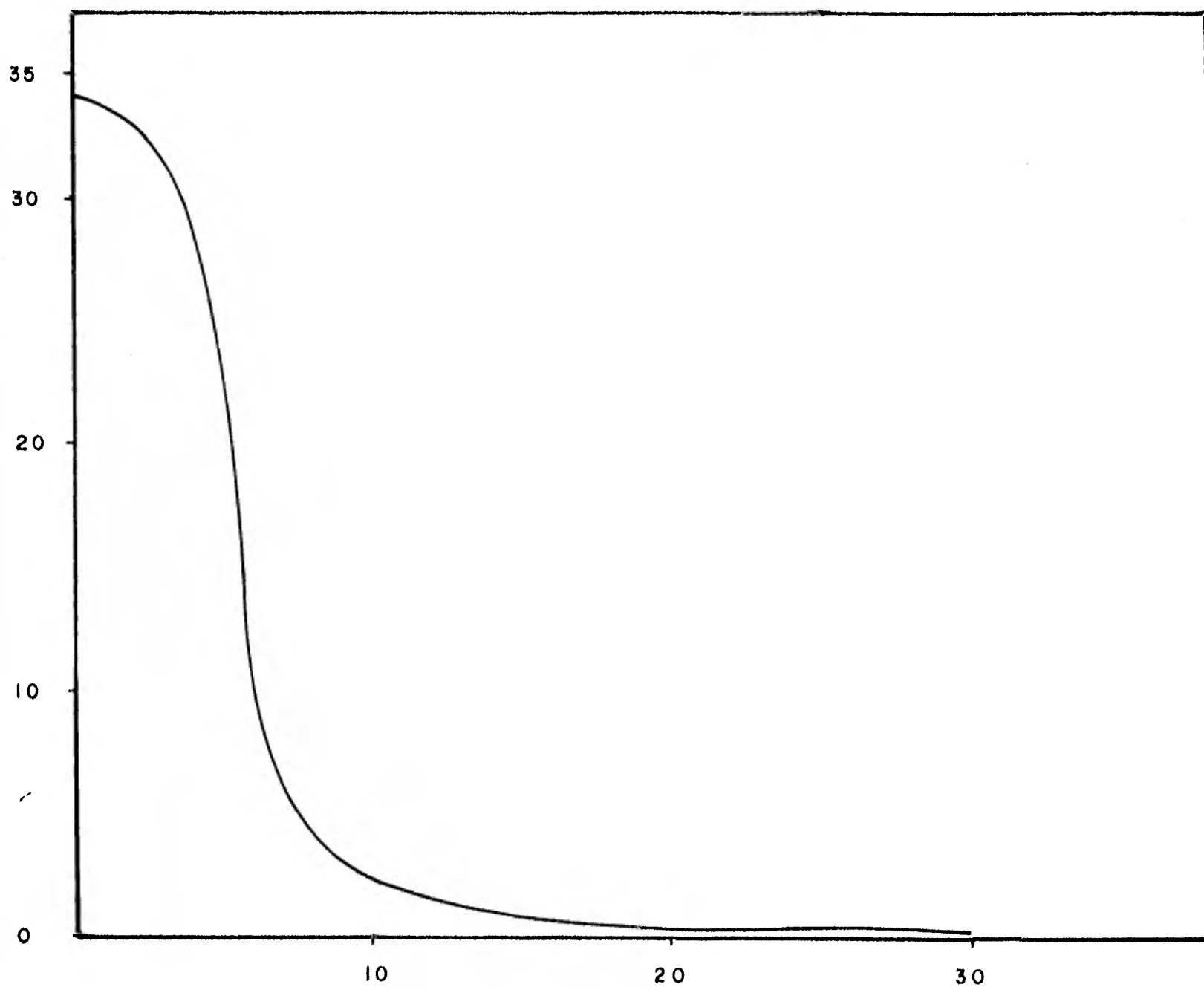


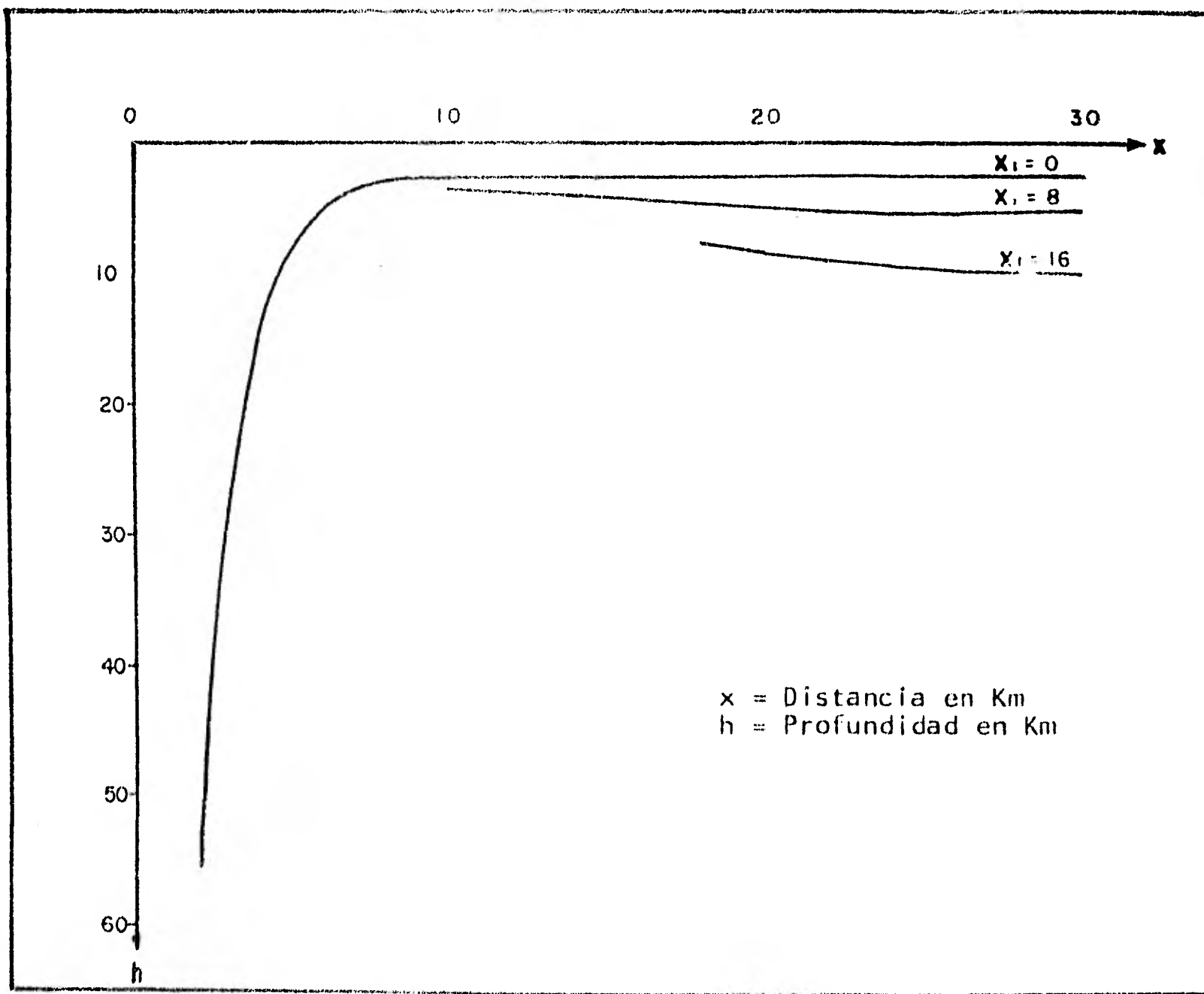
ANALISIS DE LA CURVA N° 2

Datos de la Curva No. 3
en U.G.

$$\Delta P = 0.1 \text{ gr/cm}^3$$

34.2	2.5	0.5	0.2
33.9	2.0	0.5	
32.0	1.6	0.4	
31.0	1.4	0.4	
26.8	1.2	0.4	
19.0	1.0	0.3	
11.1	0.9	0.3	
6.8	0.8	0.3	
4.6	0.7	0.3	
3.3	0.6	0.2	





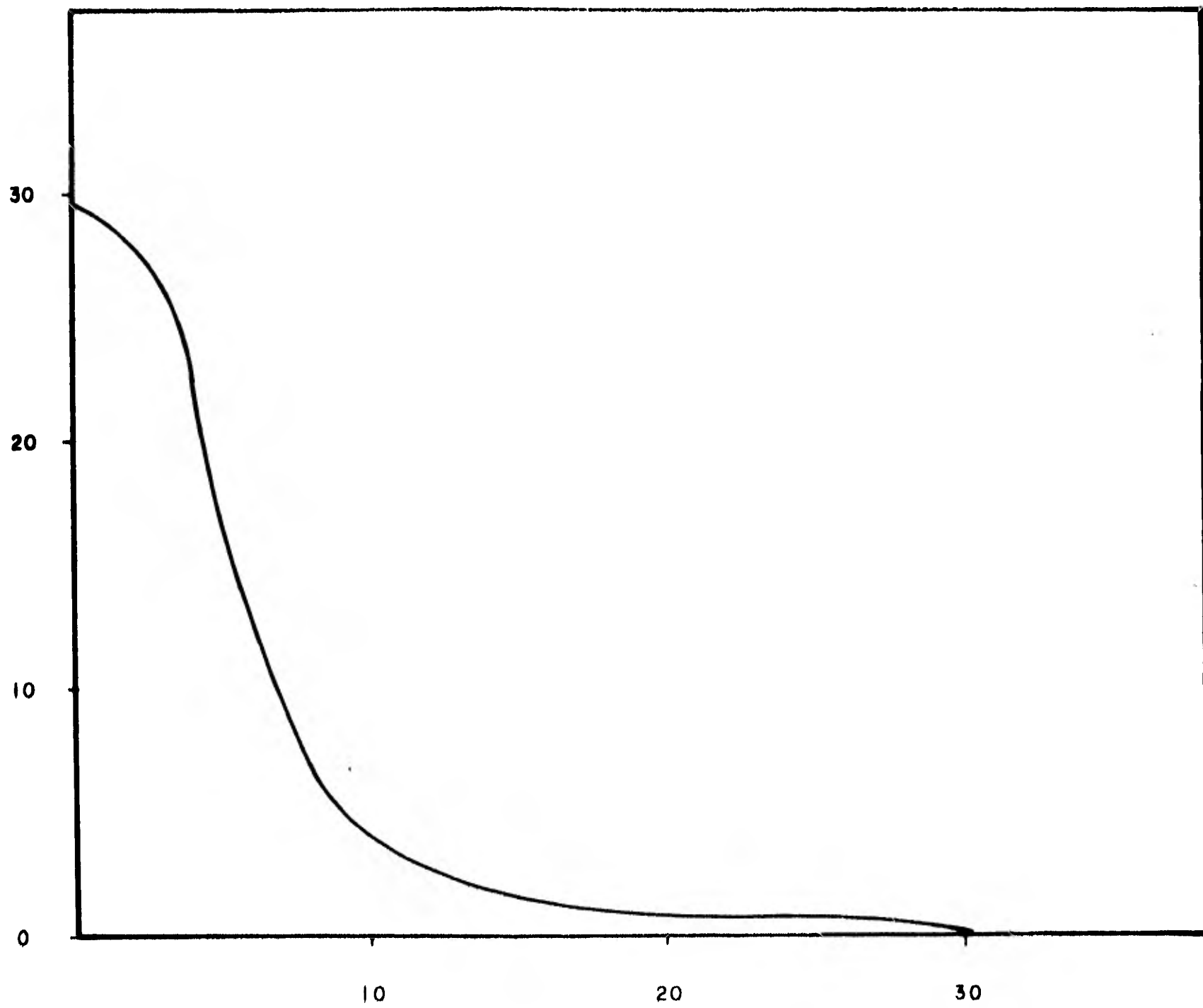
ANALISIS DE LA CURVA N° 3

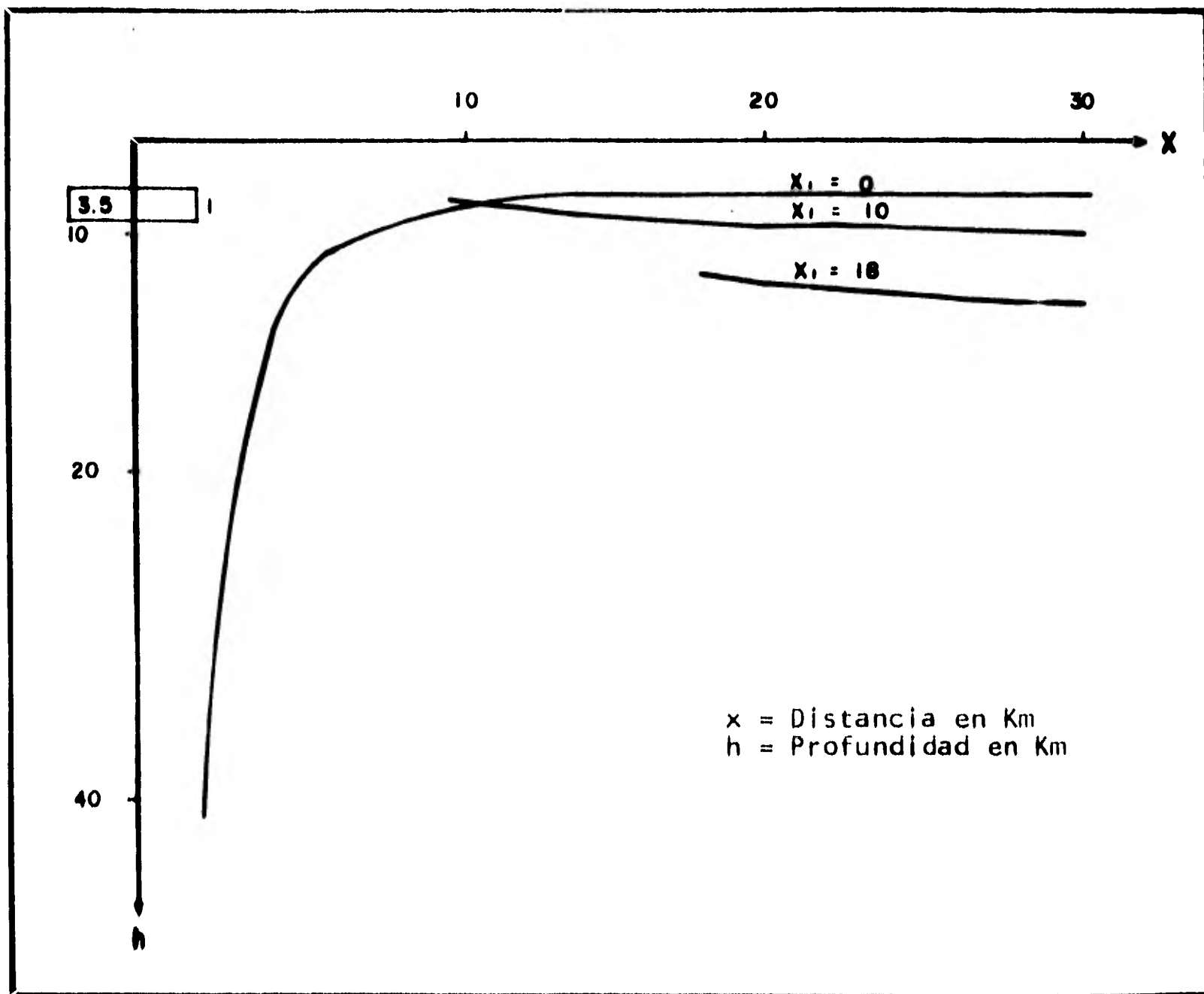
Datos de la Curva No. 4

en U.G.

$$\Delta P = 0.1 \text{ gr/cm}^3$$

29.6	4.0	0.9	0.4
29.2	3.2	0.8	
28.1	2.6	0.7	
26.0	2.1	0.7	
22.5	1.9	0.6	
17.7	1.6	0.6	
12.8	1.3	0.5	
9.2	1.2	0.5	
6.7	1.0	0.4	
5.1	0.9	0.4	





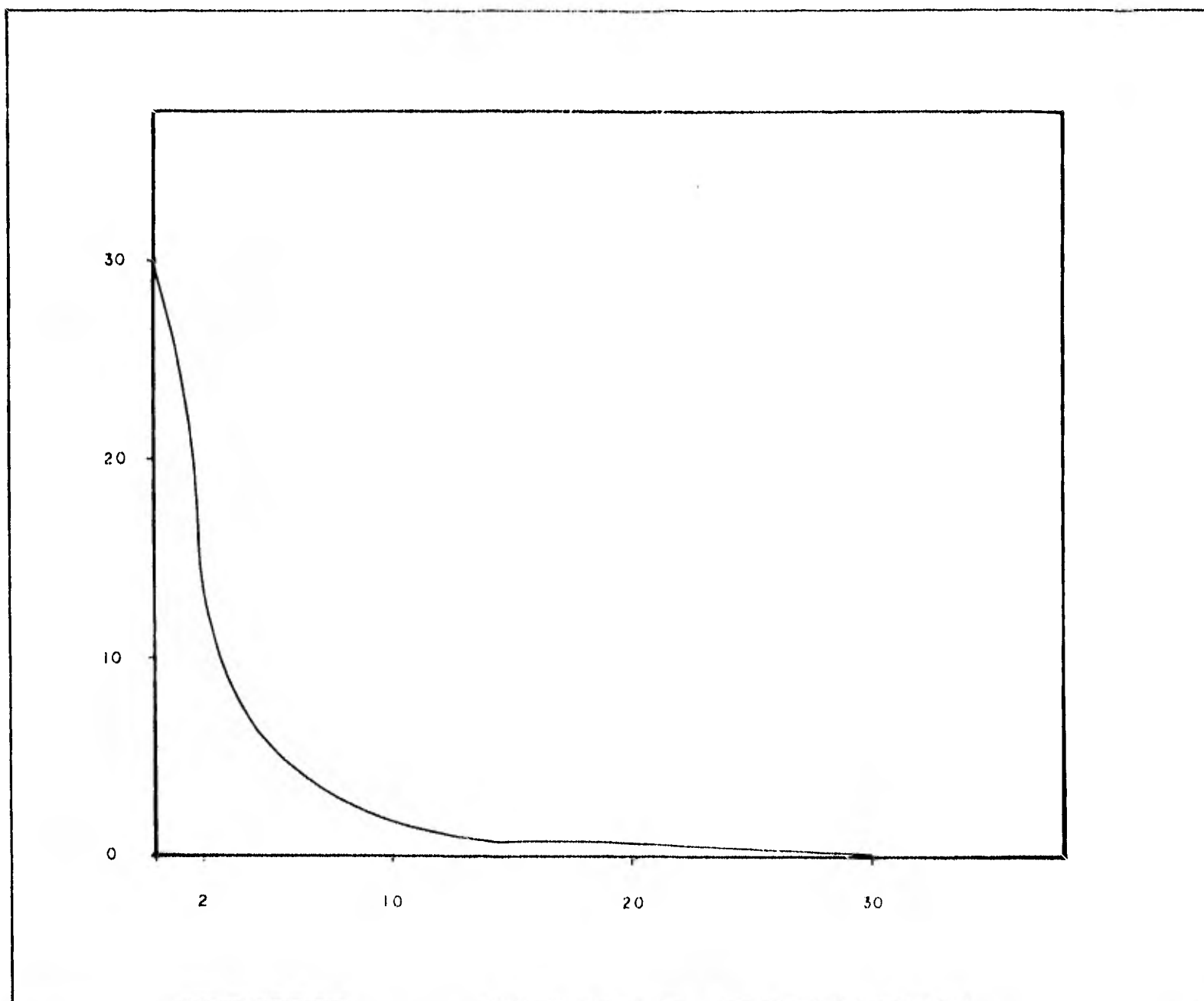
ANALISIS DE LA CURVA N° 4

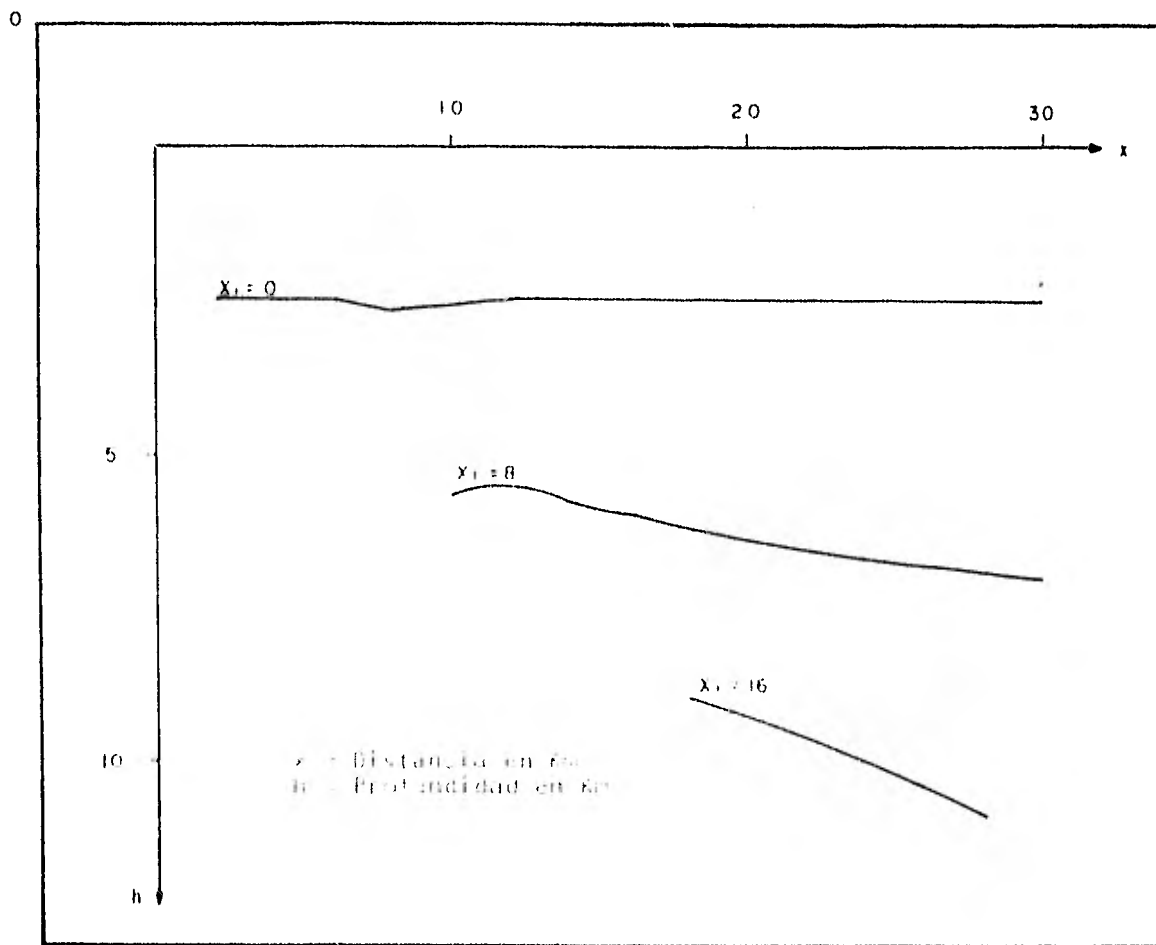
Datos de la Curva No. 5

en U.G.

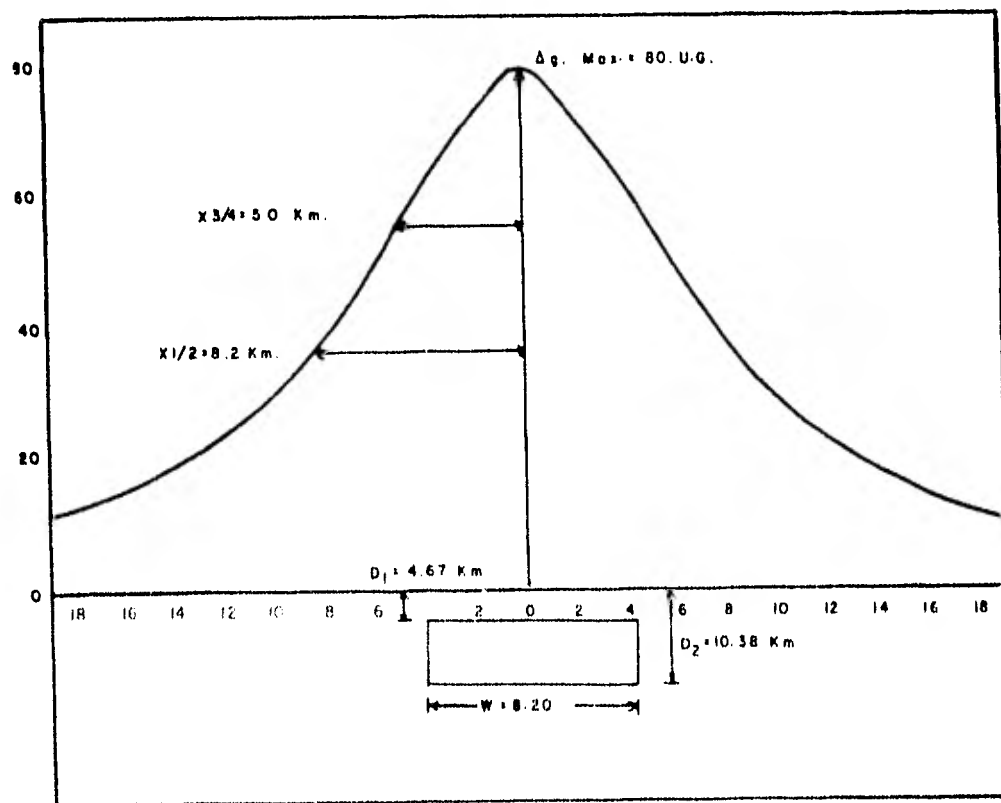
$$\Delta P = 0.1 \text{ gr/cm}^3$$

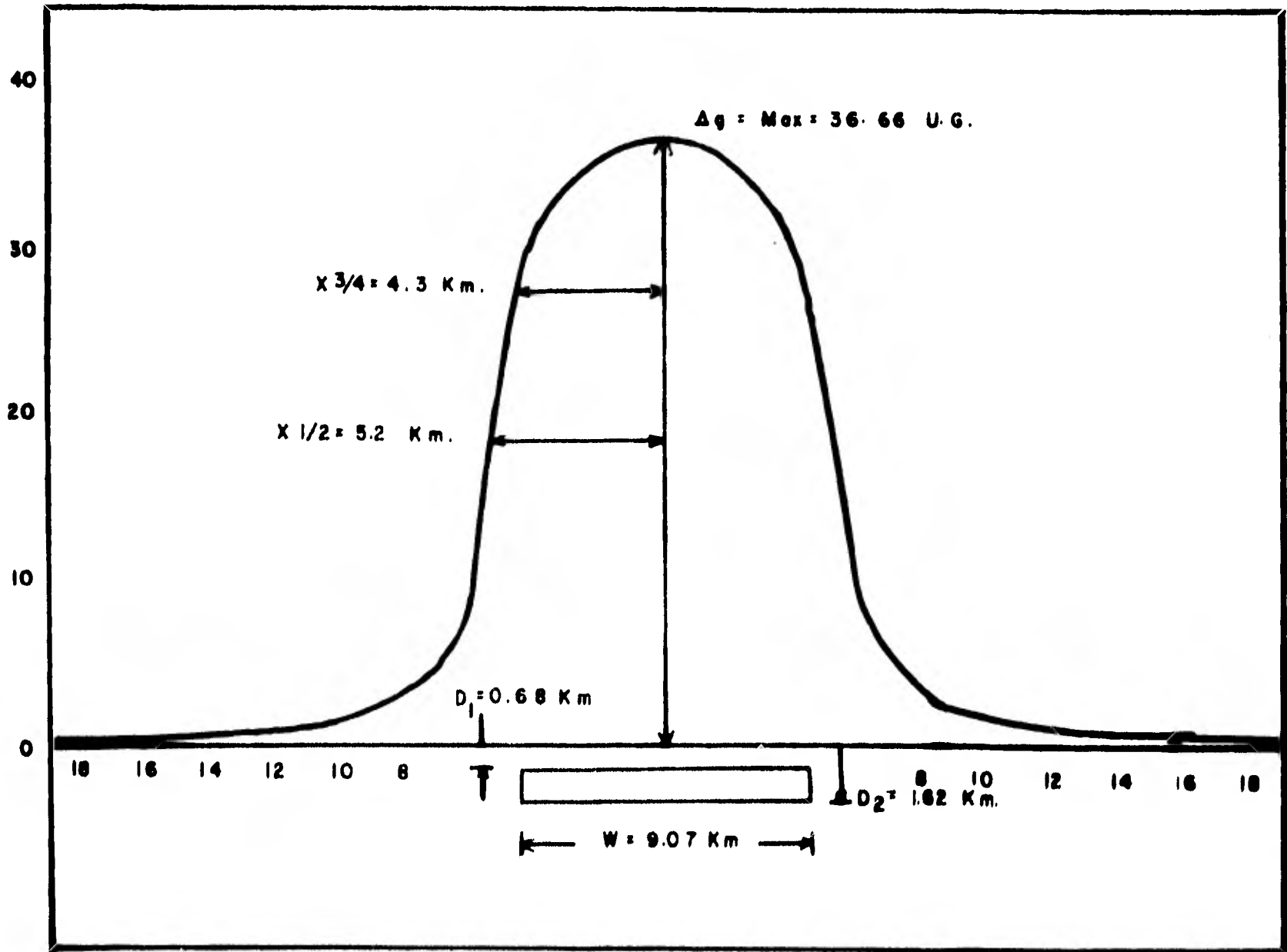
30.2	1.7	0.5	0.2
21.7	1.5	0.4	
14.0	1.3	0.4	
9.7	1.1	0.4	
7.0	1.0	0.3	
5.2	0.9	0.3	
4.0	0.8	0.3	
3.1	0.7	0.3	
2.6	0.6	0.3	
2.1	0.5	0.2	

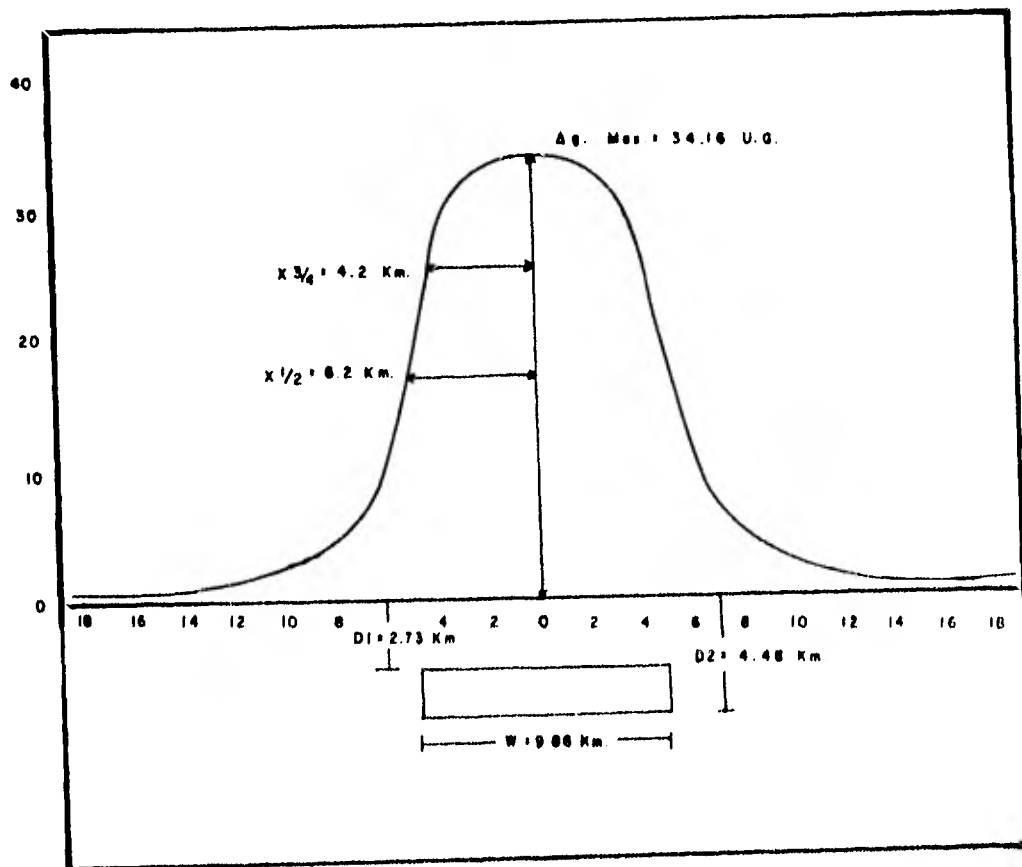




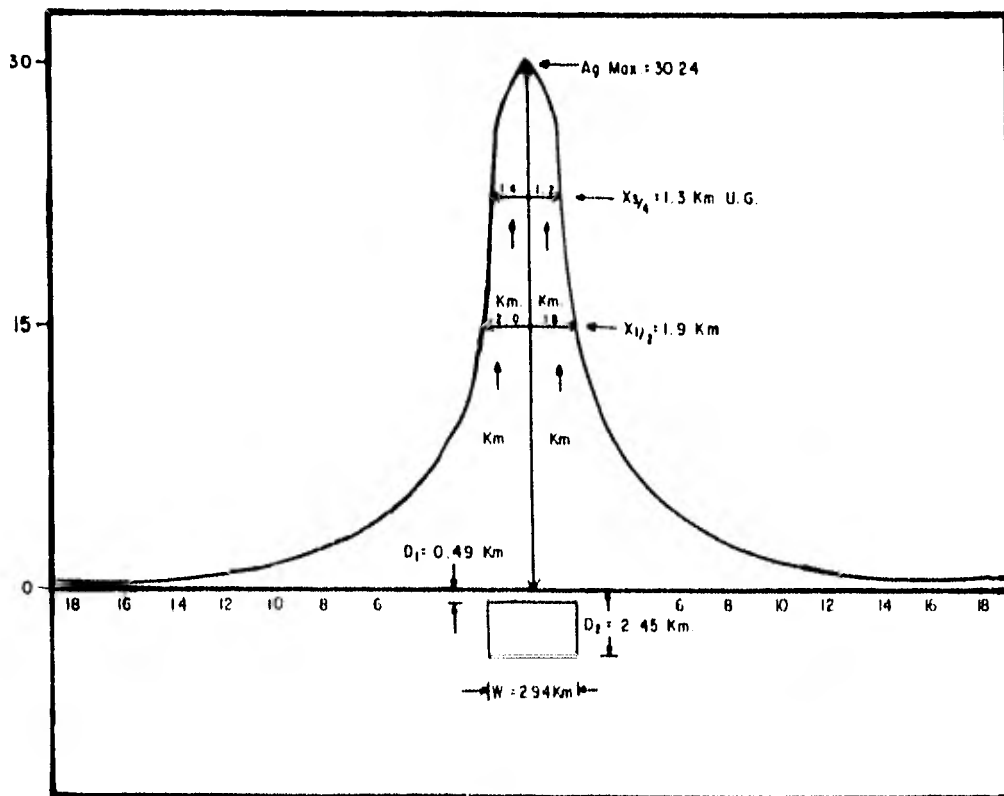
ANALISIS DE LA CURVA N° 5







CURVA N.º 2



CHRYA 11.1.1

VIII CONCLUSIONES

El uso de Técnicas para el cálculo de la profundidad en 2 dimensiones de la masa anómala, proporcionan una amplia variedad de resultados, algunas son más confiables que otras y además con tiempos de procesamientos más largos que otras, que son de resultados rápidos y confiables. Además que la determinación de la profundidad del cuerpo anómalo en todo estudio ó trabajo de una exploración gravimétrica, es el objetivo que siempre se ha seguido para determinar estructuras de interés.

Los resultados obtenidos aquí, usando las técnicas antes descritas han sido congruentes en una forma aproximada con los modelos de cuerpos propuestos.

Se comprobó, analizando la técnica de Skeels que era bastante confiable el método, no interesando la profundidad del cuerpo, porque para cualquier profundidad del cuerpo la técnica casi se aproximaba a la profundidad antes calculada.

La técnica de Bott-Smith fué más tolerante, con esta técnica, se vió que cuando el cuerpo era de forma de dique, el método no decía nada respecto a la profundidad, también para profundidades muy grandes el método en algunos ca-

sos fue confiable y en otros no, para las distintas dimensiones de los cuerpos propuestos.

Esto nos lleva a tener confianza en estos métodos ya que proporcionan un soporte confiable para cualquier trabajo que se quiera realizar.

Para el buen funcionamiento de estos métodos, es necesario que la investigación y recopilación de datos hecha en campo, sean de la mejor calidad posible.

BIBLIOGRAFIA

- Dobrin, M. B, 1960. Introducción a la Prospección Geofísica Ediciones Omega; Barcelona.
- Figuerola, J.C. Tratado de Geofísica Aplicada. 2a. Edición. Madrid.
- Talwani, M. Worzel, L. and Landisman, M. 1959. RAPID GRAVITY COMPUTATIONS FOR TWO-DIMENSIONAL BODIES WITH APPLICATIONS TO THE MENDOCINO SUB-MARINE GRACTURE ZONE, Journal of Geophysical Research, Vol. 64, No. 1.
- La Fehr, T. R. GRAVITY AND MAGNETIC EXPLORATION HANDOUT MATERIAL for Instituto Mexicano del Petróleo. Sept. 1976
- SEMINARIO DE INTERPRETACION GRAVIMETRICA Y MAGNETICA. Facultad de Ingeniería U.N.A.M. 1981.
- Bott, M.H and Smith R.A. THE ESTIMATION OF THE LIMITING DEPTH OF GRAVITATING BODIES, Geophysical Prospecting. Vol. VI
- SKEELS, D. C. AN APROXIMATE SOLUTION OF THE PROBLEM - OF MAXIMUM DEPTH IN GRAVITY INTERPRETATION. Geophysics. Vol. XXVIII No. 5 pp. 724-735
- NETTLETON, L.L. GRAVITY AND MAGNETICS IN OIL PROSPECTING, Mc Graw-Hill Co. N. Y.