

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA



**INTERPRETACION DE LOS
DATOS AEROMAGNETICOS
DE LA PROSPECCION
PETROLERA.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO**

P R E S E N T A

RAYMUNDO MARTINEZ ANGELES

MEXICO, D. F.

1979

201
17



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

CONTENIDO

	Pág.
I.- INTRODUCCION.	1
II.- OBJETIVOS Y LIMITACIONES DE LA PROSPECCION AEROMAGNETICA. ...	4
II.1. Objetivos de la prospección aeromagnética.	4
II.2. Limitaciones de la prospección aeromagnética.	16
III.- INTERPRETACION CUALITATIVA.	21
IV.- INTERPRETACION CUANTITATIVA.	32
IV.1. Métodos de interpretación por perfiles.	34
IV.1.1. Método I.T.I. (ó de Naudy).	41
IV.1.2. Método de la Deconvolución de Werner.	45
IV.1.3. Método de Reford.	54
IV.1.4. Métodos de Peters, Sokolov y Vacquier.	60
IV.1.5. Método de T. Austin.	68
IV.2. Métodos de interpretación en planos.	78
IV.2.1. Método de Mejilla (Operadores en 2 dimensiones) ...	78
IV.2.2. Cálculos analíticos de derivados.	86
IV.2.3. Cálculo de profundidades en planos.	91
IV.2.4. Otros procesos en planos.	107
V.- PRESENTACION DE RESULTADOS.	109
VI.- CONCLUSIONES.	114
VII.- BIBLIOGRAFIA.	117

I. INTRODUCCION.

El petróleo es un producto natural que influye grandemente en todas las industrias modernas, debido a que la energía y la lubricación que requieren se obtiene de la refinación de dicho material crudo.

Todas las operaciones relacionadas con la búsqueda y localización de yacimientos petrolíferos, constituyen el objetivo de la prospección. La prospección petrolera se dedica, en contra de la creencia común, no a buscar el petróleo directamente, sino a las trampas geológicas; tanto estructurales como estratigráficas, capaces de atraparlo y almacenarlo.

En la actualidad no se conoce ningún método científico que puede indicar con seguridad la presencia del petróleo desde la superficie, a excepción de los afloramientos superficiales (chapopoterías). La ingeniería geológica emplea técnicas tales como: fotografía aérea, geología superficial, mineralogía, percepción remota, etc., pueden encontrar trampas estructurales y estratigráficas que afloran y se reflejan en la superficie, que podrían relacionarse con los yacimientos petrolíferos.

Cada vez y con mayor frecuencia se aplican las técnicas indirectas de prospección de la ingeniería geofísica tales como: magnetometría, gravimetría, sismología, registros geofísicos en pozos, etc. De tales técnicas, las dos primeras se consideran de reconocimiento y la tercera en sí, es una técnica de afinamiento y de detalle de las trampas geológicas (estructurales) y (estratigráficas), de interés en la prospección petrolera, localizadas bajo la superficie. Dichas trampas geológicas en ocasiones se --

localizan hasta a varios miles de metros de profundidad -- con bastante aproximación.

Por lo tanto, es necesario que en los resultados que se presenten en la prospección petrolera final, estén incluidas tanto las interpretaciones de origen geológico como geofísico, de tal forma que una interpretación sea complementaria de la otra.

Se recomienda que sea la magnetometría uno de los --- primeros métodos que se utilicen para atacar un área nueva con posibilidades petrolíferas.

Un trabajo de magnetometría de una forma general se puede dividir en las siguientes etapas: proyecto del levantamiento, operación de campo, compilación de información, procesamiento de datos, interpretación de anomalías y finalmente la interpretación integral junto con otras interpretaciones geofísicas y/o geológicas.

En el proyecto del levantamiento, o sea, la geometría del plan de vuelo (orientación, espaciamiento y altura de las líneas de vuelo), depende de: la magnitud y extensión en superficie de las anomalías buscadas, de la variación diurna esperada, de la precisión exigida por el mapa final y de la ubicación de las estaciones transmisoras para la localización electrónica de las posiciones.

La operación de campo es sencilla y fácil de efectuar, debido a los progresos de la electrónica y de la tecnología, principalmente en: los equipos de adquisición de datos magnéticos, a los métodos y equipos de posicionamiento de fiduciales y a los adelantos en la navegación aérea; lo -- cual permite que las anomalías de interés sean detectadas por los instrumentos y sean localizadas geográficamente -- con gran precisión.

Aunque hay diferencias menores en el análisis de los datos se puede considerar que la teoría de la interpretación magnética para prospección petrolera es la misma para datos obtenidos por avión, barco o magnetómetro terrestre. De los tres métodos de recolección de datos, el aéreo ofrece las mayores ventajas en la mayoría de los casos, razón por la cual actualmente predomina en el 90% de los trabajos. Es más rápido, los problemas de variación diurna se reducen considerablemente, se eliminan problemas de accesibilidad, los datos son recolectados continuamente y, las señales superficiales de origen no geológico y los fenómenos eléctricos pueden ser atenuados incrementando la altura del vuelo.

La presente tesis tiene como objeto exponer las diferentes técnicas de interpretación magnética que se utilizan actualmente en la prospección petrolera en México. La tesis está organizada de tal manera que se intenta exponer una secuencia lógica de interpretación. Cabe mencionar que no se incluyen aspectos demasiado teóricos, ya que a la vez se intenta dar aspectos de una interpretación práctica.

Además solo se consideran aquellos métodos que podrían denominarse manuales, ó, de acceso inmediato a computadoras principalmente los métodos que se apoyan en la convolución en una y dos dimensiones (perfiles y planos respectivamente).

11 OBJETIVOS Y LIMITACIONES DE LA PROSPECCION AEROMAGNETICA

Este capítulo sólo toma en cuenta a la parte de la interpretación de la magnetometría aérea ya que éste es el objetivo de la tesis.

11.1 OBJETIVOS.

La tierra puede ser considerada como una esfera uniformemente magnetizada envuelta en un campo magnético. Este campo es -- similar al generado por un dipolo con su eje coincidente con los polos magnéticos Norte y Sur. Las distorsiones en este campo son causadas por fenómenos geológicos sobre ó bajo la superficie, ó bien por la mano del hombre, mediante líneas de transmisión, tuberías, etc. Los fenómenos geológicos generalmente dan por resultado una distribución irregular de minerales magnéticos en la -- corteza, por ejemplo, la presencia de minerales magnéticos en los sedimentos, los cuáles son relativamente no-magnéticos.

La columna sedimentaria, con unas cuantas excepciones, contiene un porcentaje tan pequeño de minerales paramagnéticos, comúnmente magnetita, que su efecto magnético es despreciable,. La diferencia entre la susceptibilidad de los sedimentos y las rocas del basamento es importante en la interpretación porque las distorsiones en el campo magnético son consideradas como originadas por contactos geológicos específicos que permiten estimar profundidades a la cima de estos fenómenos magnéticos; pudiendo establecerse en esta forma la profundidad del basamento y el espesor de los sedimentos. (Petty Ray, 1973.)

Entre los métodos de investigación geofísica, la configuración detallada del campo magnético de la tierra podría ser una -- ayuda en el estudio de la estructura de las rocas de la tierra -- que contienen una cantidad apreciable de mineral ferromagnético.-- Las rocas cristalinas de origen ígneo, tales como el granito, el basalto y el gabro, son lo suficientemente magnéticas como para -- influenciar el campo magnético de la tierra por encima de su su--

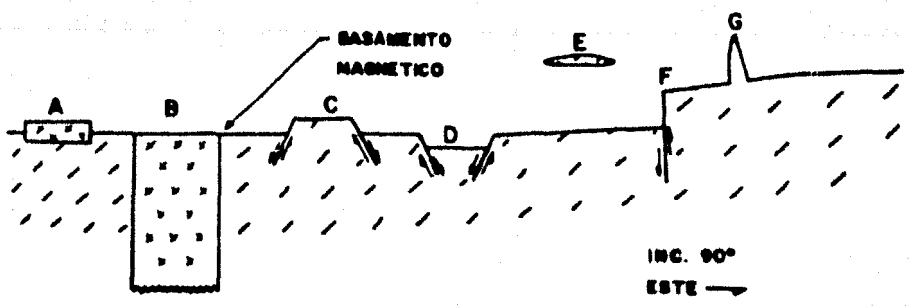
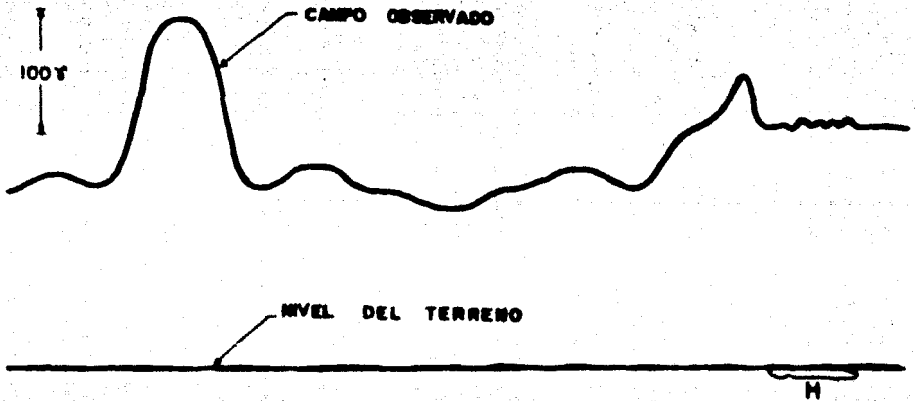
perficie, aún en regiones en que éstas rocas se encuentran sepultadas bajo un gran espesor de rocas sedimentarias. En general las rocas sedimentarias son prácticamente no-magnéticas, mientras que las rocas ígneas magnéticas, probablemente pierden sus propiedades ferromagnéticas a una profundidad de alrededor de 13 millas donde su temperatura asciende por encima del punto de Curie. (Vacquier, 1951).

Las rocas tienen un amplio rango de susceptibilidades y numéricamente varía entre 100×10^{-6} unidades cgs. para rocas graníticas y 1000×10^{-6} ó 10000×10^{-6} unidades cgs. para rocas básicas. (Fig. No. 4).

Un conjunto de anomalías en el campo magnético terrestre causado por fenómenos geológicos se ilustra en la fig. No.1. Esta es una situación hipotética geológico-magnética localizada en el polo magnético Norte. El caso "A" es una hoja ó placa delgada, cuyo contenido ferromagnético es mayor que el de las rocas que la rodean. Esta puede sobresalir por encima, descansar al nivel ó bien estar por debajo de la superficie del basamento. "B" es un ejemplo de una unidad intrabasal, ésta al igual que "A", es una zona de alto contenido magnético que está dentro del basamento. El ejemplo "H" representa materiales magnéticos consolidados o no consolidados (lavas volcánicas) en las cercanías a la superficie del terreno. Varias estructuras geológicas clásicas y sus correspondientes expresiones magnéticas se muestran en los ejemplos C, D, E, F y G (Petty-Ray) 1973.

La manera en la cual las observaciones magnéticas revelan la estructura general del complejo basal se ilustra en el diagrama simplificado de la Fig.No.2. La componente horizontal de la intensidad magnética es despreciable; se supone que la polarización de las rocas no tienen componente horizontal. En grandes latitudes estas aproximaciones introdujeron errores despreciables.

- 6
- A Placa delgada.
 - B Unidad invertida.
 - C Huelo.
 - D Graben.
 - E SW : Placilla.
 - F Faja.
 - G Dique.
 - H Materiales magneticos suaves.



CONTRASTES DE MAGNETIZACION Y SUS RELATIVAS ANOMALIAS OBSERVADAS.

Fig. 1

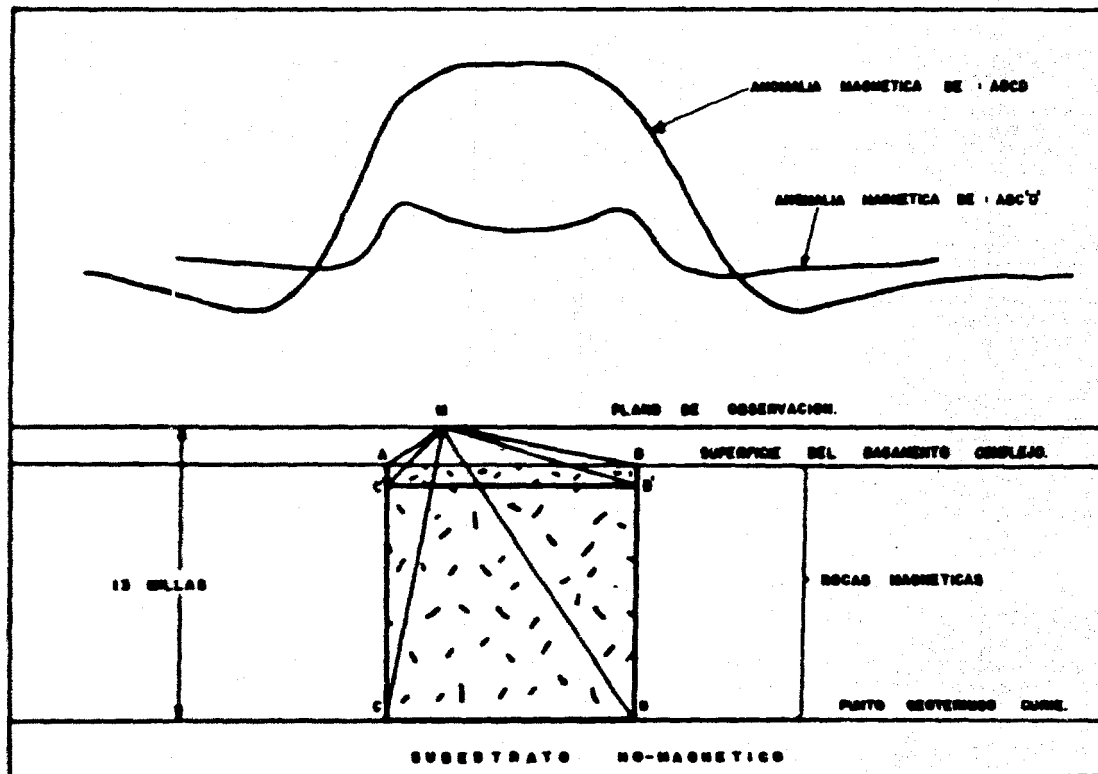
La parte inferior de la Fig. No. 2, representa una sección hipotética a través de la porción magnética de las rocas del basamento. El cuerpo ABCD representa una roca ígnea intrusiva cuya polarización magnética excede a la de aquellas rocas que la rodean por una cantidad constante. La polarización magnética de este cuerpo se debe a pequeñas partículas magnéticas esparcidas a través de todo el volumen, las cuales, bajo la influencia del campo magnético de la tierra, se alinean hacia arriba de tal manera que sus polos sur se encuentran en la cima:

Los campos magnéticos de los polos Norte y Sur de las partículas se cancelan uno al otro, excepto los correspondientes a los polos magnéticos que se encuentran en las superficies AB y CD respectivamente. La intensidad magnética en el magnetómetro M es proporcional a la diferencia de los ángulos sólidos subtendidos por las superficies AB y CD respectivamente. Un estudio de esta geometría nos mostrará que las anomalías causadas por cuerpos profundos como el ABCD, por ejemplo, serán mucho más grandes en magnitud y diferentes en carácter, que aquellas anomalías causadas por cuerpos someros tales como el ABC'D'.

Esto está indicado por el perfil magnético en la mitad superior de la Fig. No. 2.

De la inspección de planos de intensidad magnética y de las mediciones de las propiedades magnéticas de muestras de rocas ígneas (Fig. No. 4), puede inferirse que las anomalías magnéticas de gran extensión areal provienen de cuerpos que se profundizan verticalmente.

Sobre la escala de la Fig. No. 2, un flujo de basalto de 1000 ft. de espesor, se apreciaría como una lámina delgada, y la cima y el fondo de ésta subtenderían ángulos sólidos casi iguales excepto en el caso en que el magnetómetro esté cerca de uno de sus bordes. El hecho de que existan anomalías magnéticas de más



INTENSIDAD MAGNETICA VERTICAL A PARTIR DE LOS CONTRASTES
DE POLARIZACION VERTICAL.

Fig 2

de 200 gammas en regiones donde la superficie del basamento se estima en más de 25 000 ft. (7 500 m.), de profundidad, testimonia el hecho de que el contraste de polarización magnética promedio se extienda hacia las profundidades en donde las rocas dejan de ser magnéticas.

Una aseveración más conservadora sería que los mapas magnéticos mismos sugieran la presencia, en el complejo basal, de — fronteras entre rocas de propiedades magnéticas contrastantes entre sí. Estas fronteras se extienden hacia abajo algunas millas y la extensión lateral de estas masas de roca es a menudo de 10 millas ó más. (Vaquier, 1951).

La configuración del perfil que hemos estado observando — (Fig. No. 1), es solo aplicable solo para una inclinación magnética de 90° (o sea el polo Norte magnético). Sin embargo, la tierra está dividida en latitudes magnéticas, con un ecuador y dos polos magnéticos. La configuración de un cuerpo magnético localizado por ejemplo en Argentina, al sur del ecuador magnético, será muy diferente que el de un cuerpo equivalente localizado en Canadá al norte del ecuador magnético. La Fig. No. 3, — muestra ejemplos de anomalías magnéticas para el mismo cuerpo en varias latitudes. En el Polo Norte magnético, donde el campo es vertical, los cuerpos crean una anomalía positiva sencilla — sobre el campo observado. En la inclinación 80° Norte una ligera anomalía negativa se desarrolla sobre el flanco Norte de la positiva, y la parte positiva es movida ligeramente al sur del — cuerpo que la provoca. A 60° de inclinación Norte se desarrolla más la anomalía negativa y la positiva es desplazada más hacia el sur. Conforme el mismo cuerpo causativo se mueve hacia el sur a través de latitudes magnéticas decrecientes, la componente negativa se incrementa y decrece la positiva. Finalmente, en el ecuador magnético, la positiva desaparece y el cuerpo queda enteramente defenado por el negativo observado. A medida —

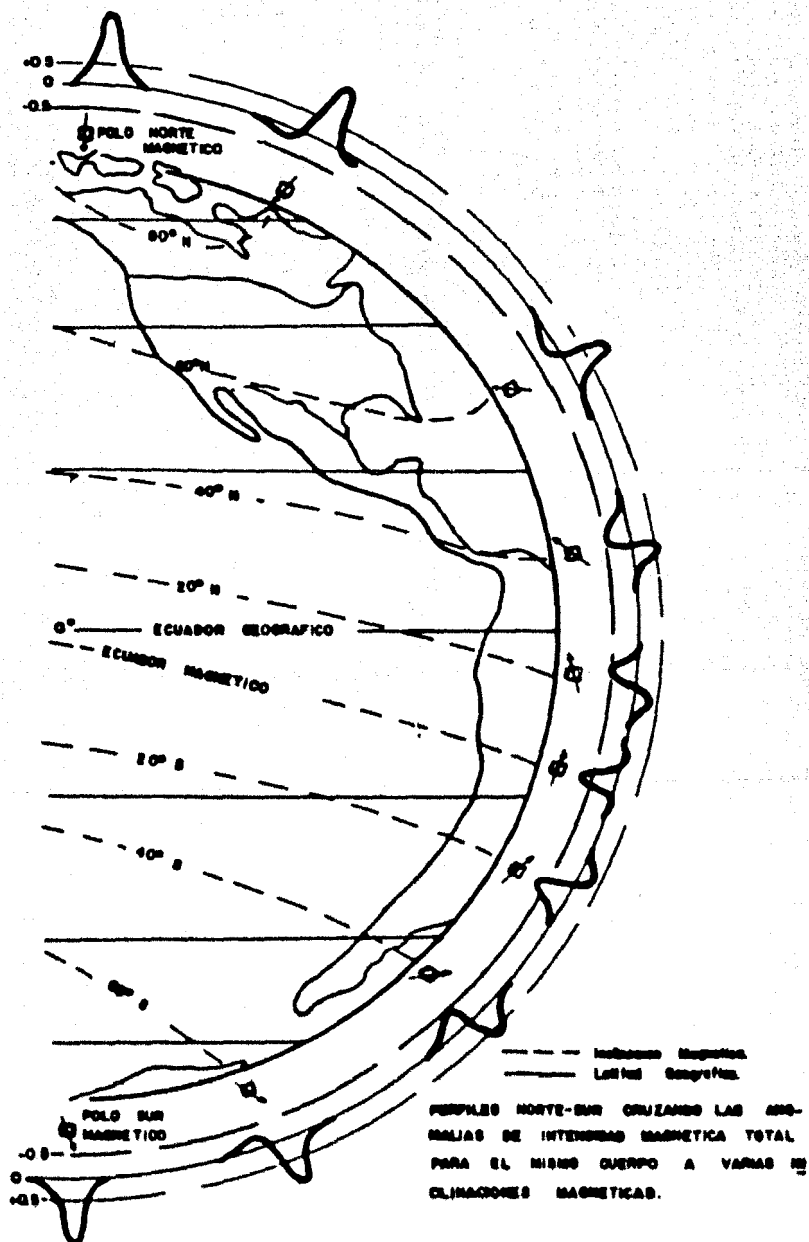


Fig. 3

Susceptibilidad (c.g.s.)

Tipo de Roca O Material.	Rango ($\times 10^{-6}$)	Promedio 10^{-3}
Basalto	500 - 5000	3.00
Diabasa	80 - 1050	2.60
Riolita		1.12
Gabro	70 - 4000	1.00
Granito	50 - 1200	0.47
Pizarras		0.05
Pirrotita	50,000 - 500,000	300
Ilmenita	25,000 - 300,000	150
Serpentina	600 - 14,000	10
Peridotita		12.5
Gneiss		0.1
Magnetita	300,000 - 800,000	600
Hematita	200 - 5000	3.00
Dolomita	0 - 1500	0.01
Arenisca	0 - 1650	0.03
Lutita	5 - 1500	0.05
Caliza	2 - 280	0.02
Cuarzo		0.001
Sal de Roca		0.001
Calcita		0.001
Mármol		0.0008
Grafito		0.008
Anhidrita		0.001
Agua		0.0007
Bismuto		0.0014
Rocas Metamórficas	0 - 5800	0.35
Rocas Igneas Acidas	3 - 6500	0.65
Rocas Igneas Básicas	50 - 9700	2.60

NOTA: En los minerales ferromagnéticos como la magnetita y la pirrotita, la susceptibilidad depende notablemente de la intensidad de Campo. En las rocas que contienen algo de materiales ferromagnéticos ocurre lo mismo, -- pero en menor grado.

Fig. 4 Susceptibilidades de algunas rocas y minerales.

que el cuerpo se mueve hacia el sur a través de latitudes--magnéticas, la anomalía observada viene a ser la imagen reflejo de la correspondiente anomalía en la latitud Norte --equivalente. (Petty - Ray, 1973).

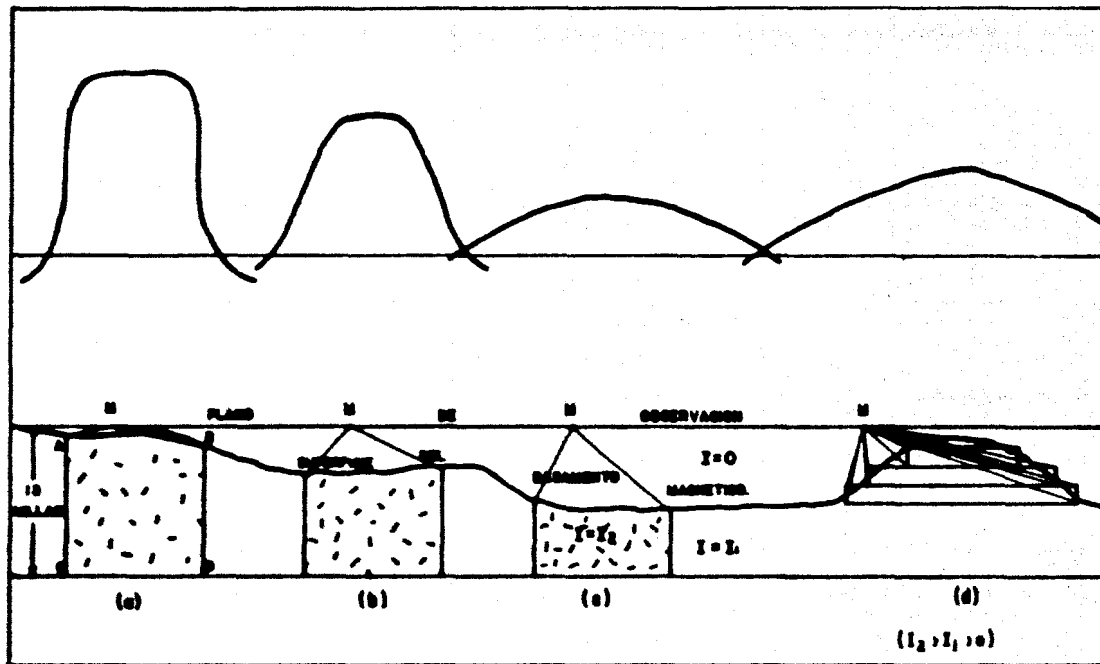
Los rasgos de los planos observados a la altura de algunos miles de pies por encima de la superficie basal, presentan una cierta tendencia, la cual puede ó no reflejar la historia tectónica conocida de la región. Los llamados "a lineamientos" que se observan entre los mapas de contornos-magnéticos a menudo conducen a interpretaciones erróneas, - aún cuando algunos trenes orogénicos y zonas de estructuras mayores parecen estar asociados con rasgos a gran escala de los planos magnéticos. (Vacquier, 1951).

En algunos casos sin embargo, tales correspondencias - no existen y las tendencias en los planos magnéticos reflejan probablemente la estructura de intrusivos muy antiguos-sepultados a gran profundidad.

Regresando ahora a las consideraciones geométricas de la Fig. No. 2, imaginemos que el magnetómetro está observando sobre un plano horizontal a corta distancia por encima de la superficie superior de las rocas magnéticas, tal cual - - se muestra en la Fig. No. 5A, a medida que el magnetómetro - se aproxima al borde del contraste de polarización en A, el ángulo sólido subtendido por la superficie superior de AB - se incrementa desde unos pocos grados hasta un máximo en el borde, en una distancia muy corta; sobre el borde B se presenta un cambio con dirección inversa. La contribución --negativa de la superficie CD, aunque no es pequeña en valor absoluto no sufre cambios bruscos, de ahí que sea difícil - separarla en un levantamiento real. La anomalía magnética-aparecerá casi como un escalón con lados muy abruptos. Cuan

do la superficie superior del contraste de polarización está sepultada a gran profundidad, la anomalía viene a ser progresivamente menos aguda, como se ilustra en las Figs. No. 5b y 5c. Las curvaturas de las anomalías constituyen un índice más sensible de la profundidad que el relieve de los planos magnéticos y la contribución a la curvatura de la anomalía por la base del cuerpo CD puede despreciarse, lo cual es equivalente a que está infinitamente profundo.

Si los contrastes de polarización están limitados por pendientes en lugar de fronteras verticales (Fig. No. 5D) - como una colina sepultada, su efecto magnético puede calcularse aproximadamente subdividiéndola en láminas delgadas, luego se van sumando los ángulos sólidos subtendidos por las cimas y restando los ángulos sólidos subtendidos por las bases; es evidente que la contribución de áreas comunes en la cima y en la base de dos láminas consecutivas será cero, de tal manera que la anomalía consistirá de la suma de los ángulos sólidos subtendidos por las áreas horizontales de los escalones que se aproximan a la frontera de la pendiente del contraste de polarización. Aunque las cimas de los contrastes de polarización de las Figuras No. 5A y No. 5D están a la misma profundidad, la No. 5D, debido a que sus lados están inclinados, produce una anomalía magnética del mismo carácter que la del cuerpo profundo de la Fig. No. 5C. De ahí que un contraste de polarización con lados inclinados, cuya cima se encuentra a una profundidad somera, da una anomalía magnética similar a aquella que corresponde a un contraste de polarización profundamente sepultado pero asociado a los dos verticales. El contraste profundamente sepultado como el de la Fig. No. 5C, no puede sin embargo, dar una anomalía



VARIACION DE CARACTER DE LA INTENSIDAD MAGNETICA VERTICAL DE LAS ANOMALIAS CON LA PROFUNDIDAD DE SEPULTAMIENTO.

aguda característica de sepultamientos someros cómo el de la Fig. No. 5A, sin haber asignado valores imposibles a la polarización de las rocas. De ahí que, LA AGUDEZA DE LAS ANOMALIAS MAGNETICAS SEA UNA MEDIDA DE LA MAXIMA PROFUNDIDAD POSIBLE DE LA SUPERFICIE DE BASAMENTO CRISTALINO (Skees 1947, Peters 1949, Vacquier 1951).

Casi todo el campo magnético observado puede ser explicado por una combinación de rasgos geológicos intra y supra basales similares a aquellos representados en la figura No. 1. Cualquier remanente residual en el campo, después de que todos los efectos de eventos geológicos hipotéticos se han eliminado, es atribuible a actividades de tormentas magnéticas, errores de posiciones geográficas, ruidos instrumentales, etc. Un intérprete experimentado puede identificar todos estos fenómenos.

El análisis de los datos magnéticos, sin considerar — si son obtenidos por magnetómetros terrestres, marinos ó — aéreos, comienza con el examen de los registros originales. Si estos datos están en formato digital pueden ser utilizados directamente por computadoras electrónicas, si no, usualmente es posible hacer una digitización manual. Un paso importante en el proceso de interpretación consiste en eliminar los efectos del gradiente regional magnético de la — tierra. El campo principal varía desde 60,000 gammas en los polos magnéticos de la tierra, hasta casi la mitad de esa intensidad en el ecuador magnético. Esto significa que para cualquier área sobre la Tierra, hay incremento normal en la intensidad magnética de Sur a Norte en el hemisferio Norte y de Norte a Sur en el hemisferio opuesto. Este plano regional deberá ser restado de los perfiles magnéticos — observados, lo cual puede ser rápidamente realizado mediante computadoras.

Con la suspensión de este regional, las anomalías son mucho más distinguibles y pueden aislarse mejor usando una ó más combinaciones de distintas técnicas. Los métodos de interpretación dependen de la densidad de cobertura del levantamiento magnético. Cuando las líneas transversales son cercanas, esto es, si la distancia entre las líneas de la rejilla no es mayor que la mitad de la profundidad al basamento desde el nivel de observación, se puede construir satisfactoriamente un mapa de contornos. (Petty - Ray, 1973)

Un mapa magnético por sí solo no es de valor para la prospección, es útil únicamente cuando ha sido interpretado y se usa para descubrir las estructuras geológicas. Varios enfoques se usan para hacer las interpretaciones y estas pueden dividirse en tres grupos básicos:

- 1.- Cualitativo - Inspección de los mapas.
- 2.- Método cuantitativo de perfiles - Involucra al estudio de perfiles.
- 3.- Método cuantitativo de mapas - Involucra procesos matemáticos aplicados a los mapas.

11. 2. Limitaciones de la prospección aeromagnética.--

El problema del intérprete de datos magnéticos es explicar las anomalías en términos de la posible distribución de material magnético, y a continuación explicar esta distribución en términos geológicamente razonables que permitan inferir la geología del subsuelo pertinente a la detección de estructuras geológicas.

El éxito de la prospección magnética depende de la relación que puedan guardar las anomalías magnéticas con las estructuras geológicas buscadas. Las anomalías magnéticas son causadas por el estado actual de polarización de las

rocas.

La utilidad de la prospección depende de la historia geológica del área bajo estudio. Por ejemplo, la historia geológica del área determina las relaciones entre las estructuras del basamento y las de las capas sedimentarias. Cuando esta relación existe, el método permite localizar trampas de hidrocarburos en los sedimentos, asociadas a las estructuras del basamento.

Particularmente se reflejan los efectos de anticlinales y fallas presentes en rocas ígneas o metamórficas de susceptibilidad apropiada. La utilidad también depende de la naturaleza del material que forma el basamento y de la profundidad del mismo. Si el basamento es muy profundo, la prospección puede resultar de poca utilidad. Además, cuando el basamento es de poco relieve su determinación es virtualmente imposible.

En muchos casos, sin embargo, las anomalías magnéticas regionales están asociadas a estructuras geológicas regionales, lo cual permite cumplir el objetivo primario de la prospección magnética minera, que es determinar la presencia de minerales útiles o de las condiciones apropiadas para que éstos se acumulen. En la prospección minera el método permite encontrar fallas someras, diques y otros cuerpos intrusivos, además de depósitos de materiales magnéticos y en general estructuras asociadas a rocas cuya presencia es detectable por magnetometría, y que podrían estar relacionadas con depósitos de minerales no-magnéticos.

Bajo ciertas condiciones los resultados de una prospección permiten determinar si una anomalía es producida solamente por la inducción del campo geomagnético presente o si

además en forma separada existe una magnetización remanente también puede determinarse la dirección de esa magnetización.

Uno de los máximos problemas en la determinación del basamento en prospección petrolera, está causado por las rocas eruptivas, las cuales dan lugar a anomalías intensas que enmascaran los efectos magnéticos del basamento.

AMBIGÜEDAD EN LA INTERPRETACION MAGNETICA

En el método magnético la interpretación no es única, ya que una anomalía puede explicarse de varias maneras. En general es posible encontrar una distribución y polarización de material magnético cuyos efectos calculados expliquen completamente una anomalía dada; sin embargo, el ajuste conseguido entre los efectos no es garantía de que el resultado obtenido sea correcto, ya que también puede ajustarse a otras condiciones diferentes de distribución y polarización.

Por lo tanto, al igual que en gravimetría, la condición geológica a la que se arriba en la interpretación depende de controles adicionales diferentes a los datos magnéticos.

El control puede ser directo, por medio de los datos geológicos superficiales y de pozos, o indirectos mediante la postulación de una base geológica adecuada.

En la práctica, en condiciones normales de sedimentación las fuentes de los efectos magnéticos generalmente están en la superficie del basamento, y las contribuciones de

los sedimentos pueden ignorarse. Esta es la razón de la utilidad de la prospección magnética petrolera, ya que muchas trampas están relacionadas con la topografía actual — del basamento. El método permite además estimar la potencia de la columna sedimentaria, lo cual es valioso para determinar las posibilidades petroleras de una región.

Otro factor que añade incertidumbre a la interpretación son los disturbios superficiales causados por concentraciones de minerales, por derrames basálticos y por diques los cuáles dan lugar a fuertes anomalías que interfieren con los efectos de cuerpos profundos. En la prospección minera éste no es un problema. Estos efectos se manifiestan como irregularidades en los mapas, las cuales por su magnitud y extensión no pueden corresponder a efectos del basamento. Una manera de eliminar el problema, en prospección terrestre, es haciendo las observaciones a cortas distancias y promediando valores; en la prospección aérea es suficiente con aumentar la altura de vuelo hasta el nivel apropiado.

También al igual que en gravimetría, no siempre es posible diferenciar entre una estructura y un cambio lateral en la susceptibilidad del basamento como causante de la anomalía.

Por último, uno de los mayores problemas con que tropieza el intérprete es con la escasez de datos magnéticos. Si el trabajo de campo permitiera determinar todas las propiedades del campo (intensidades, inclinación, etc.), el problema sería menor. Consideremos por ejemplo el caso del magnetómetro de campo total (Precesión Nuclear, Bombeo-ótico, reactor saturable), el cual mide exclusivamente la magnitud del campo total, sin determinar su dirección, la cual cambia continuamente en la cercanía de cuerpos magné-

ticos. Si no se conoce la rapidez de variación del campo y la dirección de variación, no es posible determinar la dirección del campo, y esto hace prácticamente imposible la comparación de las anomalías con los modelos teóricos interpretativos. Como resultado de esto, las interpretaciones de campo total no son posibles a menos que la rapidez de variación del campo sea mucho menor que el valor del mismo, en cuyo caso el campo geomagnético y la magnetización tienen casi la misma dirección. Este aspecto que no limita severamente la utilidad de la prospección aeromagnética, es sumamente adverso para la prospección terrestre, sobre todo cuando existen cuerpos magnéticos someros.

111. INTERPRETACION CUALITATIVA

El basamento magnético se define como la primera discordancia abajo de la cual la sección está grandemente intrusivada por rocas ígneas. Después de la intrusión, la erosión da lugar a un suavizamiento de la superficie de tal manera - que ésta representa de hecho una superficie geológica. Cabe aclarar que el basamento geológico y el magnético pueden no coincidir, como en el caso en que se tengan grandes espesores de rocas metamórficas de poca susceptibilidad situadas - entre los sedimentos y las rocas magnéticas del basamento, - aquí el basamento geológico será la base de las rocas metamórficas.

Pueden usarse conceptos relativamente simples para dar una gran cantidad de información que solo por el estudio de mapas de configuración magnética. Primero que nada y lo - más importante, el intérprete necesita una idea general de - la forma magnética que pueda esperar de una variedad de - - cuerpos geológicos. Estas formas cambian radicalmente con la inclinación del campo magnético de la tierra.

Cuando iniciamos un trabajo en una nueva región, debemos considerar un diagrama semejante al de la figura No. 6,- La anomalía magnética esperada de una lámina delgada, magnetizada por inducción ha sido calculada, dando un amplio rango de echados y rumbos a una inclinación de 55° . Esta placa delgada que es infinitamente larga y que se extiende una distancia infinita a partir de su borde, es un modelo útil, pero se necesitan otros. El prisma vertical presentado por - Vaquier (1951) puede ser más útil aún. El intérprete puede ver una anomalía sobre el plano observa la forma, la compara con su diagrama clave y decide que clase de cuerpo la produciría. Después de repetir este proceso suficientes veces,-

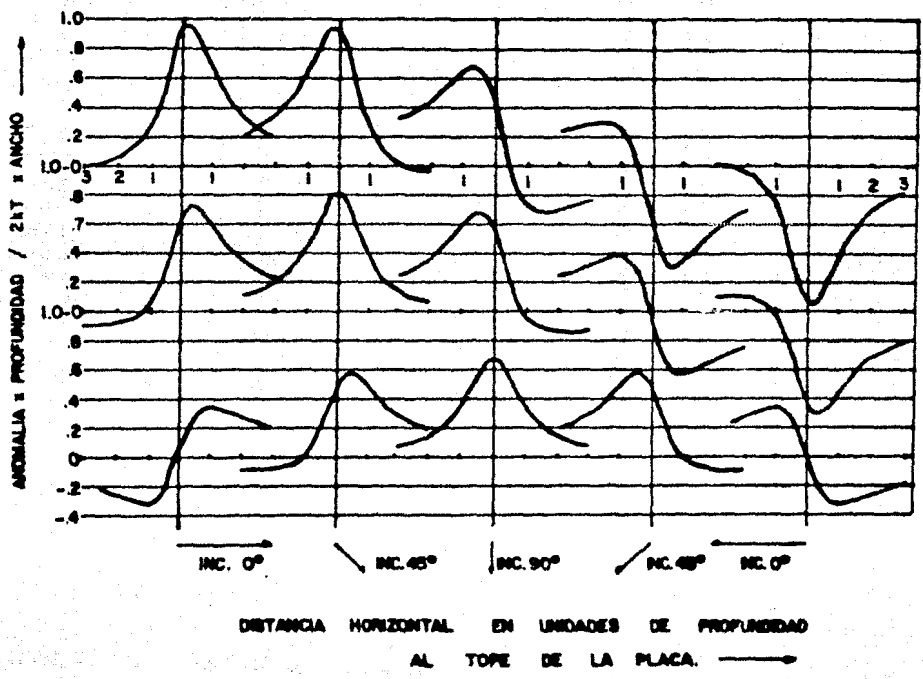
no necesitará más hacer referencia a este diagrama.

Por ejemplo en las latitudes Norte (inclinación 70° 6- más) la forma de las anomalías no es afectada considerablemente por el rumbo. Todas las anomalías de láminas delgadas serán similares en forma a las curvas para los rumbos - Norte-Sur de las fig. No. 6. Para los cuerpos verticales- anchos, las anomalías serán anchas, y los puntos de infle- xión de las pendientes fuertes yacerán muy cerca de los bor- des del cuerpo. Esto se observa en la Fig. No. 6 en cur- vas de láminas delgadas con echado cero.

Es posible esbozar los límites de los principales cuer- por de rocas siguiendo tan solo las bandas de gradientes fu- ertes a través del plano. En un levantamiento grande, los contornos magnéticos muestran una relación obvia a las es- tructuras mayores.

La mayoría de las anomalías interesantes de pequeña am- plitud son examinadas directamente sobre los perfiles. Es- tas anomalías tienen varios rasgos que en la mayoría de los casos se pueden separar en 4 clases diferentes. Fig. No. 7- y Fig. No. 8.

En la prospección petrolera los grandes rasgos magnéti- cos generalmente reflejan cambios en la composición de las- rocas del basamento. Los límites de estos cuerpos rocosos pueden tener un gran significado estructural ya que pueden- reflejar rasgos tectónicos mayores ó zonas afalladas, pueden indicar áreas de rocas volcánicas ó cuerpos intrusivos, pue- den algunas veces corresponder con relieve estructural cau- sado por erosión diferencial. Por ejemplo Allingham (1960) reporta anomalías magnéticas al suroeste de Misouri sobre- altos topográficos de estratos rocosos. Las anomalías son causadas por roca que es más magnética y más resistente a la



ANOMALIA DE INTENSIDAD TOTAL CAUSADA POR
PLACAS DELGADAS.

Fig. 6

← DIRECCION DEL CORTE MAGNETICO →

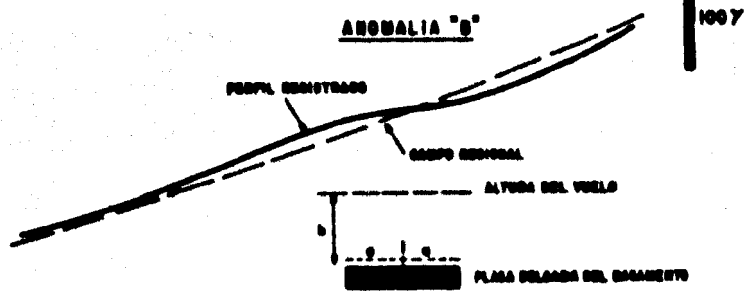
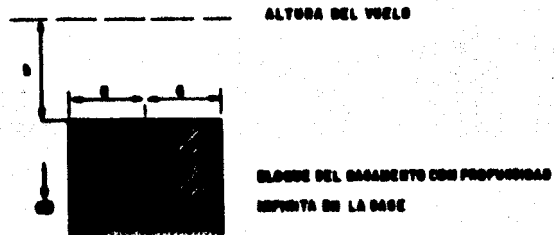
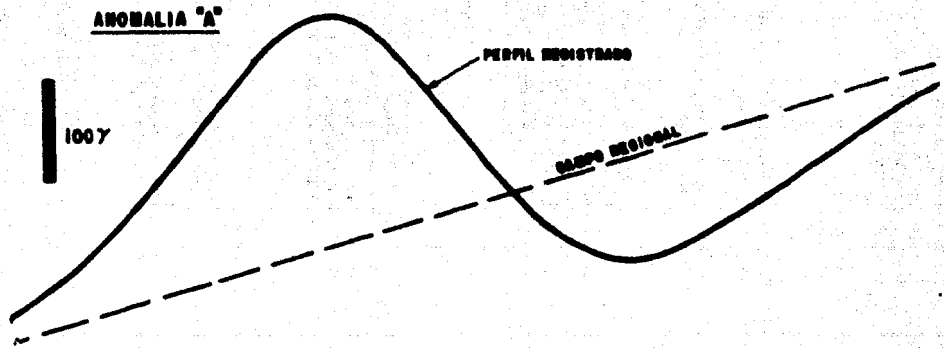


Fig. N° 7.- ANOMALIAS ANCHAS DEL TIPO A y B.

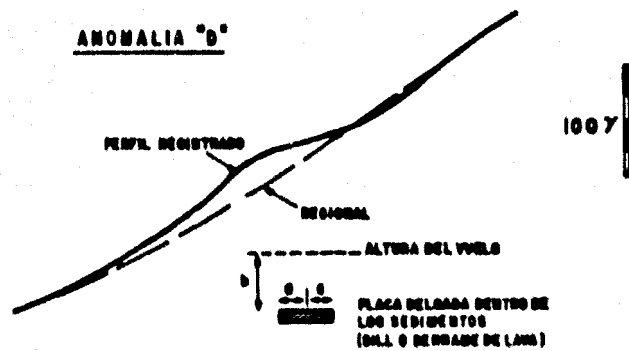
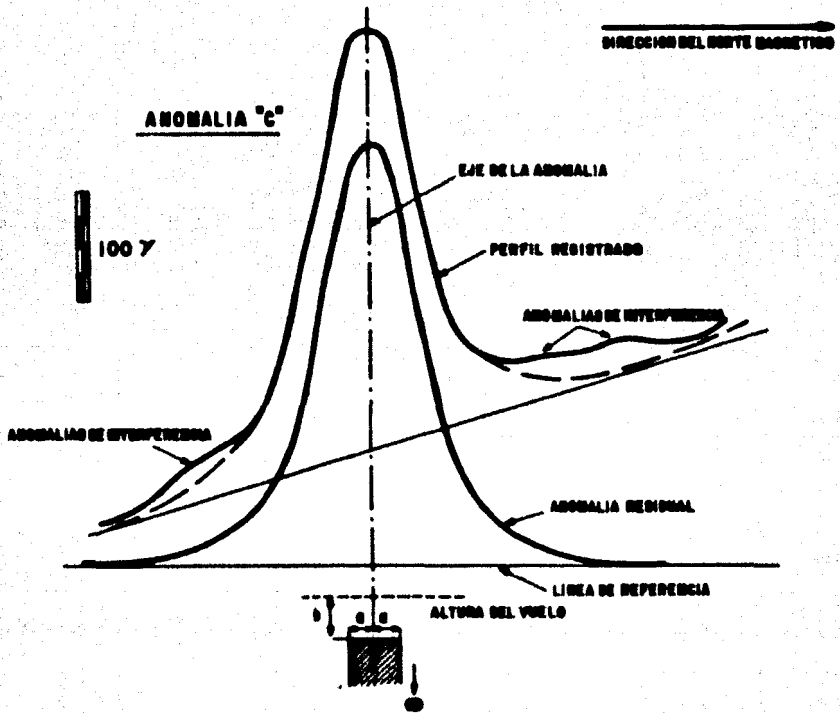


Fig. N^o 8.-ANOMALIAS ANGOSTAS DEL TIPO C y D.

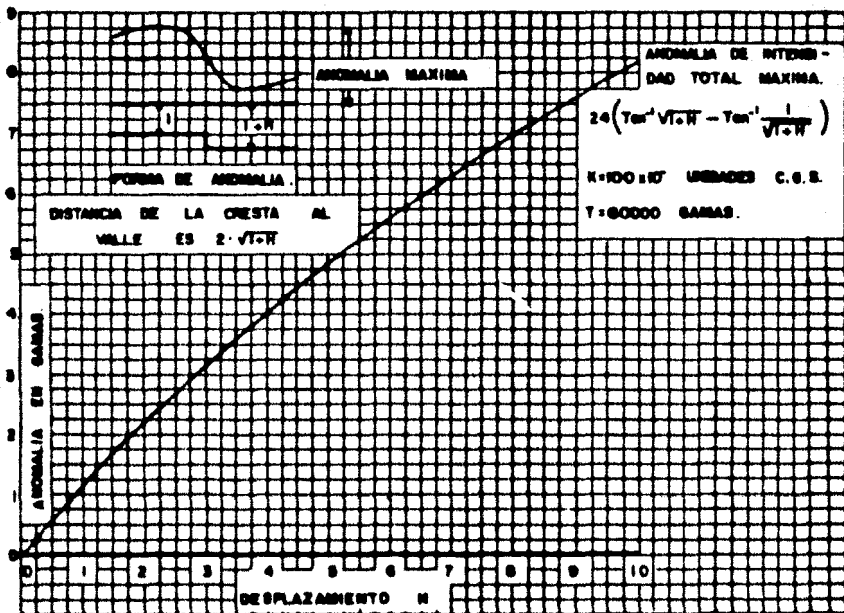
erosión que el material que lo rodea.

Algunas de éstas anomalías menores deben ser lineales, lo que sugiere afallamientos en la superficie del basamento. Es útil poder verificar una interpretación de este tipo como se ilustra en la Fig. No. 9. La forma de la anomalía está indicada en la parte superior. La anomalía magnética máxima puede ser leída directamente en gammas para el desplazamiento correspondiente, con un contraste de susceptibilidad de 100×10^{-6} unidades c.g.s. correspondiente a las rocas graníticas.

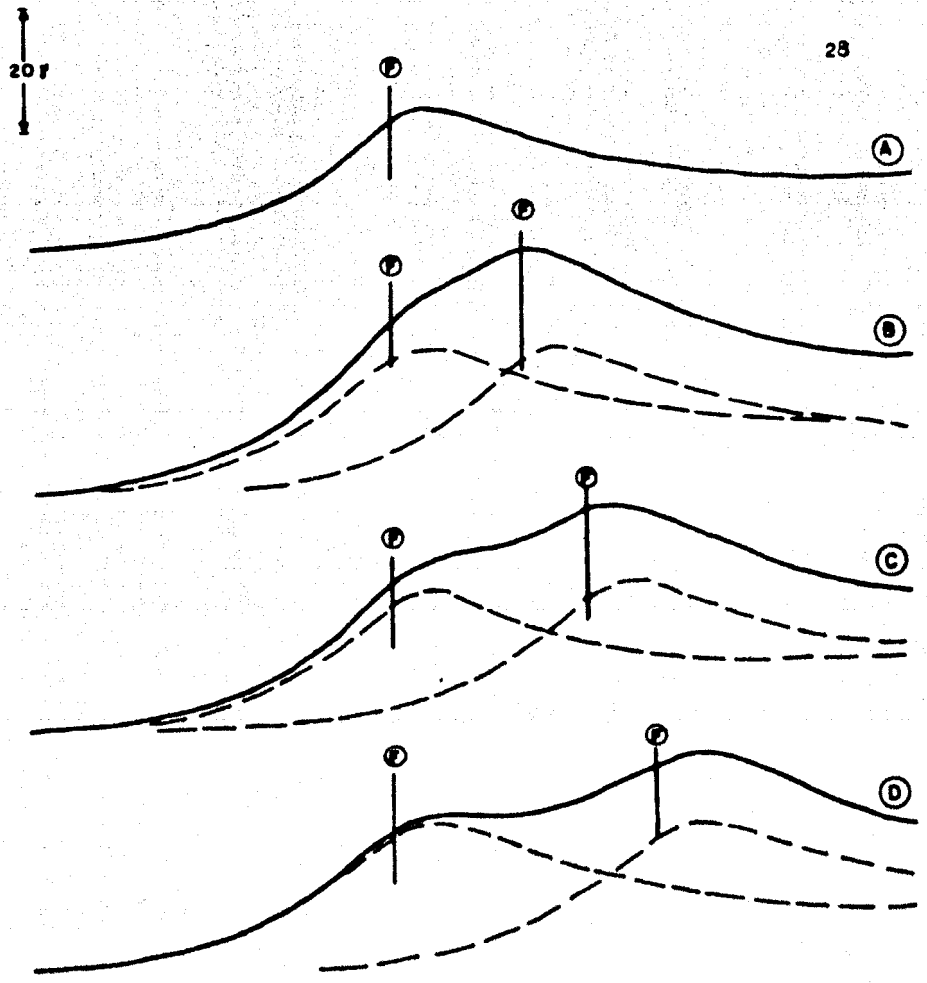
En otras palabras, una falla con 10 % de desplazamiento (1,000 ft a una profundidad de 10,000 ft), en un basamento granítico deberá dar una anomalía de 1.5 gammas. Para rocas más básicas, esto se incrementará por un factor de 10 ó tal vez aún de 100, pero comunmente la anomalía estará comunmente entre 1 y 20 gammas. Esta curva da también una buena aproximación para las anomalías máximas esperadas de una estructura en la superficie del basamento como un relieve específico.

Cualquier procedimiento de interpretación requiere de la separación de las diferentes componentes del campo magnético. Una anomalía no interferida que no esté influenciada por otras anomalías adyacentes, raramente se encuentra en la naturaleza. La separación y aislamiento de estas anomalías sobrepuestas es absolutamente necesaria antes de realizar cálculos de profundidades.

La figura No. 10, ilustra el efecto magnético acumulativo de fallas paralelas. El perfil "A" es la curva teórica de una sola falla con caída al Sur. Los perfiles "B" "C" y "D" son curvas compuestas causadas por el efecto sumado de dos fallas en escalón separadas por una distancia horizontal de 1.0, 1.5 y 2 veces la profundidad de enterra-



ANOMALIA MAXIMA CAUSADA POR UNA FALLA DE RUMBO NORTE - SUR.



LA PARTE BAJA DE LA FALLA SE ENCUENTRA EN EL LADO SUR.

NORTE →
SUC. 60°

① SALTO DE FALLA.

Fig. 10

miento respectivamente. Los perfiles con líneas cortada son curvas reconstruidas individualmente para cada falla, - la suma de las cuales es igual a las curvas sólidas. Para definir exactamente los cuerpos que constituyen a la formación del campo magnético completo, debemos aislar las curvas con línea cortada para poder analizarlas.

Una interpretación magnética correcta delinear^á exactamente la estructura local del basamento magnético. Si este horizonte y el basamento económico son el mismo, como en la mayoría de los casos históricos en el mundo entero, el valor del estudio magnético es obvio. Sin embargo, si estos dos horizontes discrepan, en muchas ocasiones las estructuras del basamento magnético subyacente se reflejan de todos modos en los sedimentos suprayacentes. (Petty-Ray 1951).

Otro ejemplo de interpretación cualitativa se muestra en la Fig. No. 11, que ilustra los contornos magnéticos sobre un área al Norte de Alberta. En este plano hay una -- pequeña cantidad de "ruido" magnético, probablemente debido a un contenido pequeño y variable en los sedimentos cercanos a la superficie. La profundidad del basamento es cercana a 8,000 pies bajo el nivel. Las líneas de vuelo tienen un espaciamiento de una milla. La anomalía "A" está -- causada por un cambio de composición de las rocas del basamento. Las anomalías marcadas con "B" son rasgos menores que pueden estar causadas por levantamientos locales del -- basamento. Las anomalías "C" tienen un carácter intermedio, probablemente estén causadas por contrastes intrabasales menores.

En este estudio cualitativo, el intérprete debe tratar de correlacionar los rasgos magnéticos con otra información. Las anomalías magnéticas deben comprobarse contra rasgos -- topográficos ya que una montaña grande puede tener un efec-

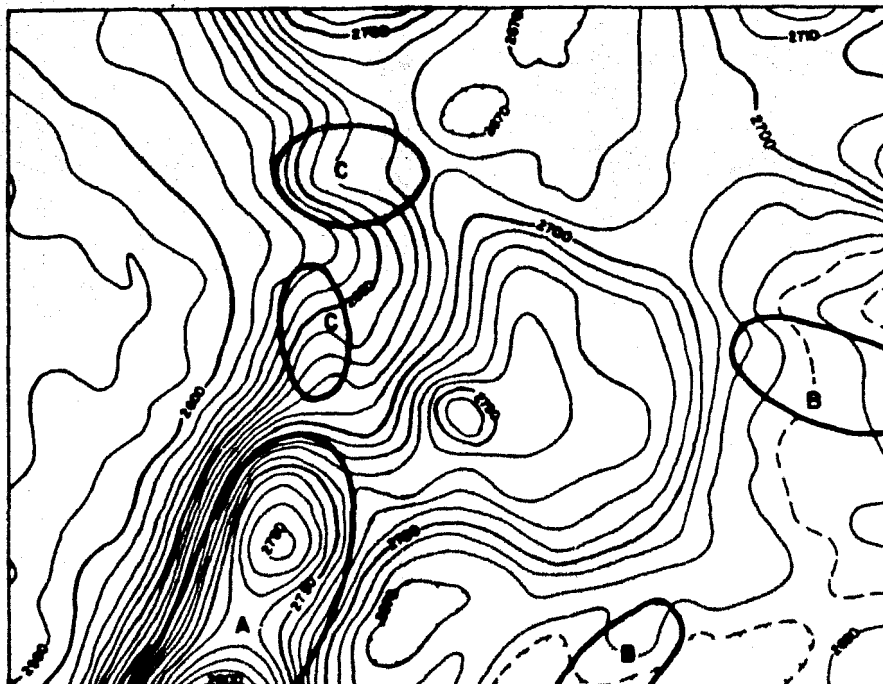


Figura 11 . Mapa Aeromagnético Configurado.

Escales : cerca de 1 pulgada = 4 millas

Profundidad del Basamento casi de 8000ft bajo el nivel de vuelo.

Anomalías A. es causada por un cambio en las rocas del basamento.

Anomalías B son rasgos distintivos menores que podrían ser causadas por elevaciones locales de la superficie del basamento.

Anomalías C. son de carácter intermedio. Ellos podrían ser reflejo de grandes elevaciones, pero probablemente son causadas por lo menos en parte, por contrastes de intra-basamento.

to magnético apreciable, ó bien un rasgo superficial puede estar relacionado a una estructura del basamento. La información magnética debe ser revisada conjuntamente con la información geológica del área; por ejemplo, los planos magnéticos deben ser estudiados para buscar evidencias de las fallas conocidas ó las sospechadas.

En levantamientos para prospección petrolera, una comparación de mapas gravimétricos puede ser más productiva, puesto que ellos reflejan campos muy relacionados.

En suma, un intérprete con práctica puede revisar rápidamente los mapas de contornos magnéticos y anotar algunos rasgos significativos. Esta fase de la interpretación concierne principalmente a dos aspectos de las anomalías magnéticas: sus amplitudes y sus límites.

Regresando a las Figs. No. 7 y No. 8 se puede observar que en general, de una manera cualitativa, una anomalía cae dentro de alguno de estas cuatro clases:

Clase "A": Anomalías anchas e intensas.

Clase "B": Anomalías anchas y débiles.

Clase "C": Anomalías angostas e intensas.

Clase "D": Anomalías angostas y débiles.

Sería imprudente asegurar que estas cuatro clases de anomalías estén relacionadas con los cuatro modelos distintos como se aprecia en las figuras.

NOTA : Las Figs.: 36 a 41, 45, 46 y 50 , se localizan al final de este trabajo.

IV.

INTERPRETACION CUANTITATIVA

Los cuerpos geológicos tales como: diques, sillas, derrames lávicos, horizontes magnéticos conformables, etc., - (Fig. No. 1), comúnmente producen anomalías magnéticas las cuales son el objetivo de la interpretación magnética.

En general, la mayoría de los procedimientos de interpretación cuantitativa se hacen varias suposiciones que son las siguientes:

- 1.- Los cuerpos causativos son bidimensionales
- 2.- Las anomalías son causadas por contrastes en la magnetización entre bloques del basamento que se extienden desde su cima hasta grandes profundidades (más ó menos 13 - millas). En algunos casos para anomalías más débiles del orden de decenas de gammas, se pueden usar modelos de placas delgadas.
- 3.- La cima de los modelos se supone horizontal.
- 4.- El perfil magnético que se considera es perpendicular al rumbo del cuerpo magnetizado, en caso contrario es posible hacer las correcciones correspondientes.
- 5.- Los modelos de las placas delgadas ó lentes son muy limitadas en lo que se refiere a cálculos de profundidad.
- 6.- Se considera como placas gruesas a aquellas cuyo espesor es del mismo orden que la profundidad a su cima.
- 7.- La magnetización es uniforme en todo el cuerpo o placa, e incluye a la remanente y a la inducida (Petty-Ray, 1973).

La descripción precedente relativa a las figs. No. 2 y No. 5, presenta un cuadro simplificado del origen de las anomalías magnéticas. Aunque en áreas de sedimentación profunda, los datos magnéticos mismos nos dicen de la gran profundidad de los límites entre rocas de diferentes propie

dades magnéticas, la comparación de la anomalía del mapa de campo con aquella que produce un prisma rectangular vertical de longitud infinita y contraste de polarización constante, requiere confirmación mediante un análisis estadístico de resultados experimentales. Existen situaciones geológicas donde estas suposiciones no son válidas, pero esta -- carencia de validez misma, puede ser información útil cuando se combina con otros factores. Hay que tener en cuenta que las rocas en la naturaleza no son paralelepípedos rectangulares, el método es útil si el tipo de postulado de -- distribución (por ejemplo, polarización constante con la -- profundidad) es cierto en términos generales, y si los resultados no son tan dependientes de la forma de la sección transversal del cuerpo. Deberán permitirse ciertas desviaciones razonables a partir de estos postulados geométricos -- ó el método perderá su utilidad. De ahí que en promedio, -- los contactos pueden estar inclinados 50° lo cual podría -- causar una cierta dispersión en la máxima profundidad calculada a partir de diferentes anomalías del mismo plano. La suposición de una extensión de profundidad infinita, deberá entenderse en el sentido de que el cuerpo es de mayor espesor que la profundidad a su cima. Es por eso que, si un -- aeroplano vuela a 1000 pies sobre afloramientos ígneos y su altura de vuelo puede calcularse a partir de la expresión -- magnética de un cuerpo de roca, podrá deducirse que el contacto entre estos cuerpos y las rocas de la localidad se -- extienden a más de 1000 pies por debajo de la superficie.

Su fondo no necesita descansar sobre la geoterma del -- punto de Curie que esta 13 millas debajo.

Cuando el relieve topográfico es pequeño con respecto al espesor de los sedimentos, las anomalías debidas al relieve son también pequeñas (como se ilustra en la Fig. No.2)

Además se pierden usualmente entre las anomalías mas grandes que provienen de contactos entre diferentes tipos de rocas, puesto que los fenómenos de topografía sepultados están normalmente asociados con contactos de diferentes tipos de roca, existe en definitiva la posibilidad de que el relieve topográfico sepultado está asociado con algunas anomalías magnéticas. La mayoría de las anomalías magnéticas provienen de la litología y no de la topografía de las rocas del basamento. Para calcular los efectos magnéticos de un bloque en forma de prisma como el de la fig. No. 2, pueden restarse una de otra las anomalías de dos prismas infinitamente largos.

Así pues, en la práctica las suposiciones físicas sobre las cuáles están basados los métodos de interpretación tendrán que ser empleadas un tanto liberalmente. La exactitud de los cálculos de profundidad a partir de los datos magnéticos depende del grado el cual las suposiciones simplificantes son satisfechas. A medida que el intérprete gana experiencia, será capaz de evaluar mejor la confiabilidad de las respuestas obtenidas.

IV.1. METODOS DE INTERPRETACION DE PERFILES

Una vez terminado el estudio cualitativo, es importante obtener cantidades a partir de los datos magnéticos. En la prospección petrolera, son necesarias las profundidades del basamento; las susceptibilidades y los echados son comúnmente más importantes en reconocimientos mineros.

Este proceso de interpretación tiene que seguir una serie de pasos, desde la localización de una anomalía, conocemos la localización aproximada y la extensión horizontal del cuerpo que la causa. En seguida, a partir de la forma de la anomalía pueden calcularse otros parámetros del cuerpo como son su forma y su profundidad, finalmente a partir de-

la amplitud de
 ↓ la anomalía, puede determinarse la magnetización.

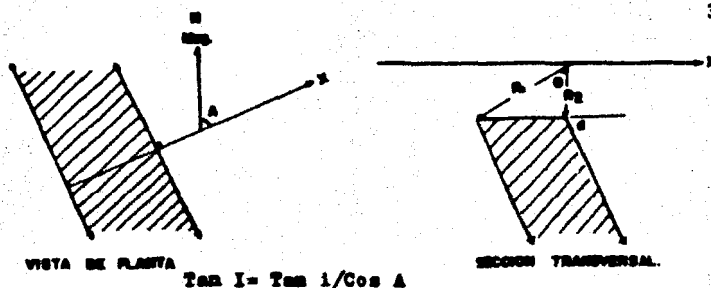
Para desarrollar los métodos de cálculo de estos factores, es necesario examinar las formas de las anomalías-- con cierto detalle. Esto puede hacerse por estudios de-- modelos ó bien matemáticamente. El procedimiento más -- simple es el matemático, aunque los efectos de algunos -- cuerpos pueden ser muy difíciles de manipular. Los cálcu-- los se simplifican si los cuerpos son bidimensionales, -- infinitamente largos y pueden ser plenamente estudiados -- por medio de una sola sección transversal.

Las expresiones para las anomalías causadas por cuer-- pos bidimensionales han sido derivadas por muchos autores, tales como Hall (1959) y Gay (1963). Para explicar los-- principios básicos de interpretación analítica, es conve-- niente estudiar la expresión causada por un grupo de cuer-- pos bidimensionales, por ejemplo el modelo de diques.

Se considera que el cuerpo se extiende hacia grandes profundidades con lados paralelos y cima horizontal y que está magnetizado uniformemente. El cuerpo se ilustra en la Fig. No. 12, donde las expresiones para su anomalía de intensidad total están también dadas para dos tipos de mag-- netización; remanente e inducida. Estas expresiones pare-- cen complicadas, pero su comportamiento puede ser estudia-- do por medio de un análisis de sus elementos, (Reford, - - 1964.)

1.- El factor de amplitud, $2'pb \left(\frac{2}{3} \right) \sin(d)$, afecta -- sólo la amplitud y no a la forma, por lo tanto es necesar-- io para el cálculo de profundidades.

2.- El término angular y el término logarítmico son -- los factores clave. El primero es Simétrico con respecto al centro del dique, y el segundo es antisimétrico, pasan--



Tan I = Tan i / Cos A

ANOMALIA MAGNETICA DE INTENSIDAD TOTAL. Tan J = Tan j / Cos alpha

MAGNETISMO REMANENTE: $\Delta T = 2P\beta \sin d \left[0 \cos(1+J-d) + L_2 \frac{R_2}{R_1} \cos(1+J-d) \right]$

MAGNETISMO INDUCIDO: $\Delta T = 2P\beta^2 \sin d \left[0 \cos(2I-d) + L_2 \frac{R_2}{R_1} \cos(2I-d) \right]$

Factor de
Tercos
Tercos
Angulo
Angulo
Logaritmo

- CONSIDERACIONES:** El dique está uniformemente magnetizado. Tiene un rumbo de longitud infinita, y se extiende hacia abajo hasta el infinito, ó 13 millas. Tiene lados paralelos y cima horizontal. El eje x es perpendicular al rumbo, y positivo en el lado Norte de la línea de rumbo.
- CONVENIENCIAS Y SIMBOLOS**
- d = Angulo del hechado a partir del eje positivo x (ó puede variar de 0 a 180 grados).
- A = Angulo entre el eje positivo x y el Norte magnético (A puede variar desde 0 a 90 grados).
- alpha = Angulo entre el eje positivo x y la proyección horizontal de la dirección de magnetización.
- i = Inclinação del campo magnético terrestre con respecto de la horizontal. i es positivo en el hemisferio Norte y negativo en el hemisferio Sur.
- j = Inclinação de la dirección de magnetización con respecto a la horizontal.
- K = Susceptibilidad magnética del dique.
- T = Intensidad total del cuerpo magnético terrestre
- P = Polarización magnética = KT para magnetismo inducido

NOTE QUE EL ANGULO ESTA MEDIDO EN RADIALES $\beta_2^2 = 1 - \cos^2 i$ $\beta_1^2 = 1 - \cos^2 A$

$\beta^2 = 1 - \cos^2 j$ $\beta_2^2 = 1 - \cos^2 \alpha$

SI Y R2 ESTAN ILUSTRADOS EN EL DIAGRAMA

MODELO DE DIQUES

Fig. 12

do por cero en el centro y tomando valores iguales pero de signo contrario para cada lado.

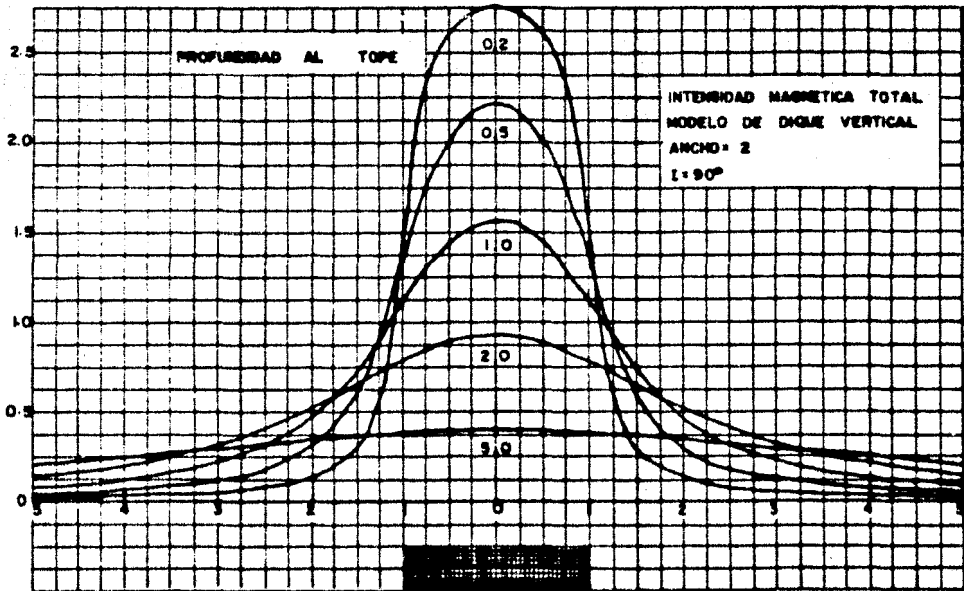
3.- Estos términos están combinados en diferentes proporciones dependiendo del echado y rumbo del dique, de la inclinación del campo magnético y de la magnetización.

Las diferencias entre los casos de magnetización remanente e inducida son fáciles de entender. Cuando una anomalía particular se interpreta, su rumbo y la inclinación del campo magnético de la tierra por lo general se conocen. Los ángulos desconocidos son el echado del cuerpo y la dirección de magnetización. Por lo tanto, en la expresión de la anomalía, b e I son conocidos y, d B y J son desconocidos.

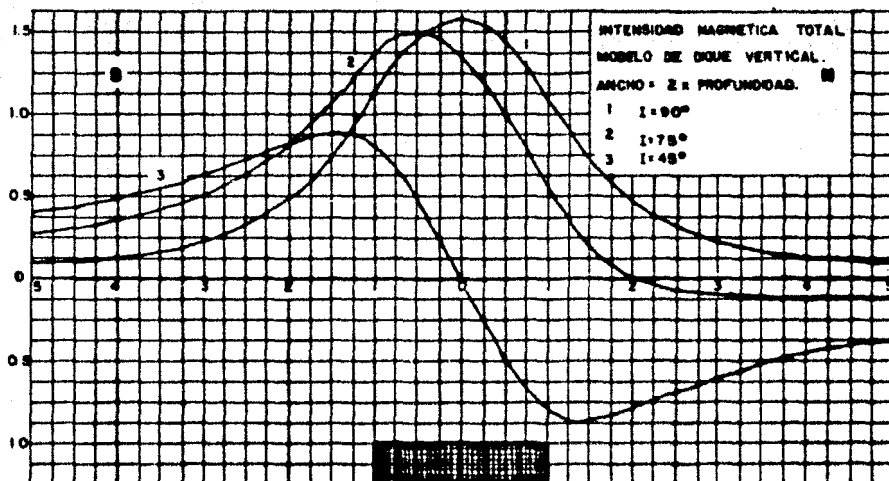
A partir de la forma de la anomalía es posible determinar las amplitudes y proporciones de los términos angular y logarítmico.

En latitudes Norte, con diques de echados muy pronunciados, el término angular es el predominante. La figura No. 13 muestra un grupo de curvas del término angular. Todos los diques verticales Norte-Sur tienen esta forma. El grupo muestra como varía la anomalía con la profundidad y deben notarse los gradientes agudos sobre los bordes del cuerpo, a medida que el cuerpo se profundiza la anomalía se amplía (Reford, 1964)

En la figura No. 14 otro grupo de curvas muestra el efecto de introducir el término logarítmico, las curvas representan un dique vertical con tendencia N-W a varias inclinaciones magnéticas. La curva 1 es el término angular puro, representando un dique cerca del polo Norte -



CURVAS DE MODELOS DE DIQUES, TERMINOS ANGULARES PARA
VARIAS PROFUNDIDADES.



MODELO DE DIQUES, CURVAS PARA VARIAS INCLINACIONES.

magnético del mismo modo que en la figura anterior. La curva 2, en una inclinación de 75%, pudiera encontrarse en el Norte de Canadá. El máximo del término logarítmico se desplaza hacia el Sur. Este desplazamiento del máximo desde el centro del cuerpo es muy común. Una anomalía negativa menor aparece también en el lado Norte del cuerpo. La curva 3 con inclinación de 45% representa un dique idéntico tal como se esperan en la Zona Sur de México. Esta es un término logarítmico puro y sus efectos positivo y negativo son iguales. El efecto de término angular aparece a medida que se avanza hacia el Ecuador magnético pero es ahora negativo en lugar de positivo. En el Ecuador existe un término angular negativo puro. Esta progresión se repite a medida que se avanza del Ecuador al Polo Sur (Fig. No. 3.)

Una implicación inmediata de estas curvas es que los conceptos básicos de interpretación magnética deben ser drásticamente cambiados a medida que nos aproximamos al Ecuador magnético. De ahí que el modelo de dique sea muy importante en la interpretación y se use para construir curvas tipo de modo que conozcamos que clase de anomalía es producida por cierto tipo de cuerpos: Unas cuantas curvas pueden ilustrar una gran variedad de casos. Por sustracción de las anomalías correspondientes a dos diques podemos obtener la curva para un cuerpo de espesor finito. Al colocar un lado de ese cuerpo en el infinito se obtiene la curva de una falla, como se hizo en la figura No. 9 para el cálculo de la amplitud de la anomalía de una falla vertical.

Otro punto importante de mencionar es que el factor

de amplitud se hace cero para un dique de rumbo Norte---Sur en el Ecuador magnético (Fig. No. 15), ya que "b" se hace cero ($A=90^{\circ}$, $i=0^{\circ}$). Por esta razón es difícil -- encontrar una anomalía magnética con rumbo Norte-Sur cerca del Ecuador magnético, donde, volar en dirección E-W -- sería un error.

Es posible usar técnicas de comparación de curvas -- para interpretación en perfiles, haciendo comparaciones -- entre la curva de la anomalía completa con un modelo teórico. El problema de estos métodos es el tiempo que se -- requiere antes de alcanzar un buen ajuste. Varios méto -- dos de este tipo han sido practicados por este Hutchison (1958), Gay (1963), Reford (1964), Naudy (1970), y Hart -- man (1971). En los últimos tres trabajos se presentan -- curvas mostrando las anomalías magnéticas de la intensi -- dad total causadas por láminas delgadas uniformemente -- manejadas por inducción. (Fig. No. 6).

1V. 1. 1. Método de la intersección de las tangentes = de inflexión.

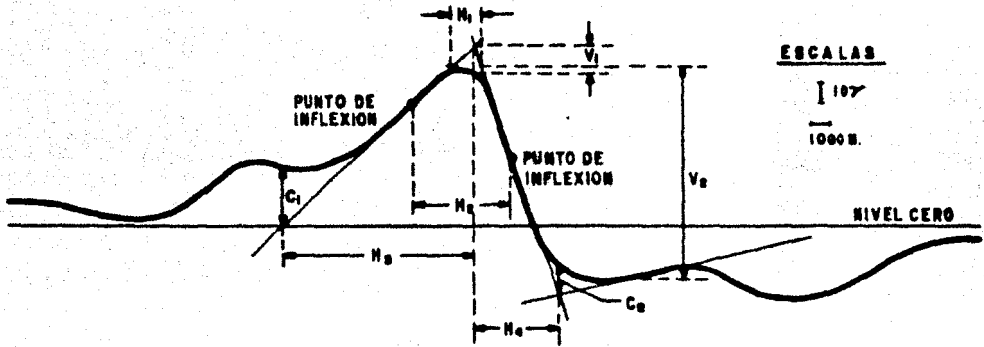
También conocido como Método de comparación con las curvas de Naudy ó Método 1.T.1. Es un método de inter -- pretación magnética, el cual involucra un número de medidas de rasgos distintivos en la forma de un perfil de -- una anomalía magnética y haciendo el mejor ajuste posible de esas medidas a valores teóricos que se obtienen de -- un modelo seleccionado para representar al posible cuer -- po.

Los modelos que se utilizan para prospección petro -- lera son: el dique bidimensional, el modelo de escalón ó falla y la placa delgada horizontal.

En este modelo, ciertos parámetros característicos de la curva de la anomalía magnética son usados (Fig. No 15). Para hacer una interpretación de un modelo de una anomalía dada, se traza una asíntota de nivel cero (regional) de la anomalía, además se trazan dos más tangentes de inflexión y una tangente a la anomalía, paralela a la asíntota a nivel cero (Fig. No. 15). La selección del nivel cero conveniente es hecha gráficamente y toma en cuenta los efectos regionales. Se obtienen gráficamente V_1 y V_2 , dónde, V_1 es la distancia vertical entre la intersección de las tangentes de inflexión y la curva de la anomalía, V_2 es la amplitud de la anomalía, y así V_1 y V_2 se trazan sobre un papel transparente con gráfica logarítmica y se compara con las curvas maestras (por ejemplo, la Fig. 16a) de un modelo particular escogido, esto permite ir marcando los parámetros secundarios C_1 y C_2 a partir del nivel cero. El procedimiento es repetido varias veces hasta que un buen ajuste es obtenido, para este caso se encontró que a una latitud de 63° y con los parámetros V_1, V_2, C_1 y C_2 se obtuvo un constante de magnetización $J=70$ gammas.

Usando las 3 tangentes de inflexión y la tangente en el máximo de la anomalía, se obtienen 4 distancias horizontales (H_1, H_2, H_3, H_4) Fig. No. 15, estas distancias son trazadas también sobre un papel transparente con gráfica logarítmica y se compara con las curvas maestras por ejemplo la Fig. No. 16b. La buena comparación y ajuste entre los parámetros observados y teóricos da como resultado la determinación de la cima del cuerpo causativo, para el ejemplo fue de $h=3000$ mts. Finalmente se efectúa una revisión de medidas y ajuste para que los dos modelos de medidas vertical y horizontal sean con

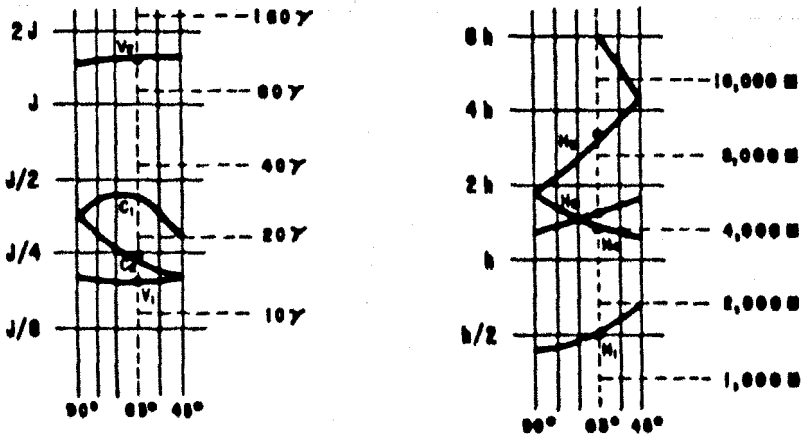
Fig. N°15.- USO DE LOS DIAGRAMAS I.T.I. (Nandy, 1970)



LAS MEDIDAS A PARTIR DE LA CURVA SON :

H ₁	1400 M	V ₁	14 γ
H ₂	4700 M	V ₂	106 γ
H ₃	9100 M		
H ₄	4100 M		

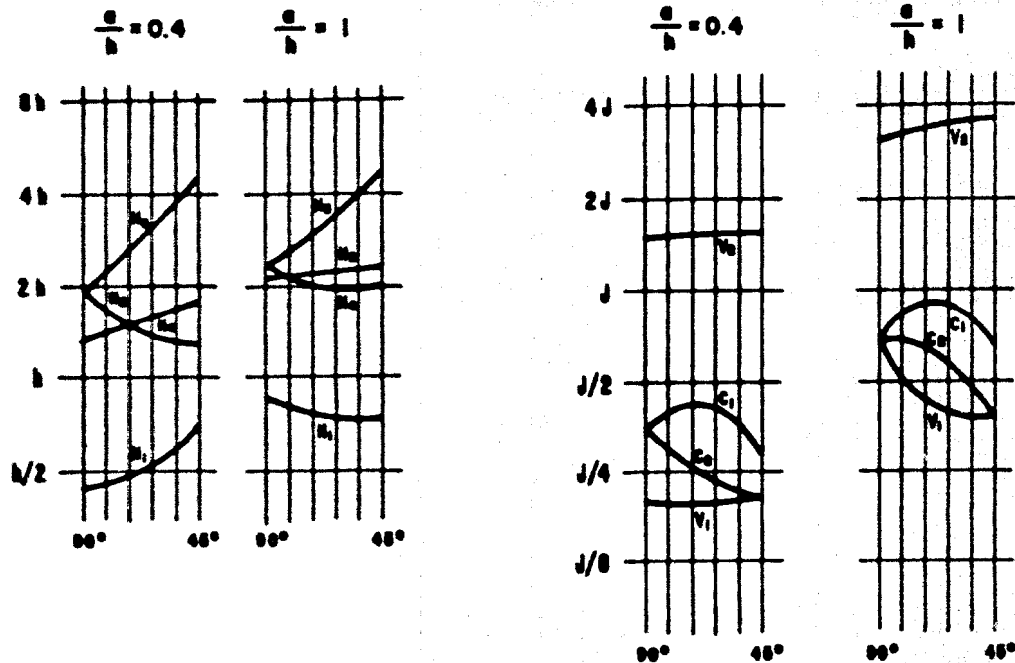
Fig. N° 16



C₁ = 30
 C₂ = 17
 CONTRASTE DE MAGNETIZACION J = 70 γ

PROFUNDIDAD h = 3000 M

Fig. N^o 17.- GRAFICAS PARA DOS VALORES DIFERENTES DE $\frac{a}{h}$



PARAMETROS HORIZONTALES

PARAMETROS VERTICALES

- DONDE : **a** ES LA MITAD DEL ANCHO.
h ES LA PROFUNDIDAD (BAJO EL NIVEL DE VUELO) A LA CIMA DEL CUERPO.
J ES EL CONTRASTE DE MAGNETIZACION ($J = K \pm T$).
K ES LA SUSCEPTIBILIDAD.
T CAMPO MAGNETICO TOTAL.

sistentes.

Las curvas maestras son preparadas a partir de varios modelos teóricos con diferentes: relaciones de ancho / profundidad, ángulos de echado, contrastes de magnetización, e inclinaciones magnéticas; usando datos de intensidad magnética total e de gradiente vertical (Fig No. 17).

Las anomalías magnéticas originadas a partir de modelos de cuerpos geométricos magnetizados uniformemente son matemáticamente calculados. Sobre dichas anomalías teóricas se definen varios parámetros gráficos característicos proporcionales a la profundidad. Así desde que la profundidad del cuerpo teórico es conocida, la profundidad del cuerpo real es deducida proporcionalmente.

Existe una colección de curvas maestras para un rango amplio de radios a/h (a , es la mitad del ancho del cuerpo; h , es la profundidad desde la superficie de medición hasta la cima del cuerpo), y para un rango de H/h (la diferencia $H-h$ es la magnitud del salto de falla).

Para mejorar el Método I.T.I. , otro conjunto de curvas maestras son introducidas, estos parámetros son llamados I.T.I. ξ y toma en cuenta a las distancias verticales entre las intersecciones de las tangentes de inflexión y la tangente a la curva misma, paralela al campo regional. Dichas curvas son útiles para confirmar la determinación del radio a/h y para hacer otro cálculo del contraste de magnetización J .

IV.1.2. Método de la Deconvolución de Werner.

El proceso matemático por el cual los puntos de profundidad, las direcciones de buzamiento y los valores de susceptibilidad son calculados automáticamente a par-

tir de los datos magnéticos del perfil es lo que se ha llamado la Deconvolución de Werner. La Deconvolución de Werner tiene su principal aplicación con los datos aeromagnéticos digitales para la prospección petrolera. El producto de egreso de la Deconvolución de Werner es un grupo de perfiles e idealmente son trazados a la misma escala que los mapas de isogamas. Normalmente, hay un perfil de Werner para cada línea de vuelo de un levantamiento.

Teoría. El problema fundamental en cualquier tipo de interpretación de campo que se podría hacer es el hecho de que a cualquier nivel de profundidad, con ciertas restricciones, se encuentra una distribución de dipolos magnéticos que producirán una anomalía dada. Esta ambigüedad sólo puede ser eliminada por la suposición de una única configuración geométrica del cuerpo causativo (por ejemplo, dique, contacto, falla, prisma, lente, subida del basamento, etc.). Una vez que se haya hecho esta suposición, uno puede luego encontrar una solución singular para los parámetros geológicos pertinentes, tales como la profundidad a la fuente, el buzamiento y la susceptibilidad.

Esta técnica de interpretación es una extensión de aquellas introducidas por S. Werner en 1953. El se dió cuenta que la necesidad más grande era la creación de un método para separar una anomalía de la interferencia causada por las anomalías adyacentes, y también para que se considere la anomalía entera en el análisis en vez de sólo unos pocos parámetros que se podrían ver enormemente afectados por una interferencia de este tipo. La deconvolución de Werner es un método que se usa para pro--

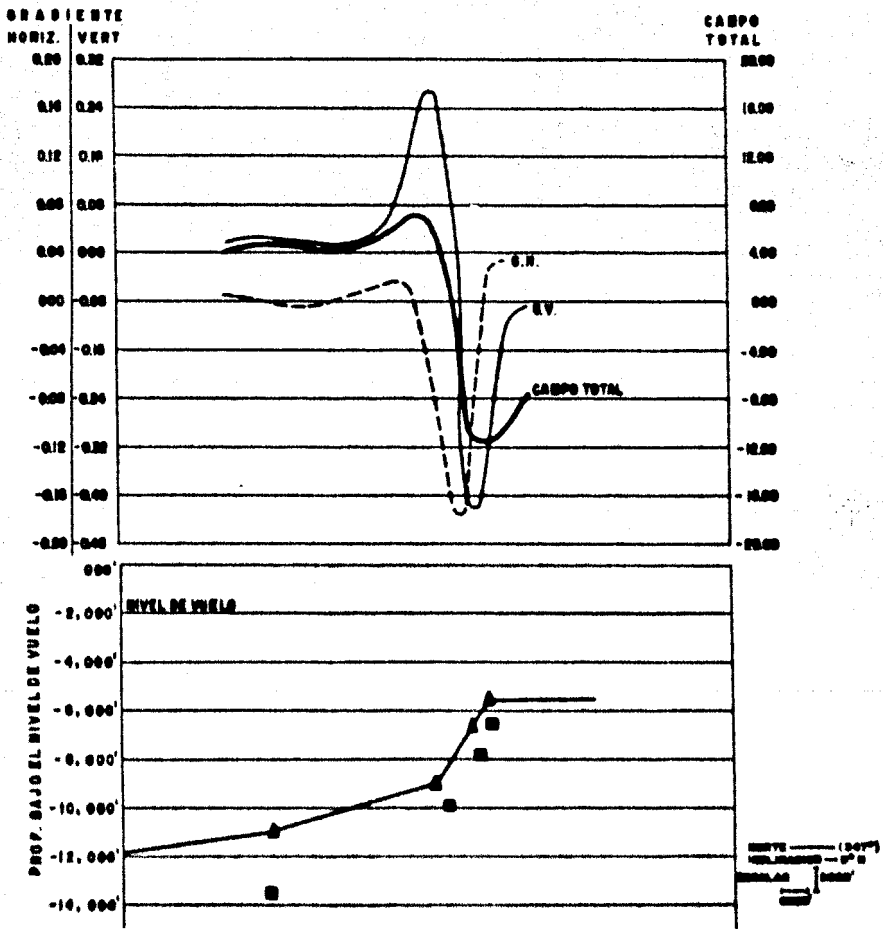


Fig. N.º 10.— ESTUDIO DE UN MODELO PARA MOSTRAR LA DECONVOLUCION DE WERNER.

ducir una interpretación directa para realmente determinar profundidades, susceptibilidades y buzamientos.

El interés principal de Werner era el análisis de los diques mineralizados en Suecia, y su ponencia fue escrita para la identificación de estos cuerpos o masas. - Luego se demostrará que su técnica también se puede aplicar a contactos, bordes, fallas y otros tipos de cuerpos pero primero, consideremos sólo diques.

La ecuación para un dique (capa delgada) en el campo total se puede escribir en la forma de:

$$F(x) = \frac{A(x-x_0) + Bz}{(x-x_0)^2 + z^2} \dots \dots \dots (1)$$

en donde x representa la distancia a lo largo de un perfil y F es la intensidad magnética total del campo en X . Las cantidades A y B son funciones de la intensidad del campo, la susceptibilidad y la geometría involucrada (inclinación magnética, rumbo del cuerpo, declinación, etc) El símbolo z representa la profundidad hasta la cima del dique, x_0 es la distancia horizontal a que se encuentra el centro de la cima del dique. Existen 4 cantidades físicas que se pueden determinar A , B , x_0 y z . Werner indica que en un caso simple en donde se hacen observaciones sobre un plano horizontal sobre unas capas homogéneas confinadas horizontalmente cuyo largo y profundidad son infinitos y cuyo rumbo es perpendicular a la dirección del perfil, la ecuación para un dique puede ser colocada en la siguiente ecuación de interpretación.

$$a_0 + a_1 x + b_0 F + b_1 x F = x^2 F \dots (2)$$

En esta ecuación, x y F son los mismos que arriba - y por substitución, se puede ver que:

$$a_0 = -A x_0 + BF$$

$$a_1 = A$$

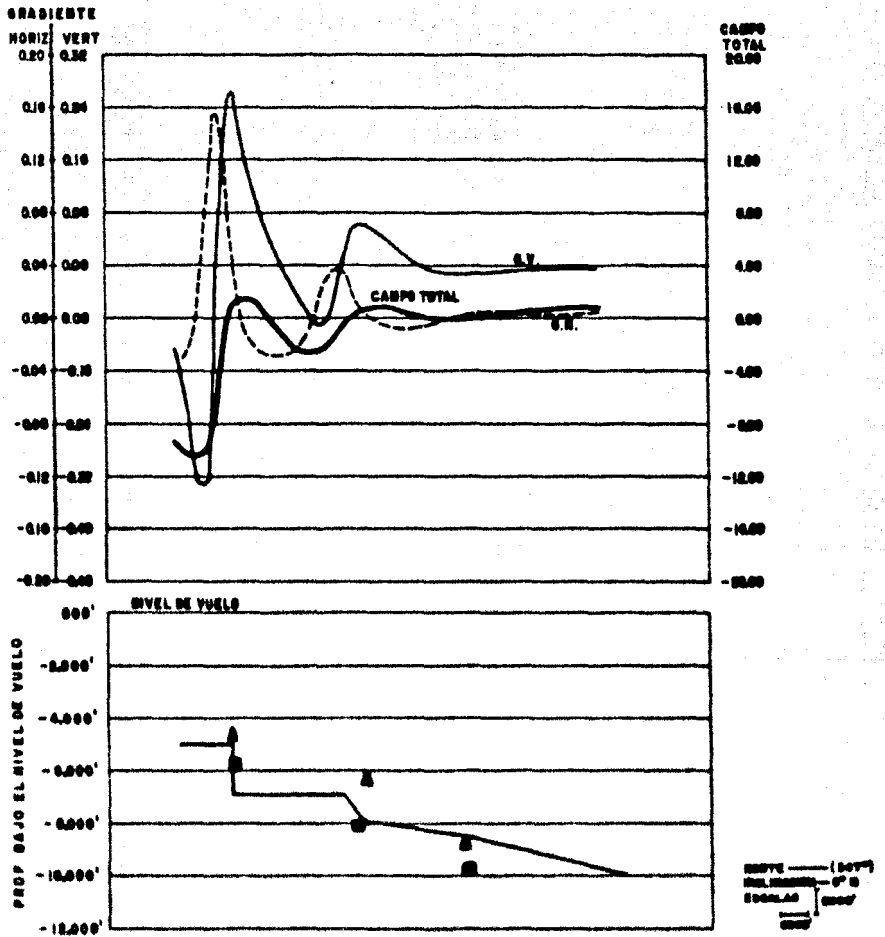


Fig. N° 19.- ESTUDIO DE UN MODELO PARA MOSTRAR LA DECONVOLUCION DE WERNER.

$$b_0 = -x_0^2 - z^2 \quad \text{--- (3)}$$

$$b_1 = P x_0$$

A la inversa, la profundidad y la posición horizontal de la cima del dique, como también, los parámetros de magnetización A y B, son funciones de los parámetros de la ecuación de interpretación (2):

$$\begin{aligned} x_0 &= 0.5 b_1 \\ z &= \pm 0.5 \sqrt{-4b_0 - b_1^2} \quad \text{--- (4)} \end{aligned}$$

$$A = a_1$$

$$B = (2 a_0 + a_1 b_1) / \sqrt{-4b_0 - b_1^2}$$

Ya que hay 4 incógnitas, la solución simultánea de la ecuación de interpretación (2) en los 4 valores de x y de sus correspondientes valores de P, producirán soluciones para a_0 , a_1 , b_0 , b_1 . Y la ecuación (4), para x_0 , Z, A y B. La susceptibilidad magnética y el buzamiento geológico, a la vez, son fácilmente calculados a partir: de A, B, de la inclinación y declinación magnética y del espesor supuesto.

Ver dos modelos de las Figs. Nos. 18, 19 y 20.-

La teoría arriba mencionada es válida para todo cuerpo tipo capa, que sea homogéneo y semiinfinito, cualquiera que sea el rumbo o el buzamiento, y a cualquier latitud magnética. Además, el cálculo de profundidad y posición es independiente de la dirección de magnetización y por lo tanto no se ve afectado por la remanencia.

En la prospección petrolera, el análisis de las anomalías relacionadas a las capas, no es suficiente como para resolver la mayoría de los tipos de problemas de exploración, específicamente la determinación de la profundidad del basamento. Por lo tanto, para que sea a--

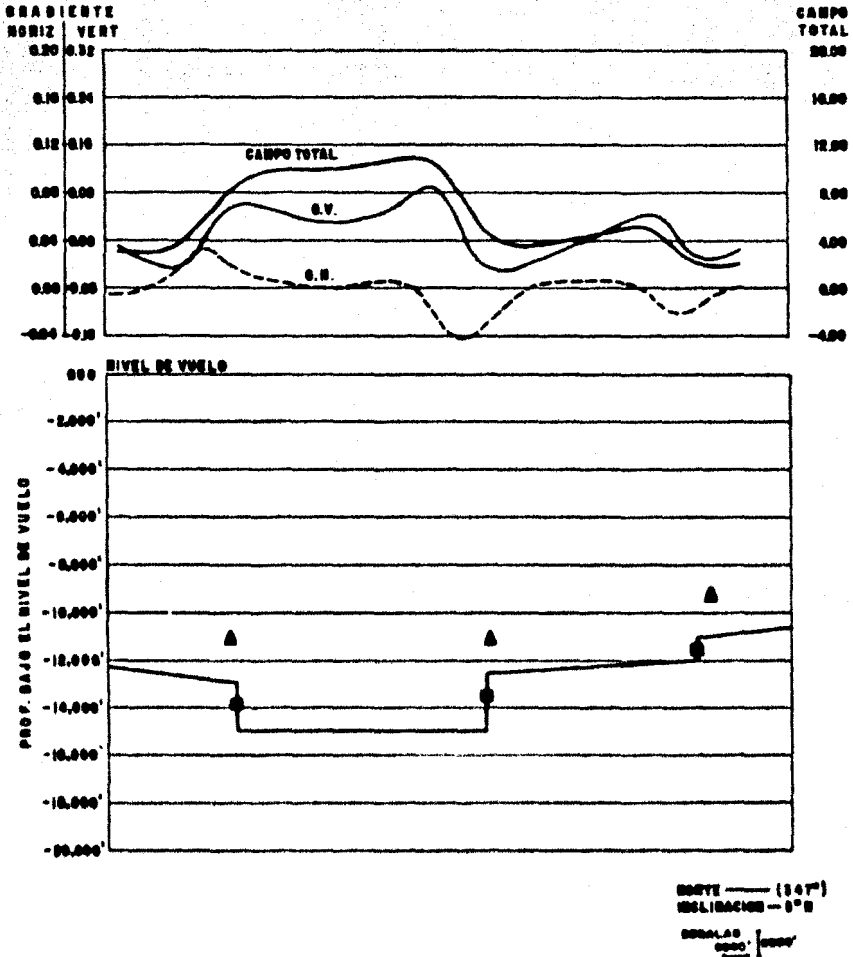


Fig. N° 20.- ESTUDIO DE UN MODELO QUE REPRESENTA UN GRABEN, K=0.0005 DEL BASAMENTO.

plicable, se tiene que agrandar la teoría de Werner para que se pueda aplicar a otros tipos de anomalías, tales como aquellas asociadas con bordes, contactos o prismas. -- Esto es fácil de lograr.

Un borde o un contacto también se puede considerar como una interface (o superficie de contacto). En términos geológicos una interface es simplemente un contacto buzante. Todas las "capas delgadas" son limitadas por dos interfaces, pero si las interfaces están demasiadas juntas una a la otra para que sus anomalías individuales sean distinguibles una de la otra, la combinación de las dos resulta en una anomalía única de capa delgada.

En la práctica, las medidas del campo magnético se hacen a intervalos lineales (no temporales) iguales, a lo largo de una línea de perfil. Con eso, los datos están en una forma ideal para el análisis digital.

En la deconvolución real, la computadora lee seis puntos equidistantes a lo largo de la línea de vuelo de una cinta magnética revisada. Esta usa los datos para resolver seis ecuaciones. La secuencia entera de puntos luego se avanza por un punto (aún si los seis puntos que se utilizan para el cálculo tienen un espaciamiento de más de un punto de separación) y se hace otro cálculo para x_0 , z , A y B . De esta manera, se obtienen tantos pares de x_0 y z como hay puntos de datos a lo largo del perfil magnético. Todavía en la computadora, se examinan los puntos de profundidad calculados para ver si son consistentes, si el operador de seis puntos está pasando por encima de una anomalía, habrá un conjunto de puntos de profundidad estrechamente agrupado, indicando una fuente para la anomalía. Se rechazan los cálculos de profundidad inconsistentes. Los valores de buzamiento y de

susceptibilidad se calculan de A y B, inclinación y declinación locales, y la suposición de que la magnetización es inducida. Los puntos de profundidad no rechazados son entonces imprimidos y registrados, junto con sus valores correspondientes de susceptibilidad y de buzamiento, para el trazado subsecuente a escala debajo del perfil de la anomalía, por una trazadora de tambor CalComp de 30 pulgadas.

La sensibilidad del conjunto o fórmula observacional de seis puntos a la detección de una fuente anómala se relaciona fuertemente a la distancia horizontal subtendida por el conjunto. Mientras más profunda es una fuente geológica, más escaza es su anomalía magnética asociada, y mayor tiene que ser la dimensión del conjunto para poder reconocerla. Por esta razón, la secuencia del cálculo descrito en el párrafo anterior se repite típicamente cinco veces más, y cada vez aumenta la distancia entre los puntos del conjunto. Por lo tanto, en su primer pase, el operador de seis puntos normalmente subtiende una distancia horizontal tal, que sólo las anomalías magnéticas que surgen de las fuentes geológicas dentro de los 4,000 pies del sensor rendirán determinaciones de profundidad que son válidas. El segundo pase cubre un rango de profundidad que son válidas. El segundo pase cubre un rango de profundidad de unos 2,000 a 6,000 pies; debajo del sensor, el tercer pase unos 3,000 a 9,000 pies debajo del sensor, el cuarto pase unos 5,000 a 15,000 pies, el quinto pase unos 9,000 a 30,000 pies y el sexto pase, si fuere necesario, unos 15,000 a 50,000 pies. Existe una cantidad significativa de traslape, y frecuentemente suce-

de que una anomalía dada es "reconocida" en dos (o más) - pases diferentes.

Antes de cada pase, se filtran los datos originales con un filtro polinómico del segundo orden de mínimos cuadrados (pase bajo). Esto se hace para eliminar anomalías ("poco profundas") de alta frecuencia que ya han sido reconocidas y que si no se eliminan tienden a reducir el reconocimiento por la computadora de anomalías más anchas. Muchas veces pasa que una anomalía dada "poco profunda" - que ha sido correctamente interpretada e identificada se filtra pero no se elimina completamente en el pase de filtración subsecuente o posiblemente en los dos pases subsecuentes. El efecto del filtrado (eliminación parcial) es de producir una anomalía más ancha, de amplitud más -- baja que luego se interpreta por el operador de deconvo--lución como el surgimiento de una fuente geológica más - profunda. Ver Figs. Nos. 18, 19 y 20.

Una vez que se hayan obtenido los resultados de la - Deconvolución de Werner, queda la labor de ordenar éstos y todos los demás datos pertinentes en un conjunto cohe--rente de características geológicas.

Las profundidades calculadas se transfieren de los - perfiles Werner a los mapas de isogamas. Luego se apli can las correcciones de rumbo a las profundidades que oc--curren en anomalías que cruzan las líneas de vuelo a angu los oblicuos, y ciertas profundidades se descartan en -- virtud de su ocurrencia en los bordes o en medio de las - anomalías.

IV.1.4. Método por comparación con las curvas de Reford (Reford, 1964)

El propósito consiste en dar un programa general de-

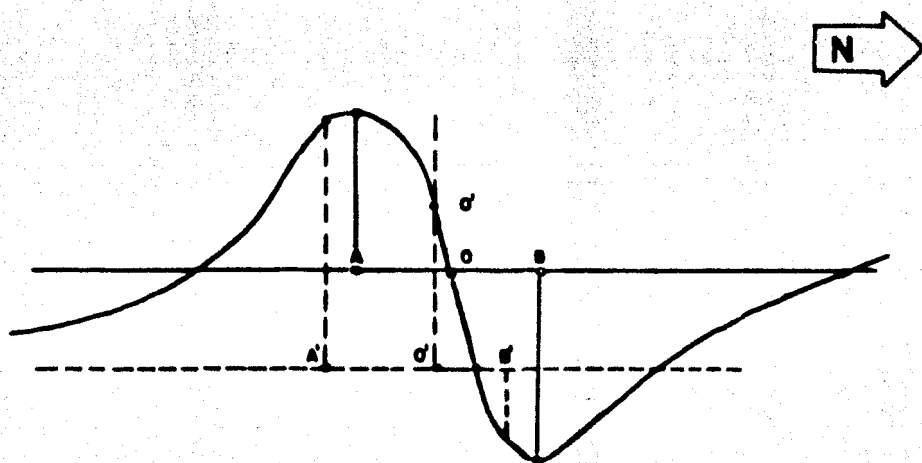
los cambios en tamaño y forma de la anomalía que se presenta al variar el echado y el rumbo a varias latitudes. La anomalía magnética producida por un cuerpo cambiará radicalmente si su echado y su rumbo son alterados. Una idea general de estos cambios es vital para cualquiera que esté usando mapas aeromagnéticos, especialmente cuando se está trabajando en un área nueva.

Para presentar un cuadro claro de estos cambios, ha sido graficado un grupo de curvas. El mismo cuerpo (una lámina delgada semi-infinita magnetizada uniformemente por inducción), se ha utilizado como modelo. Si la magnetización es remanente, las curvas tendrán la misma forma, pero los ángulos que muestran el echado ya no serán los mismos ya que estará involucrada la dirección de magnetización. Estas curvas darán una buena aproximación a muchos cuerpos geológicos, tales como diques, fallas, sills ó rocas estratificadas. (Reford, 1964). (Fig.No.6).

Las curvas están agrupadas de acuerdo a la inclinación del campo magnético de la Tierra, tomando a intervalos de 15° . Para cada inclinación fueron utilizados cinco echados diferentes a intervalos de 45° y el comportamiento de la lámina se muestra en la parte inferior de cada figura. También fueron utilizados tres rumbos, Norte-Sur, Este-Oeste, y el Noroeste-Suroeste ó el Noroeste-Sureste.

Un ejemplo del método propuesto por Reford.

- 1.- Se escogió una anomalía lo más aislada, tratando de evitar la influencia de las anomalías vecinas, Fig.No.23, en el estado de San Luis Potosí donde se conoce la existencia de un ígneo aflorante.
- 2.- Se tomaron los valores de la anomalía para la construcción del perfil a la escala del plano (1:100,000) y a lo largo del eje X. Se trazó éste, tomando como valor --



METODO POR COMPARACION CON LAS CURVAS DE

REFORD.

Fig. 22

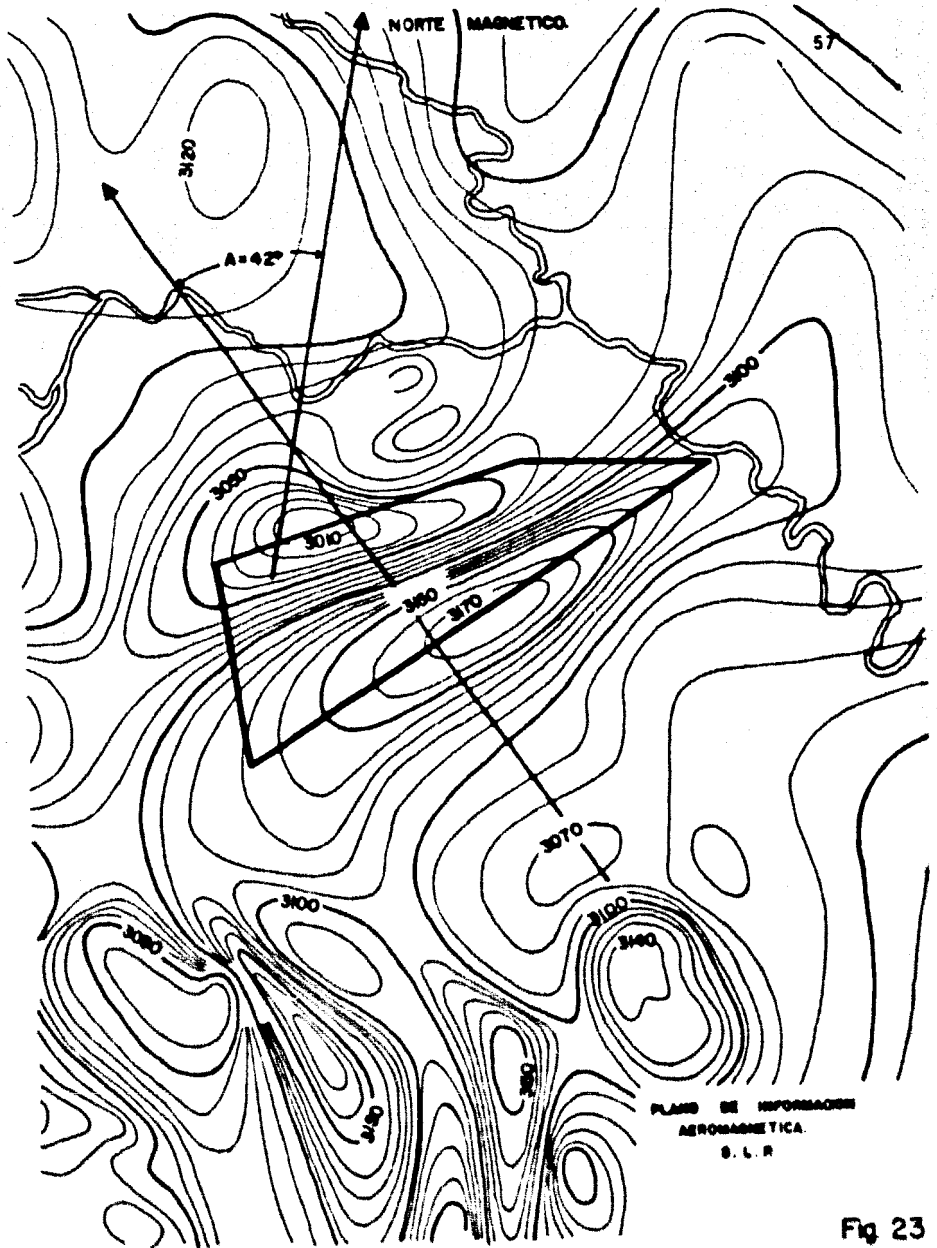


Fig 23

central horizontal el de 3 100 gammas. Los valores positivos y negativos de graficación fueron de 5 gammas por -- unidad del papel milimétrico (Fig. No. 22).

3.- El ángulo entre el eje positivo X y el Norte magnético fué de 42° , el Norte magnético fué trazado en el -- plano de intensidad magnética mediante el conocimiento del ángulo de declinación magnética). No debe perderse de -- vista que el eje X es perpendicular al dique.

4.- Para este caso, el valor de la inclinación "i" es igual a 51.5° (dato tomado del plano de anomalías magnéticas).

5.- Se comparó esta curva construída con las curvas -- correspondientes de 45° y 60° de inclinación, con rumbos -- de 44.4° y 45.5° respectivamente, ya que estos valores son los que más se aproximan a los valores del área en cuanto -- a inclinación y rumbo del dique que es de 42° (dato). Se observó también que los modelos que más se ajustaron a -- nuestro perfil, correspondieron a diques con echados de 90° y 45° hacia el Sur.

6.-Para evitar transportar la anomalía construída a -- la escala de las curvas de las Figs., los cálculos se hicieron por comparación gráfica, esto es, se transportó el origen de las figs. a nuestra curva de la Fig. No. 22, los cuáles fueron 0' y 0 respectivamente.

7.- En el modelo de inclinación igual a 60° en particular, se observa que las marcas de 1 D.B. a ambos lados -- del origen corresponden con muy buena aproximación a aquellos puntos donde la anomalía alcanza su máximo y su mínimo, por lo tanto, en nuestra curva real bastó proyectar -- esos puntos máximo y mínimo a la horizontal, para obtenerlos puntos A y B cuyas distancias al origen corresponden -- a 1 D.B. Tomando en consideración nuestra escala horizon

tal de construcción y la altura de vuelo de 1000 m:

$$OA = OB = 0.8 \text{ Km.} = h$$

$$Z = h - \text{altura de vuelo} = 800 - 1000 = -200 \text{ m. s.n.m.}$$

Como el dique se encuentra aflorando a 85 mts. s.n.m. entonces el error en el cálculo es de:

$$200 - 85 = 115 \text{ mts.}$$

La profundidad real es de $1000 - 200 = 800$, finalmente el porcentaje de error será:

$$115 / 800 = 14.37 \%$$

8.- Para el modelo de 45° de inclinación se buscó un origen que ya no corresponde, como en el caso anterior, al centro de la anomalía sino que se encuentra ligeramente desplazado pendiente arriba (punto O' de nuestra anomalía).

A través de ese punto origen O' se supuso el eje vertical y el horizontal. Las distancias de l D.B. en la Fig. No. 6 tampoco corresponden al máximo y al mínimo, sino a puntos desplazados ligeramente, estos puntos identificados por comparación en nuestra curva, generaron los puntos A' y B', cuyas distancias, medidas desde el origen fueron 0.6 y 1.0 respectivamente el promedio fué $h = 0.8$

Analogamente, nuestros resultados serán:

$$Z = 800 - 100 = 700 \text{ mts. s.n.m.}$$

y el porcentaje de error es el mismo 14.37 %

Para calcular el ancho del dique se usa la siguiente fórmula, tomada de la escala vertical de la figura utilizada. (anomalía x profundidad) - (2 k TW) = valor de la escala vertical de las curvas de la Fig. No. 6. El valor de la anomalía utilizada, tomada de la escala vertical fué de 0.9, que corresponde a la amplitud total de la curva.

Anomalia = 160 gammas (dato)

Profundidad = 800 mts. (calculada)

T = Intensidad total del campo magnético de la tierra.

K = Susceptibilidad magnética del cuerpo.

El valor de K puede tomarse de una tabla de susceptibilidades magnéticas, tomando un valor congruente que corresponda al material del dique en el área.

$$W = \frac{160 \times 800}{2.k. 47770 \times 0.9}$$

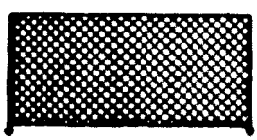
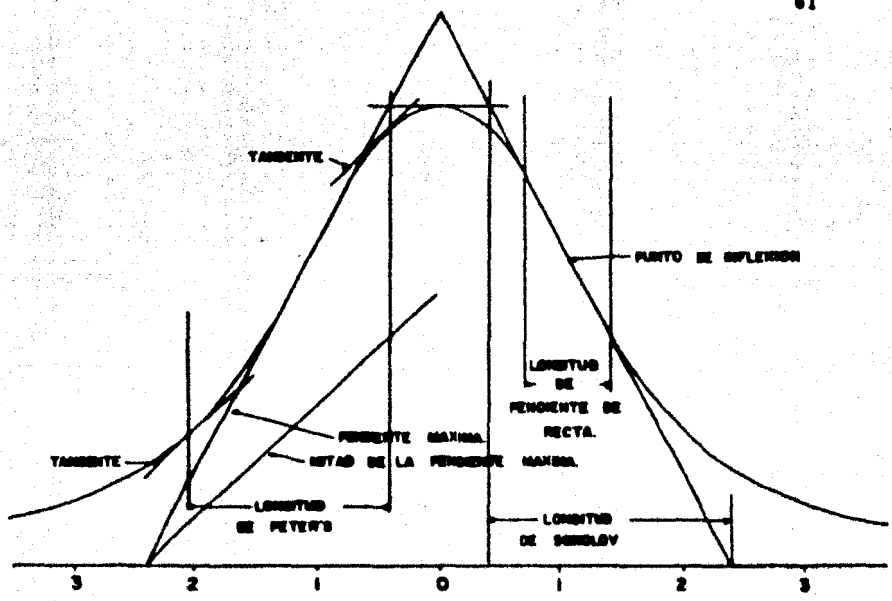
La precisión de estos cálculos es factible de mejorar si en nuestra comparación de curvas tomamos más puntos de referencia, como por ejemplo los puntos de inflexión, amplitudes medias etc. y se promedian los resultados.

IV.1.5. Métodos de: Peters, Sokolov y Vaquier.

Aunque en otro sentido, el mismo principio de comparación se usa en otros sistemas de cálculo de profundidades. En general, en estos métodos observamos las longitudes horizontales sobre la familia de curvas de dique, las cuales pueden ser fácilmente transformadas en profundidades a la cima de los mismos. Estas longitudes deberán satisfacer los siguientes criterios:

- 1.- Deberán estar basadas en puntos que puedan ser fácilmente identificados.
- 2.- Deben ser susceptibles a cambios de profundidades.
- 3.- No deben ser susceptibles a cambios en el ancho y postura del dique.
- 4.- El perfil no debe extenderse demasiado lejos hacia fuera de la anomalía, donde se espera la interferencia de otras anomalías vecinas.

Por ejemplo, es fácil encontrar la pendiente máxima sobre el lado de una anomalía. Podemos obtener después los puntos donde una línea con la mitad de esta pendiente es tangente a la curva, y medir la proyección horizontal -



LONGITUDES UTILIZADAS EN EL METODO DE INTERPRETACION DE PERFILES.

Fig 21

de la distancia entre dichos puntos.

Esta aproximación fué sugerida por Peters (1949) y -- se ilustra en la figura No. 21 y No. 24. La longitud de Peters para el término angular de un dique que varía desde 1.2 veces la profundidad para una lámina delgada, a 2.0 -- veces la profundidad para el borde de un block semi-infinito. El factor promedio de 1.6 se aplica efectivamente cuando el dique tiene un ancho aproximadamente igual a dos veces la profundidad.

Para la aplicación de este método a la anomalía que se ha venido utilizando se siguieron los siguientes pasos; resumidos en la Fig. No. 24.

a).- La obtención de la pendiente recta de la curva.-- Esto se logra con mayor precisión mediante la experiencia que dá el uso continuo del método.

b).- Se construyó gráficamente una recta cuya tangente (pendiente) sea igual a la mitad de la máxima ya trazada.

c).- En seguida se proyectaron dos paralelas a esta pendiente media hasta tocar tangencialmente a la anomalía (véase Líneas L 1 y L 2 de la Fig. No. 24).

d).- Los dos puntos de tangencia se proyectan hacia la horizontal y ésta proyección da la que se denomina -- "Longitud de Peters". Después de obtener esta longitud -- se iguala a 1.6 h, ya que éste valor es el recomendado para diques de espesor medio. L.P. = 1.6 h.

Por lo tanto nuestros cálculos fueron los siguientes:

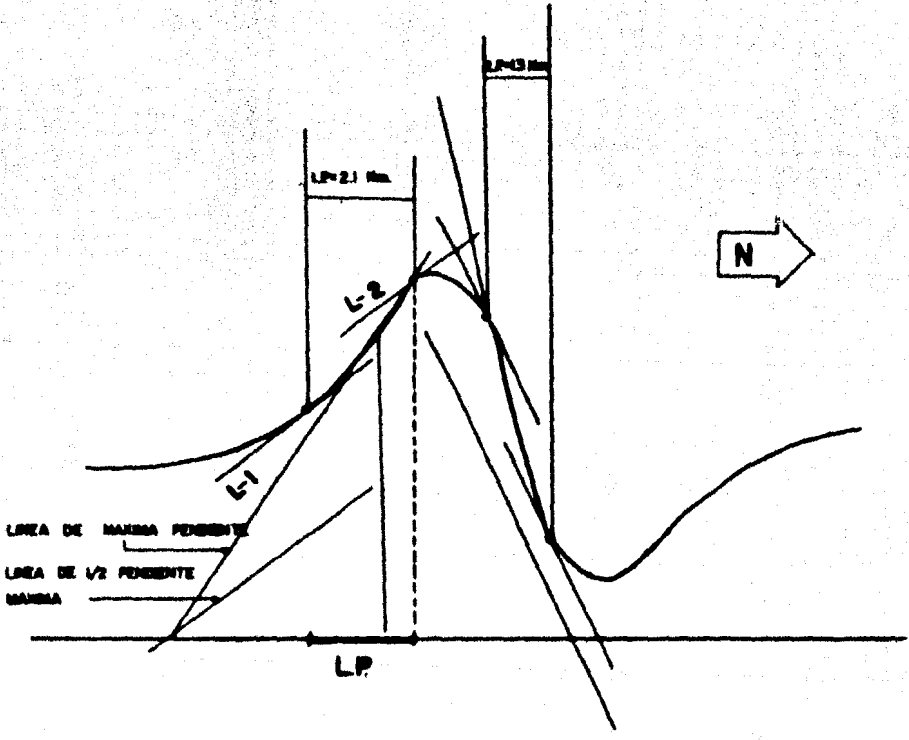
En el lado Sur:

$$\text{L.P.} = 2.1 \text{ Km}^{\circ} = 1.6 h = 2.1/1.6 = 1.312 \text{ Km.}$$

$$Z = h - \text{A.V.} = 1.310 - 1,000 = 310 \text{ mts. b.n.m.}$$

Sobre el lado Norte los resultados fueron:

$$\text{L.P.} = 1.3 = 1.6 h \quad h = 1.3/1.6 = 0.812 \text{ Km.}$$



METODO DE PETERS.

Fig 24

$$Z = h - A.V. = 812 - 1000 = -188 = 188 \text{ mts. s.n.m.}$$

La profundidad promedio será:

$$Z \text{ Promedio} = \frac{-188 + 350}{2} = 61 \text{ mts. b.n.m.}$$

Nuestro error porcentual será:

$$(61 + 85) / 915 = 0.159 = 16\%$$

Una longitud similar, discutida por Sokolov (1956)--- se ilustra en el lado derecho del diagrama de la Fig. No.- 25. Esta es la longitud horizontal de la línea de máxima pendiente, medida entre sus intersecciones con las horizontales tangentes a la cresta y valle más próximos. Esta longitud varía desde 1.54 a 3.14 veces la profundidad, a medida que el espesor del dique se incrementa desde cero a semi-infinito.

Un factor promedio conveniente de 2.0 se aplica efectivamente cuando el espesor es aproximadamente 1.1 veces la profundidad.

En nuestro ejemplo se siguieron los pasos indicados--- a continuación:

1.- Se trazó una línea de máxima pendiente a cada lado de la anomalía y se encontraron sus intersecciones con las líneas horizontales tangentes al máximo y los mínimos respectivos.

Las proyecciones horizontales de los segmentos correspondidos entre dichas intersecciones serán las longitudes de Sokolov, (L.S.).

Las estimaciones fueron las siguientes:

Lado Sur:

$$L.S. = 2.5 = 2.0h \quad h = 25/20 = 1.25 \text{ Km.}$$

$$Z = 1250 \text{ m} = -1000 = 250 \text{ mts. b.n.m.}$$

Donde L.S. = Longitud de Sokolov

1000 = altura de vuelo (dato)

Z = Profundidad a la cima del cuerpo

2.00 = Factor de Sokolov adecuado para esta clase de diques.

Lado Norte

$$L.S. = 1.5 \quad h = \frac{1.5}{2.0} = 0.75$$

$$Z = 750 - 1000 = 250 \text{ mts. s.n.m.}$$

$$Z \text{ promedio} = \frac{-250 + 250}{2} = 0$$

El error porcentual será

$$0 + 85/915 = 0.092 = 9\%$$

Otro enfoque está basado en que una porción de la máxima pendiente sobre la curva de la anomalía es casi una línea recta. La longitud de esta porción recta puede ser medida.

Este enfoque es menos obvio porque, matemáticamente no existen pendientes rectas, sin embargo, un intérprete con experiencia puede obtener resultados satisfactorios -- por medio de este tipo de longitudes, como indicaron Vaquier (1951) y Nettleton (1962). Estas longitudes de porción de pendiente recta deben ser divididas por un factor que generalmente varía entre 1.0 y 1.8 para obtener profundidades estimadas.

En este método medimos en la misma figura No. 25, la proyección horizontal de la porción recta de la máxima pendiente de la anomalía.

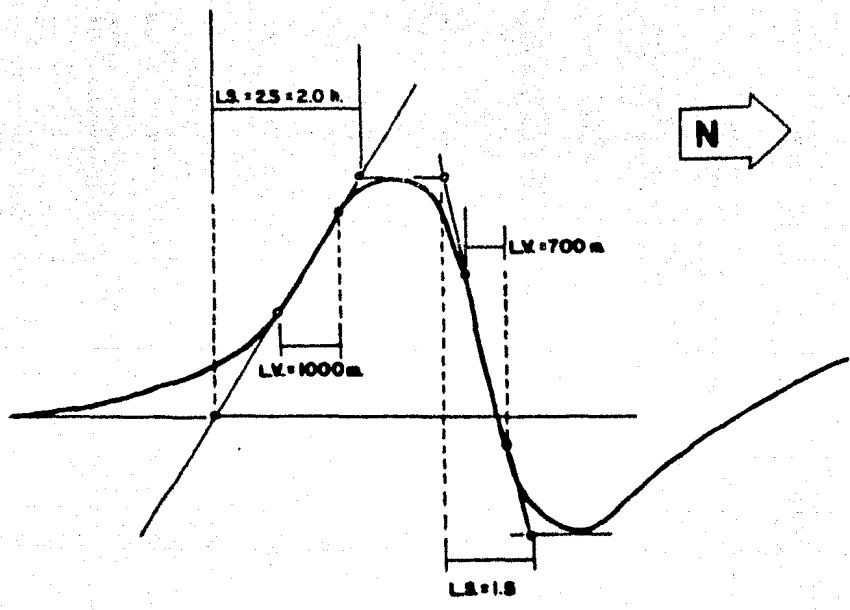
Por lo tanto en el lado Sur se obtuvo:

$$L.V. = 1000 = 1.0 h \quad h = \frac{1000}{1} = 100 \text{ m.}$$

El factor de 1.0 es el recomendado para este caso

$$Z = 1000 - 1000 = 0 \text{ mts. b.n.m.}$$

error igual a 85 m.



METODOS DE SOKOLOV Y VACQUIER.

Fig 25

En el lado Norte se obtuvo:

$$L.V. = 700 \text{ m.} = 1.0 \text{ h} \quad h = \frac{700}{1} = 700 \text{ m.}$$

$$Z. = 700 - 1000 = -300 \text{ mts. s.n.m.}$$

error: 215 mts.

$$\text{La } Z \text{ promedio} = \frac{0-300}{2} = -150 \text{ mts. s.n.m.}$$

El error en por ciento será:

$$-150 \div 85/915 = .07 = 7\%$$

Se observa entonces que con este último método se --- obtuvo el menor error porcentual, aunque de ninguna manera deberá generalizarse esta conclusión.

Mediciones de este tipo pueden ser echas rápidamente. Seleccionando cuidadosamente y promediando es posible obtener resultados sorprendentemente precisos. La dificultad consiste en determinar qué factor es el más adecuado a emplear para transformar estas longitudes horizontales-- a profundidades.

Calculando sobre una serie de curvas tipo que mues--- tren las anomalías de una variedad de cuerpos, podemos medir una serie de estas longitudes. Pero no es difícil --- ir más lejos y usar más variables para ambos lados de la anomalía. Por ejemplo Smellie (1956) ha expandido el trabajo de Henderson y Ziets (1943) y preparado las curvas de interpretación para un rango de cuerpos angostos el polo puntual y el dipolo y la línea de polos y dipolos. Estas curvas están basadas en mediciones de las distancias horizontales desde el pico de la anomalía a los niveles medios de cada lado. Otros grupos han preparado la interpretación de curvas más complejas, por ejemplo aquellas descritas pero no publicadas por Peterson y Paester (1957) ó los

publicados por Hall (1959) y más recientemente por H. — Naudy (1970).

Estas curvas de interpretación usan solamente puntos seleccionados u otras variables sobre la curva de la anomalía. Los errores pueden aparecer fácilmente si uno de — los puntos es desplazado por interferencia de una anomalía vecina ó por ruido en el registro. Obviamente entre más puntos se usen mejor será la interpretación.

Es mucho más difícil desarrollar métodos de interpretación de cuerpos de tamaño más limitado. El modelo de — dique tiene efectos magnéticos desde 3 caras, pero un cubo tiene 6. Calcular las anomalías causadas por tales cuerpos pequeños no es una tarea sencilla.

Werner (1953) hizo el estudio de una lámina delgada — de longitud limitada; Vaquier (1951) estuvo trabajando por otra parte anomalías para prismas verticales ó diques con longitudes limitadas. Henderson y Ziets (1958) estuvieron desarrollando métodos para tratar pares magnéticos con probando los resultados mediante estudios de modelo de los cilindros a los cuales se aproximan.

IV. I.5 Método de T. Austin; (Petty Ray, (1973))

Considerando el principio de que las anomalías de — cuerpos magnéticos delgados (ó placas) están formadas por los efectos de los dos polos de un dipolo, siendo sus porciones negativas más grandes que las correspondientes a — cuerpos gruesos cuyos polos negativos están más distantes y su influencia es menor. En otras palabras a medida de — que el espesor aumenta, la magnitud de la componente negativa de la anomalía disminuye.

Este fenómeno ha sido cuantificado aunque no publicado por T. Austin, Petty Ray para varias inclinaciones y — distintas geometrías de los cuerpos fuente. En las figuras

del No. 26 al No. 30, se muestran las anomalías producidas por cuerpos de distintos espesores en un campo con inclinación de 60° por ejemplo al N de México, donde puede observarse el fenómeno arriba mencionado.

Por cada inclinación, la proporción entre la magnitud de la anomalía negativa respecto de la positiva (n/p), — considerando igualación de áreas, se grafica en un papel semilogarítmico contra la proporción de espesor (en unidades D.B. ó sea la distancia entre el magnetómetro y el cuerpo fuente) estableciendo así una familia de curvas de las que se presentan en la figura No. 31 las que corresponden a 45° y 60° de inclinación, pudiendo ahí interpolar cualquiera para la República Mexicana. Por lo tanto sabiendo la magnitud de un D.B. y leyendo la parte positiva y negativa, puede estimarse el espesor del cuerpo fuente.

Para ilustrar lo anterior se seleccionó una anomalía del área de Xilitla al Sur-Oeste del Poblado de Ocampo, — Tamps. en donde se observa superficialmente un ígneo extrusivo cuyo espesor se pretende calcular (Fig. No. 32).

Se tomó un perfil de la anomalía en la dirección del Norte Magnético de acuerdo con los modelos de las Figs. anteriores (Pié de la Fig. No. 32). Se trazó una línea base horizontal que aproximadamente igualara las áreas positiva y negativa de la anomalía.

A partir de esta línea y a la escala del perfil en unidades arbitrarias se midieron las amplitudes del máximo y del mínimo (P y N) resultado de 9.5 y 7.25 respectivamente.

Las relaciones de estas amplitudes $n/p = 7.25/9.5 = 0.76$

Por otro lado, en este caso 1 D.B. (la distancia entre el magnetómetro y el cuerpo fuente es igual a la altu-

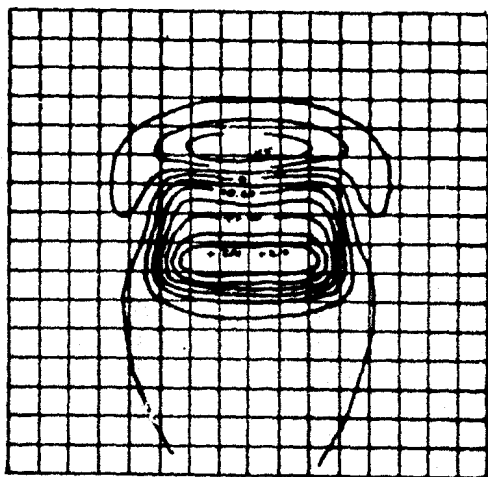


Fig. 26

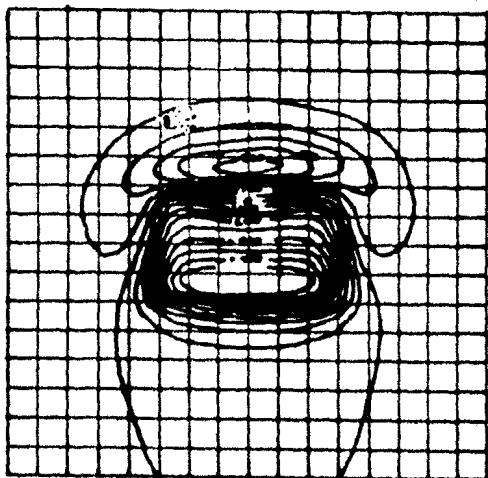


Fig. 27

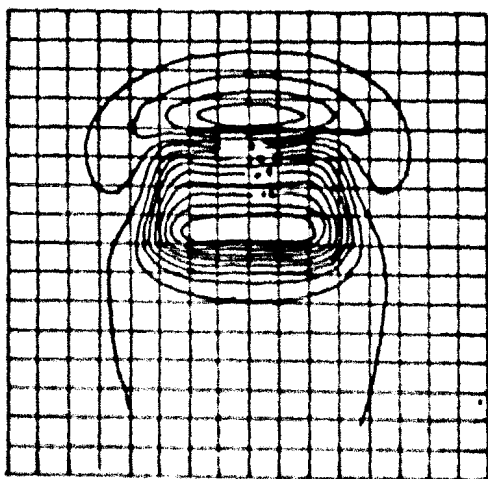


Fig. 28

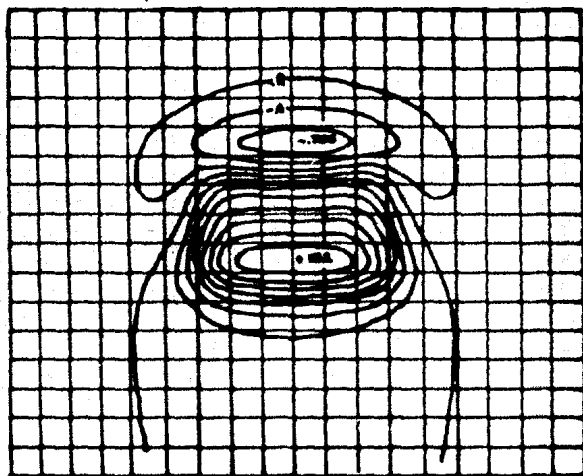


Fig. 29

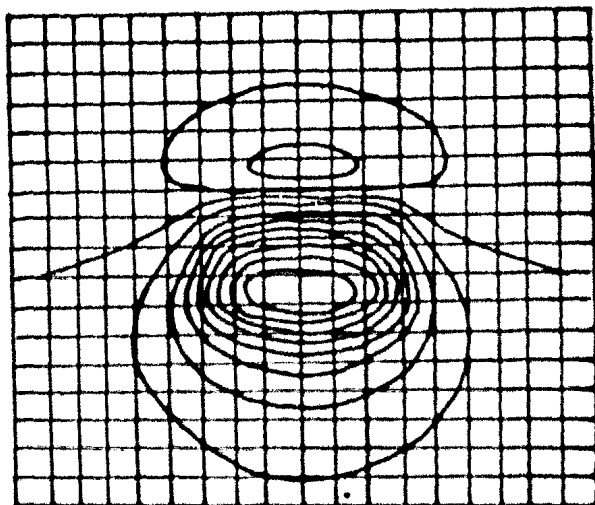
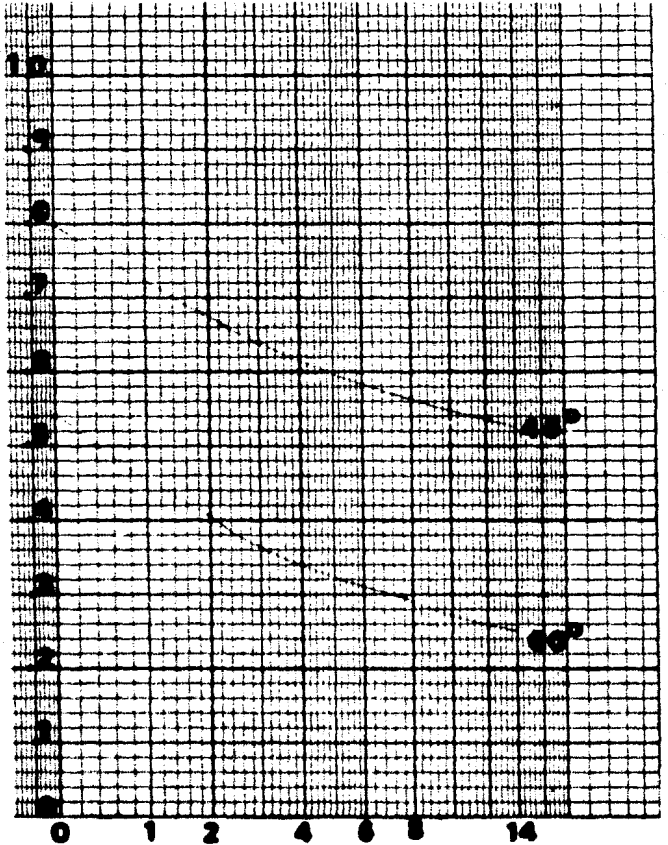


Fig. 30

n/p



Prof de enterramiento (DB)

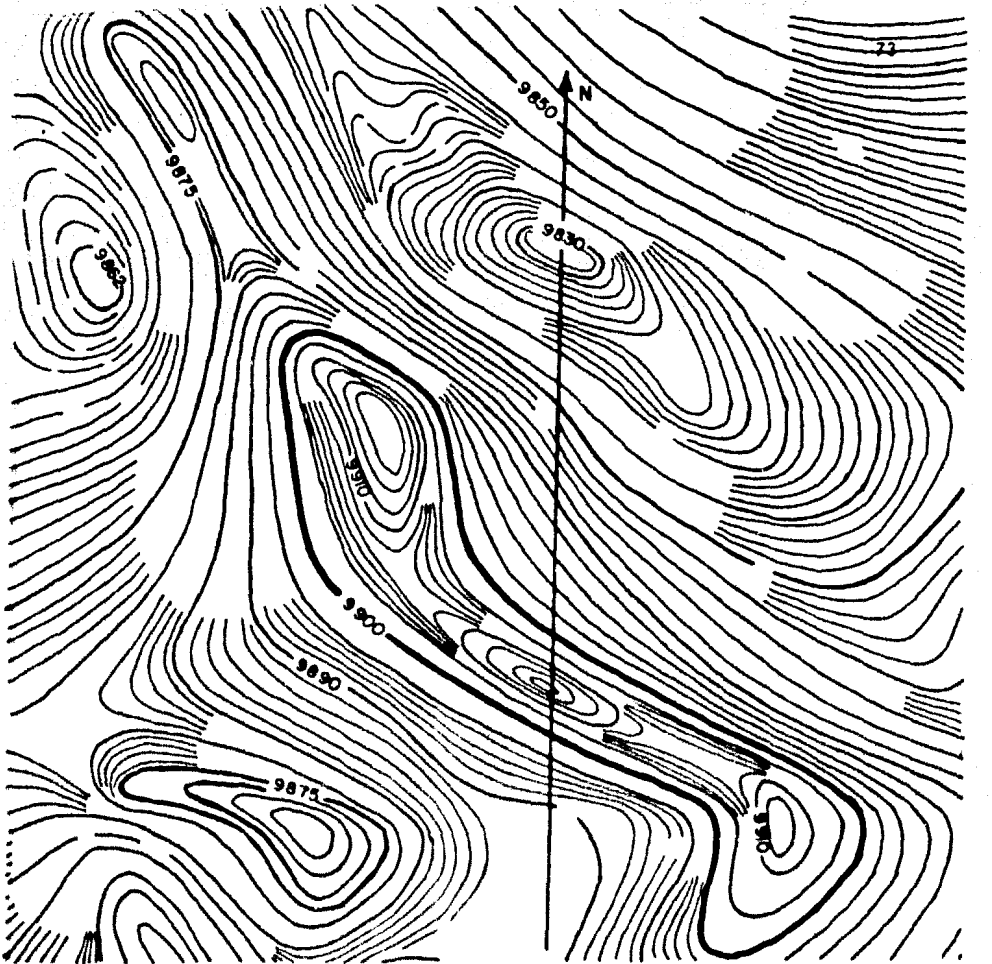
Fig. No. 31 Determinación de los espesores de placas a partir de la Intensidad Total.

Instrucciones :

- a).- Medir (+) y (-) de la curva.
- b).- Dividir (-)/(+)
- c).- Determinar el (%)
- d).- Entrar a la gráfica de arriba con el (%) y leer abajo.

Ejemplo :

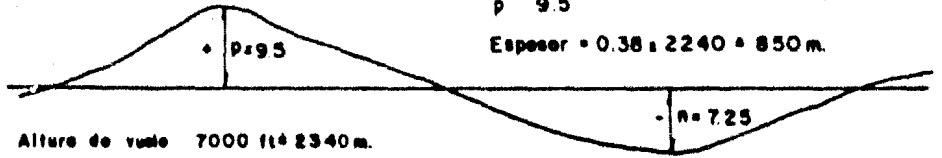
(+)= 50 gammas.
 (-)= 35 gammas.
 $35/50 = 0.70 = 70\%$
 70 %
 Con 70 % se llega a la lectura de 1.4 , finalmente el espesor es 1.4 X (DB)



N

$$\frac{n}{p} = \frac{7.25}{9.5} = 0.76\% \rightarrow 0.38 \text{ de } 100.$$

Espeor = 0.38 : 2240 = 850 m.



Altura de vuelo 7000 ft = 2340 m.
1 DB = 2340 - 100 = 2240

Fig. 32

ra del vuelo menos la elevación del terreno), que es igual a 2340 - 100 (datos). Por lo tanto 1 D.B. = 2240 m.

Sobre la escala vertical (escala n/p) de la Fig. No.-- 31 entramos con el valor 0.76 ó 76% y lo llevamos hasta -- intersectar la curva de inclinación correspondiente a 45°-- (inclinación supuesta para este lugar, aunque rigurosamente deberá tomarse la inclinación local).

La intersección con esa curva se proyectó a la escala horizontal (escala logarítmica) en la que se leyó un valor de 38% de D.B.

Por lo tanto el espesor será = $0.38 \times 2240 = 850$ m.

Interpretación para la prospección petrolera.

Los levantamientos aeromagnéticos constituyen por lo general la primera etapa en la prospección de cuencas sedimentarias. El propósito principal consiste en encontrar la estructura general de la cuenca y estimar el espesor de los sedimentos. Todos los métodos de interpretación en perfiles pueden ser usados para calcular la profundidad del basamento, pero deben entenderse algunos conceptos básicos para usar inteligentemente las estimaciones de profundidades. Es evidente que sin una anomalía magnética no es posible estimar una profundidad. Algunas partes de un levantamiento pueden ser estériles en este respecto. Entre más profundo sea el basamento los fenómenos magnéticos son más amplios y menores en número y consecuentemente la estimación de profundidades está más ampliamente espaciada. De hecho es más difícil calcular la profundidad máxima de una cuenca que calcular las profundidades a lo largo de sus flancos.

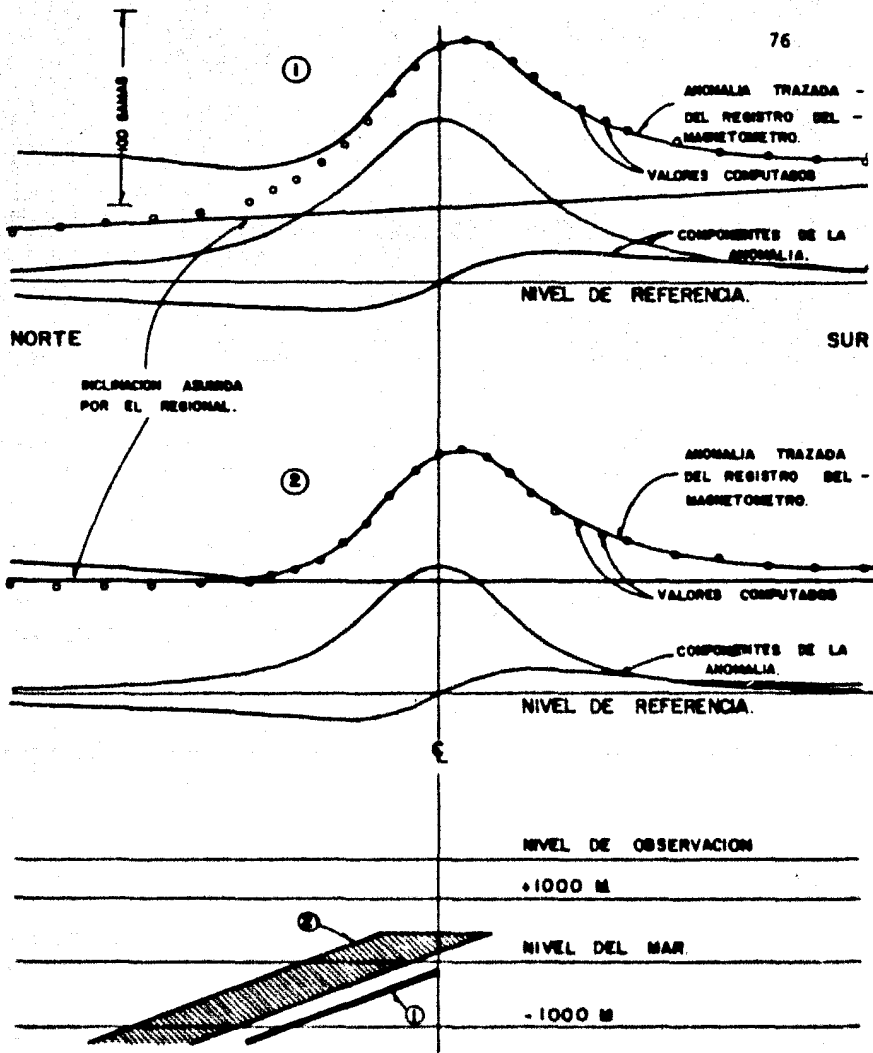
Puede surgir una confusión cuando el geólogo petrolero piense en terminos de un basamento que no esté formado por

rocas magnéticas. Por ejemplo, la cuarzita ó rocas ligeramente metamorfizadas, pueden formar un basamento económico muy por encima de las rocas ígneas que afectan al campo magnético. Esta es una razón por la que las profundidades interpretadas a partir de levantamientos aeromagnéticos son llamadas profundidades máximas.

Un caso al respecto se ilustra en la Fig. No. 33. La sección geológica transversal muestra dos alternativas. — Sus efectos magnéticos fueron calculados y se muestran en la parte superior de la figura comparándolas con el perfil observado. En ambos casos las curvas se ajustan dentro de una ó dos gammas, excepte en el lado izquierdo a medida que va interfiriendo el efecto de otra anomalía menor. La interpretación 2, usando un cuerpo más ancho y más somero parece ser la mejor. De hecho esta fue la interpretación original. Los resultados de la perforación demostraron que la interpretación 1, el cuerpo más profundo y más delgado es probablemente el más correcto.

Otra parte de la interpretación es el delineamiento de anomalías menores que pueden ser causadas directamente por relieves locales en la superficie del basamento. Casi todas estas anomalías características pueden descubrirse trazando todas las pendientes rectas en todos los registros, y siguiendo las bandas de gradientes uniformes de una línea a la siguiente. En altas latitudes el centro de una banda usualmente estará en el límite de la roca que causa la anomalía. Y a otras latitudes es necesario migrar este punto tomando en consideración el desplazamiento que sufren las anomalías como efecto de la inclinación. — Esta distancia que habrá de migrarse será:

Para el caso de la República Mexicana donde en prome-



SECCION GEOLOGICA TRANSVERSAL.
 INTERPRETACIONES ALTERNATIVAS DE UNA ANOMALIA.

- ① Lamina delgada Profundidad de 135 M. bajo a.m. inclinada 20° N.
- ② Lente de 800 M. Profundidad de 450 M. arriba a.m. inclinada 20° N. de espesor.

Escala: 710 metros por cm

Fig. 33

dio $I = 45^\circ$, Fig. No. 34 y $x = 1$ D.B.

Un estudio minucioso del cambio de gradientes a lo largo de perfiles puede resolver muchas características menores que no se muestran claramente en las configuraciones.

En esta discusión nos hemos esforzado por eliminar la incertidumbre involucrada en la interpretación de los levantamientos magnéticos. En tiempo de examinar los resultados. Steenland (1963) presentó la primera revisión amplia y completa de un levantamiento magnético detallado, comparando las profundidades estimadas con las profundidades encontradas por subsiguientes perforaciones. El levantamiento fué volado en 1950 sobre 27000 millas cuadradas en la región Peace River del Nor-Oeste de Alberta. La interpretación original ha sido comparada con la información de 169 pesos los cuales fueron perforados subsiguientemente hasta el basamento. Los errores son inferiores al 6.5 % de los casos. No hubo errores mayores de 30 %.

Steenland sugiere que las técnicas actuales pueden corregir errores grandes.

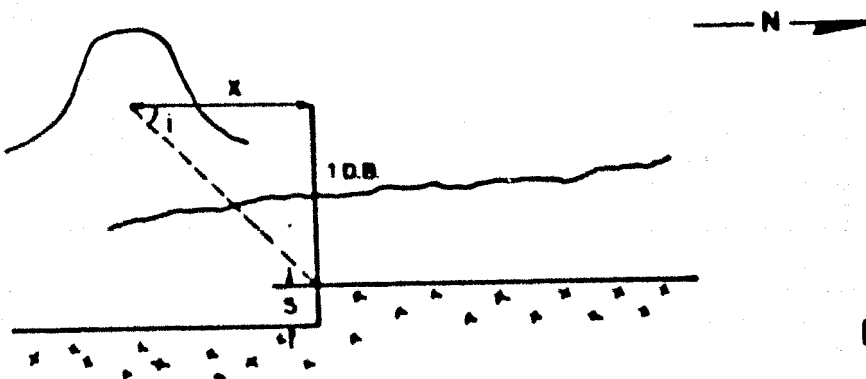


Fig. 34

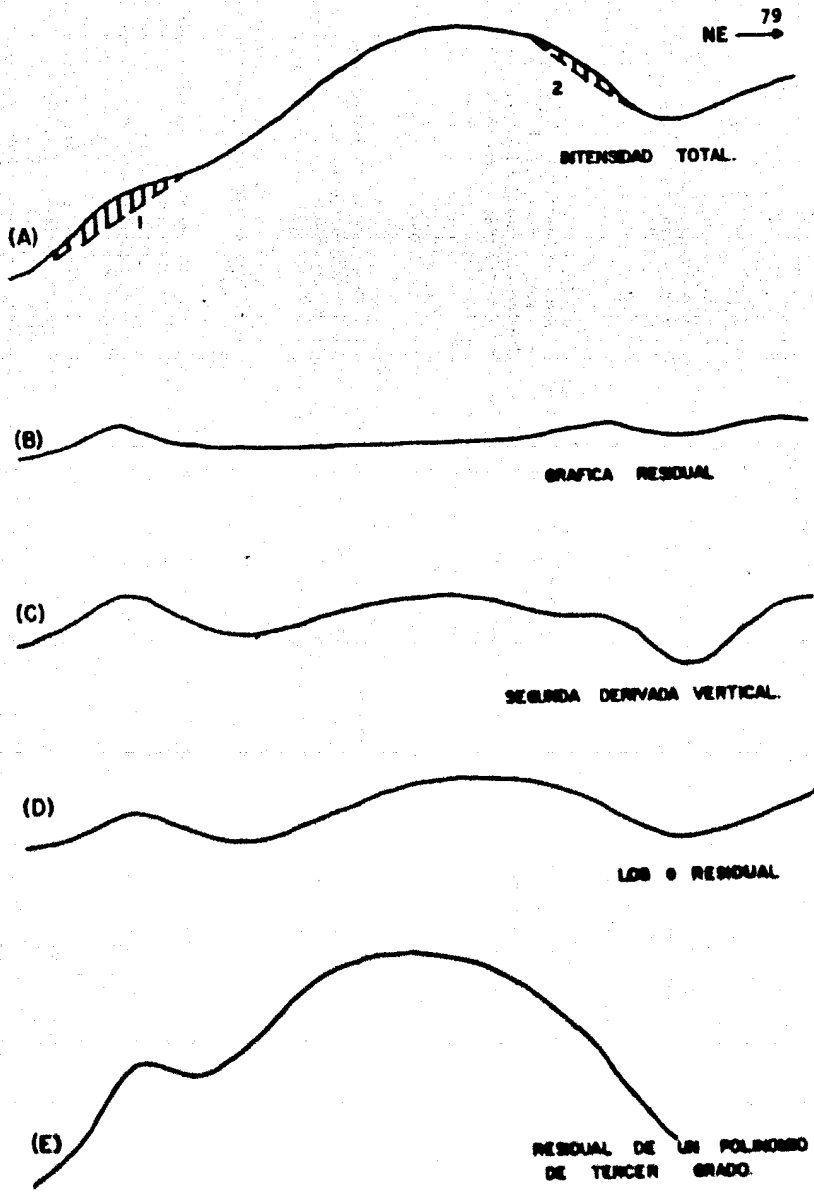
IV. 2. METODOS DE INTERPRETACION EN PLANOS

La mayoría de los mapas magnéticos configurados muestran anomalías que varían en extensión de área y en relieve, y usualmente las más prominentes, las más anchas y las de mayor amplitud son menos importantes que las de contornos suaves como ya hemos visto. Por esta razón, ha sido inventados muchos sistemas de curvaturas, teniendo como propósito primario amplificar las características locales y suprimir la influencia regional.

Los sistemas más efectivos varían desde los residuales gráficos manuales hasta los diferentes sistemas de cálculo mediante rejillas, siendo el principal de ellos el cálculo de la "segunda derivada". Pueden también utilizarse algunos métodos de ajuste de superficies y de análisis de frecuencias ahora que son posibles mediante el uso de la computadora, siempre y cuando los problemas geológicos y la información sean adecuados. En la Fig. No. 35 se tienen 5 perfiles. El perfil "A" es la curva de Intensidad Total. Nótese que las anomalías 1 y 2 pueden representar anomalías de estructuras del basamento y deben, por consiguiente, ser aisladas y acentuadas. Los perfiles de "B" al "E" son ejemplos de técnicas de amplificación. En el procedimiento gráfico el intérprete marca un regional que aísla las anomalías locales. Un ejemplo es la curva B de esta Figura No. 35, donde las anomalías 1 y 2 están bien aisladas. Este procedimiento es particularmente efectivo en áreas de amplio espaciamiento entre líneas ó a lo largo de un solo perfil. (Petty - Ray, 1973).

IV.2.1. Método de Rejilla

Desafortunadamente, cualquier separación de esta clase cae dentro de lo arbitrario. El método de rejilla se-



PERFILES DE RESIDUAL

Fig 35

emplea comunmente para simplificar la selección del regional.

Una rejilla regular de puntos se sobrepone en el plano, y los valores de intensidad magnética son leídas en -- los puntos de rejilla por interpolación entre las curvas.-- Un valor promedio de la intensidad es computado a partir -- de los valores de un patrón seleccionado de puntos de re-- jilla alrededor de su centro. Este promedio se toma como valor regional, y es restado del valor del punto central -- para obtener el residual. El proceso se repite en todos-- los puntos de rejilla posibles, y los valores resultantes-- son configurados. Estos cálculos son rutinarios pero la separación de regional y residual sigue siendo arbitraria. Los resultados dependen del patrón de puntos utilizado en-- cada cálculo y todavía más de la distancia entre los pun-- tos de rejilla. Este espaciamento es seleccionado para-- intensificar los efectos de la anomalía que está siendo--- analizada.

En las Figs. No. 36 y No. 37 se presentan el plano -- regional y el residual, respectivamente, de la información magnética del área Xilitla, S.L.P. obtenidos mediante la -- aplicación de un operador de círculos concéntricos cuyos-- coeficientes son los siguientes:

Punto Central	=	0.23×10^{-1}
1er. Círculo	=	$0.28 \times "$
2do. Círculo	=	$0.33 \times "$
3er. Círculo	=	$0.43 \times "$
4º. Círculo	=	$0.45 \times "$
5º. Círculo	=	$0.47 \times "$

Con un espaciamento de rejilla de un kilómetro y un-- total de 25 puntos.

La aplicación de este método tuvo por objeto en reali

dad, eliminar las anomalías muy locales debidas a cuerpos ígneos dentro y sobre la columna sedimentaria y dejar en el regional únicamente las anomalías de origen basal. ---- Puede observarse en la Fig. No. 38, que representa el campo magnético total observado, una anomalía de origen basal; al Oriente del área pero al Occidente del área se observan solamente anomalías de otros tipos que no son de interés - al tratar de definir la Superficie del Basamento, y por lo tanto es necesario discriminarlas.

La Fig. No. 36, nos ilustra nuevamente la anomalía -- del basamento en cuyo extremo Norte se ha eliminado una -- interferencia. Hacia el Occidente aún se observa el efecto de anomalías de origen somero.

En la Fig. No. 37, se presentan todos los residuales -- causados por cuerpos ígneos someros que predominan en esta porción del área. En la porción Oriental, en la región -- de la anomalía de basamento, el residual se presenta prácticamente plano, significando esto que se dejó inalterado -- en el regional, excepto en su porción Norte donde se separó el efecto del dique.

Consecutivamente fueron aplicados otros operadores con el propósito de mejorar el regional sin presentarse ya los respectivos residuales; Esos regionales corresponden a -- las Figs. No. 39, No. 40 y No. 41. En estos casos el espaciamiento se conservó en un kilómetro, pero los operadores fueron los siguientes:

Para la Fig. No. 39, los coeficientes fueron:

Punto Central	=	0.0310
1er. Círculo	=	0.0339
2do. Círculo	=	0.0367
3ro. Círculo	=	0.0396

4o. Círculo = 0.0420

5o. Círculo =, 0.0450

6o. Círculo = 0.0470

Para la Fig. No. 40, los coeficientes fueron:

Punto Central = 0.2119

1er. Círculo = 0.1611

2do. Círculo = 0.1104

3er. Círculo = 0.0089

4o. Círculo = 0.0417

Finalmente para la Fig. No. 41, fueron:

Punto central = 0.012196

1er. Círculo = 0.011933

2do. Círculo = 0.011447

3er. Círculo = 0.012277

4o. Círculo = 0.012096

5o. Círculo = 0.012259

6o. Círculo = 0.012359

7o. Círculo = 0.012099

8o. Círculo = 0.012421

9o. Círculo = 0.012511

10o. Círculo = 0.012542

11o. Círculo = 0.012749

12o. Círculo = 0.012552

13o. Círculo = 0.012705

14o. Círculo = 0.012587

En la Fig. No. 39, todavía se observa interferencia - de los cuerpos someros aún en la porción Nor-Oriental en el área. En la Fig. No. 40, el regional aún se ve influen-- ciado por residuales someros sin alcanzar siquiera la lim- pieza de interferencias que se observa en la Fig. No. 36.

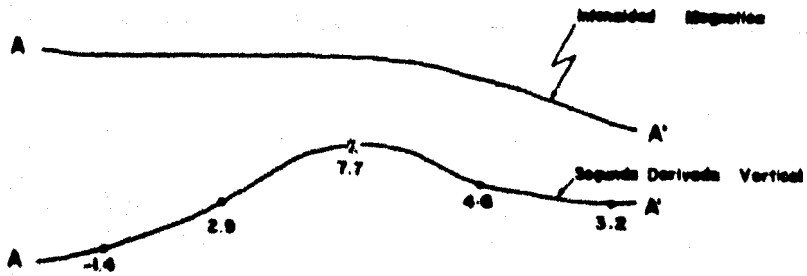
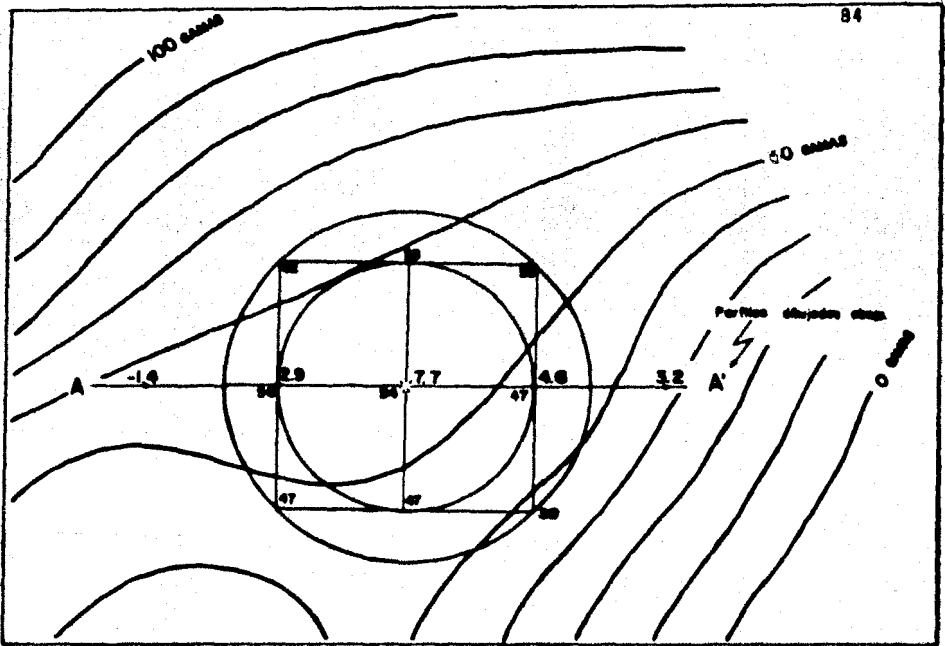
Por otro lado, en la Fig. No. 41, ya se eliminan con-

siderablemente esas interferencias y se observan solamente rasgos suaves representativos del Basamento, aunque es posible que algunas de estas anomalías hayan sido creadas -- artificialmente y sean realmente de anomalías someras suavizadas.

Existen, como ya se dijo otros métodos empleados para enfatizar anomalías de interés.

En los casos en que la densidad de observación es adecuada, la técnica más comúnmente usada es el método de la segunda derivada vertical. En este método, una rejilla de líneas es graficada sobre el plano y se leen los valores de intensidad magnética anotándose en cada esquina. Estos datos son perforados en tarjetas L.B.M. y calculados con varios parámetros. Sin embargo, la 2a. derivada puede calcularse directamente cuando la información se graba digitalmente. Muchos procedimientos de cálculo de derivadas han sido publicados en la literatura geofísica. Esencialmente todos estos sistemas consideran los datos sobre círculos de varios radios alrededor del punto de cálculo, operando sobre ellos. El espaciamiento de reja, el número de anillos y los coeficientes se escogen para cada área en particular.

La Fig. No. 42, ilustra el cálculo en forma simplificada de una segunda derivada vertical. Después de que la rejilla a sido seleccionada y los valores de intensidades magnéticas han sido escritos en las intersecciones, los anillos concéntricos, dos en este caso, son recorridos a lo largo de la rejilla. Esta y los anillos localizados en los contornos de intensidad total en la parte superior de la Figura No. 42, ilustra lo anterior. El 7.7 marcado en-



$$7.7 = 2.316(54) - 0.772(56+54+47+47) + 0.193(47+62+53+38)$$

CALCULO DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL.

REJILLA DE 2 ANILLOS.

Fig 42

el centro del círculo sólido es el valor calculado para la derivada en la intersección de la rejilla (los cálculos para este punto en particular se encuentran al pie de la figura). Los puntos centrales calculados van de izquierda a derecha del valor 7.7 y fueron marcados en el perfil A-A' del pie de la ilustración.

Los cálculos de la 2a. derivada culminan en un plano configurado. El intervalo entre curvas puede variar de un área a otra dependiendo de la escala del plano así como de la complejidad del campo. Los contornos se expresan en Oerstedes / cm^2 . Los datos magnéticos originales están en gammas ó sea 10^{-5} Oerstedes y la escala del plano puede estar en Kms. ó bien en 10^5 cm. Así, el valor de la 2a. derivada en términos de Oerstedes/ cm^2 es $10^{-5}/(10)^{10}$ es igual a 10^{-15} unidades c.g.s.

La 2a. derivada se usa como una herramienta secundaria en el proceso de interpretación. El patrón de contornos es por consiguiente, en general, un reflejo del aumento ó disminución de las zonas de magnetización en las rocas del basamento. Esto significa que los altos y bajos no son necesariamente indicativos de la topografía del basamento, de hecho, el basamento cristalino puede ser muy plano y aún así producir un patrón de derivadas con muchas anomalías. Sin embargo, el resultado de la actividad tectónica comunmente está asociado con estas expresiones de la 2a. derivada. Cuando éste ocurre, la 2a. derivada es de mucha utilidad en la determinación del ángulo al cual la sección cruza a la estructura; ésto es esencial como información en el cálculo de profundidades al basamento.

También la 2a. derivada es útil como un indicador de profundidad. Sobre un basamento profundo los contornos, son suaves y ampliamente espaciados. Cuando la fuente -

de anomalías es somera, el patrón de la 2a. derivada se -- densa y se presenta lleno de pequeñas anomalías de alto re lieve. Nettleton en 1971 presentó una comparación de los diferentes operadores de cálculo de 2a. derivada, enfo cando su análisis a la separación de anomalías gravimétricas. Puesto que las consideraciones matemáticas son las mismas para el caso de interpretación de la aeromagnetometría , a continuación transcribimos ese análisis .

IV. 2. 2. Cálculos analíticos de derivadas.

Estas son operaciones matemáticas que han sido desa--- rrolladas como un refinamiento sobre el sencillo sistema - empírico de la plantilla. Hay un buen número de sistemas que calculan la 2a. derivada vertical por medio de la apli cación de la teoría del potencial al campo gravitacional - alrededor del punto de cálculo. Las diferentes fórmulas matemáticas involucradas han sido reducidas a esquemas --- prácticos de cálculo usando valores en una rejilla regular de puntos (calculados) de la plantilla, para determinar -- los promedios alrededor de los círculos de diferente radio del punto central, tal como está indicado por la Fig.No.43,

Se han publicado un buen número de sistemas analíti--- cos de esta naturaleza que han conducido a diferentes pará metros y coeficientes mediante los cuales los promedios a diferentes distancias son multiplicados para dar valores - de 2a. derivada. Todos estos sistemas matemáticos invo lucran suposiciones ó elecciones empíricas de parámetros - en ciertas etapas, para reducirlas al uso práctico numéri co. Hay en efecto, variaciones en los factores de peso por los cuales las diferencias de gravedad entre el valor al punto central y el promedio alrededor de un anillo en - particular, son multiplicados y sumados para obtener el --

valor de la 2a. derivada. (Nettleton, 1954).

Todos los sistemas publicados que usan la 2a. derivada son de la forma :

$$g_{zz} = C/S^2 (w_0 g_0 + w_1 g_1 + w_2 g_2 + \dots + w_n g_n)$$

Donde g_{zz} , es la 2a. derivada (ó residual), calculada en el punto (o), C, es una constante para el sistema particular; S, es el espacio de la rejilla; w_0, w_1, \dots, w_n son los factores de peso; g_0 , es la gravedad en el punto de cálculo y g_1, g_2, \dots, g_n , son los valores de la gravedad promedio alrededor de los anillos sucesivos. Los factores de peso son de signo positivo y negativo y su suma es: $w_0 + w_1 + w_2 + \dots + w_n = 0$.

Un sumario de varias de las fórmulas publicadas, son modificadas para ser comparadas rápidamente y se dan en la tabla de la Fig. No. 44 (Nettleton, 1954). Las ecuaciones originales han sido "normalizadas" dividiéndolas por el primer coeficiente de peso (w_0), de manera que el peso relativo del término g_0 es la unidad. El valor en decibeles (db), es el valor equivalente en decibeles del factor K. Podría esperarse que las diferentes fórmulas dieran valores similares de la 2a. derivada. Pero en realidad, los valores calculados varían ampliamente. Algunas de las fórmulas que dan valores relativamente precisos en campos ideales ó en campos teóricos, tienden a ser poco satisfactorios en campos reales debido a que dependen de pequeñas diferencias de gravedad y enfatizan irregularidades.

Otros, dan mapas con mejor presentación, pero no se ajustan bien a los valores calculados para campos ideales. En general, estas diferencias aparecen principalmente debi a que, un campo de gravedad teóricamente continuo está --

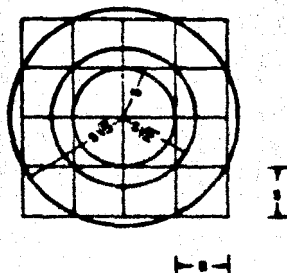


Fig. 43 . Distribución de una malla de puntos usados para cálculo de segunda derivada en 5- círculos. (Nettleton).

Fig. 44 . Tabla de equivalencias normalizadas de cálculos de fórmulas de - segunda derivada (para punto central).

Formulas	Factor	W_0	W_1	W_2	W_3	W_4	W_5	
no.	ϕ	K	$r = 0$	$r = S$	$r = \sqrt{2}S$	$r = 2S$	$r = \sqrt{5}S$	$r = 2\sqrt{5}S$
1	0	1	1	-1				
1-a	18.0	4.0	1	-1				
2	18.0	6.125	1	-1.250	+0.354			
3	18.0	6.000	1	-1.333	+0.333			
4	18.0	7.000	1	-1.523	+0.371	-0.048		
5	0.84	1.087	1	-0.125	-0.25		-0.625	
6	-4.0	0.871	1	+0.300	0.0		-1.500	
7	-2.0	0.770	1	+0.304	-0.273		-1.091	
8	1.2	1.186	1	+0.221	-0.368		-1.178	0.230
9	9.9	3.000	1	-0.750	-0.353		+0.083	

Para el cálculo de los valores derivativos, se incluirá un factor $1/S^2$ donde S es el espaciamiento de la rejilla. Por ejemplo, si S es el espaciamiento de la rejilla en un mapa de escala $1:K$, entonces $S = Kr$. Con estas unidades los valores para gravedad son $mgal/milla^2$, y para magnetismo son $gamma/milla^2$. Donde $K = CW_0$.

Nettleton, 1954.

representado por una serie de puntos discretos en las esquinas de la plantilla y las diferentes fórmulas varían en la forma en que el campo está representado por un número limitado de puntos. Esta lleva a diferentes elecciones para los valores de los factores de peso. Por ejemplo, si el valor para w_1 es relativamente grande y negativo, dará fuer énfasis a diferencias entre el punto central y el primer anillo y será muy sensible a pequeños errores ó irregularidades del plano. En el otro caso, si w_1 es relativamente pequeño y positivo y los anillos exteriores tienen coeficientes negativos, el valor de la 2a. derivada depende de la diferencia entre el promedio sobre la parte central del campo de gravedad y aquel de los círculos exteriores. El mapa resultante será más suavizado y tendrá una tendencia a dar un efecto de filtrado que suprime las variaciones locales dentro del área tomada en cuenta.

La dimensión del espaciamento de la rejilla tiene un gran efecto en la naturaleza del mapa resultante; los cálculos hechos con un espaciamento de rejilla muy pequeño, enfatizan detalles muy pequeños y aquellos con mayores espacios de la rejilla tienden a suprimir rasgos más pequeños y enfatizan otros más amplios. Todos estos cálculos mediante rejilla actúan como filtros y el grado de énfasis con el cual los rasgos diferentes del mapa pueden ser resalados están en función de la anomalía y de la relación de las dimensiones horizontales de la anomalía en el plano, y del diámetro de los anillos más pesados del arreglo de cálculo.

Puesto que los cálculos efectuados en el sistema de 2a derivada tienen coeficientes de peso cuya suma es cero, el mapa resultante está balanceado entre áreas positivas y negativas. Una simple anomalía positiva de un mapa observa

do producirá en el mapa de la segunda derivada una anomalía positiva centrada en el mismo lugar, pero estará acompañada en los flancos por una anomalía negativa que no estaba presente en el mapa original. (Nettleton, 1954).

En las figuras No. 45 y No. 46, se muestra el plano de 2a. derivada de la misma área de la que hemos venido hablando (Xilitla): Esta derivada fué calculada aplicando el operador siguiente:

$$\begin{array}{rcl} W_0 & = & 1.0 \\ W_1 & = & 0.2666 \\ W_3 & = & 0.01666 \end{array} \qquad \begin{array}{rcl} W_2 & = & 0.0 \\ W_4 & = & 0.0 \end{array}$$

al plano de la figura No. 41, que se consideró como el mejor regional "filtrado" obtenido.

La razón por la que se aplicó la 2a. derivada a ese plano fué que ahí se consideraron representadas las anomalías de basamento que se requiere ahora enfatizar, y no las residuales asignadas interpretativamente a cuerpos magnéticos someros. Para el cálculo de la Figura No. 45 se utilizó un espaciamiento de rejilla de 1 Km. mientras que para la Fig. No. 46 el espaciamiento fué de 3 Kms.

En la primera se observa que las anomalías enfatizadas no son las interpretadas como correspondientes al basamento, sino a las fuentes someras, esto se deduce al comparar esta figura con el residual de la Figura No. 37, con la que se observa gran similitud.

En la segunda (Fig. No. 46) se observa que utilizando un espaciamiento de rejilla más amplio (3 Km.) se dejan de observar algunas anomalías consideradas como causadas por cuerpos someros, y se enfatizan las correspondientes al basamento, por ejemplo en la parte central del plano se --

observa ahora un máximo alargado que en el plano regional se presentaba solamente como una terraza, y en la Fig. No. 45 como un conglomerado de máximos y mínimos difícilmente asignables a fenómenos basales.

Posiblemente se obtenga un mejor resultado con el espaciamiento de 3 Km. si se aplica otro operador en donde W_1 sea positivo y pequeño como se discutió anteriormente.

Nótese que en las Figuras No. 45 y No. 46, aparece una zona marginal sin información; esta zona es mayor a medida que se incrementa el espaciamiento de rejilla, y se debe a que, para el cálculo de los puntos de la periferia del mapa no se tienen suficientes valores correspondientes a los anillos del operador, y por lo tanto se discriminan los resultados para esos puntos.

IV.2.3. CALCULO DE PROFUNDIDADES EN PLANOS

Entre los métodos de cálculo más conocidos que hacen uso de los planos descritos hasta ahora, está el publicado en 1951 por Vaquier et al, del que se transcriben a continuación los aspectos más importantes de su capítulo III.

"BOSQUEJO DEL METODO"

Los modelos que aquí usaremos representan el efecto magnético debido a prismas rectangulares que se extienden indefinidamente hacia abajo, con sus lados verticales y su cima horizontal. Los modelos muestran que el plano de curvaturas (Plano de 2a. derivada) es más útil en la localización de los bordes de los cuerpos. La profundidad de sepultamiento puede calcularse a partir de la distancia entre la curva máxima ó la mínima y el contorno de curvatura cero. Este es un procedimiento al que se llegó empíricamente a través del estudio de los modelos. Uno de estos criterios, que es muy útil consiste generalmente en medir

en el lado Sur de la anomalía la distancia desde la curvatura máxima al contorno cero. De ahí que sea en los planos de curvaturas donde marquemos los contactos de los -- cuerpos que producen las anomalías magnéticas que se seleccionan. La máxima profundidad a la cima del cuerpo se -- calcula con un promedio de error posiblemente de un 10 %, -- y el contraste de susceptibilidad magnética puede calcularse a partir del relieve del plano magnético.

En las discusiones geológicas de levantamientos particulares se ha hecho algún esfuerzo para indicar la litología se establezca mediante un examen real de las rocas, -- estas especulaciones no tienen fundamento y son meramente ilustrativas de situaciones muy particularmente. El bosquejo de grandes unidades litológicas del complejo del basamento y el cálculo de la máxima profundidad de las rocas cristalinas constituyen el objetivo principal del estudio de Vaquier.

PROPIEDADES DE LOS MODELOS

Las Figs. (A28-A41 y A44-A63) al final del libro citado de Vaquier et al, corresponden a las gráficas de los modelos, ó sea planos de intensidad total y de curvatura (2a.- derivada de la anomalía magnética) producidas por una celda prismática. Estos planos teóricos serán comparados -- con las anomalías que se encuentran comunmente en los planos aeromagnéticos reales con el propósito de estudiar la estructura del basamento cristalino.

Las celdas prismáticas, que son consideradas como semejantes a las grandes unidades litológicas en las rocas-- cristalinas, tienen las siguientes propiedades.

1).- La superficie Superior es horizontal y está a -- una unidad por debajo del nivel del plano configurado.

2).- Los lados son verticales y se extienden infinitamente hacia abajo.

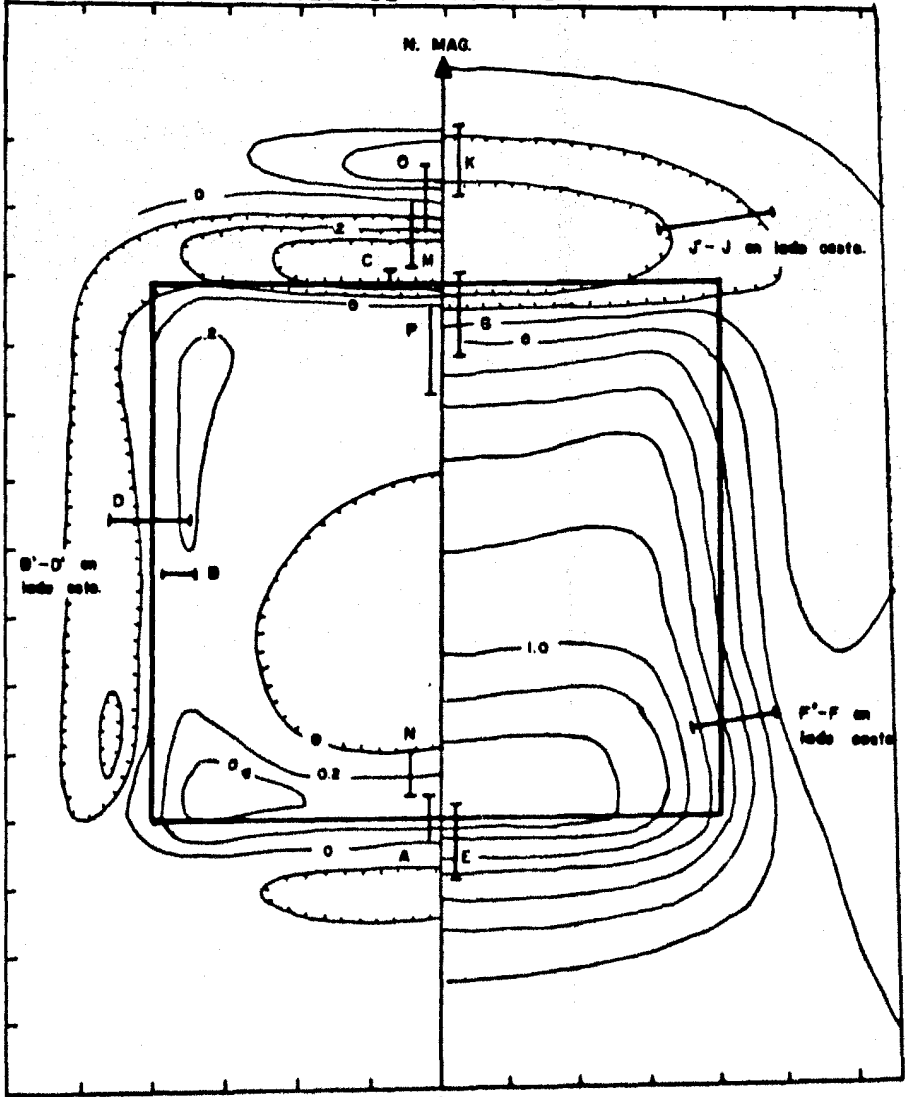
3).- Su polarización está en la dirección del campo magnético principal de la tierra, es decir su polarización es inducida y no remanente.

4).- La susceptibilidad magnética es constante en toda la celda y contraste con la susceptibilidad de las rocas que la rodean.

Las celdas en cuestión son rectangulares en planta, para facilitar el cálculo de sus campos magnéticos. Las dimensiones de dichos rectángulos están en unidades de profundidad de sepultamiento en su cima (D.B.). Estas dimensiones se expresarán de aquí en adelante como $n \times m$, donde n es la dimensión del lado que es más cercanamente paralelo al Norte Magnético, el rango de n y m es de $1/2$ hasta 8 D.B. Al comparar los modelos con las anomalías reales, las mediciones no deberán hacerse cerca de las esquinas de los primeros, ya que sabemos que tales esquinas difícilmente existen en la naturaleza.

Las primeras mediciones se obtienen de los mapas de intensidad; las pendientes más agudas sobre un mapa de intensidad son causadas por los contactos más agudos y más someros entre las unidades litológicas que tienen contrastes de susceptibilidad magnética. Estas condiciones son completamente satisfechas por los modelos. Es por eso que, las proyecciones horizontales de las máximas pendientes se miden sobre los planos observados y sobre los modelos.

A estas longitudes, expresadas en términos de profundidad de sepultamiento, se les llama "Índices de Profundidad". Estos índices corresponden a los factores entre los cuáles dividimos las proyecciones horizontales de las



SEGUNDA DERIVADA $\frac{\partial^2 \Delta T}{\partial Z^2} / 4I$ INTENSIDAD TOTAL $\Delta T / I$ (c.e.s.)

Fig. 47

pendientes máximas en el método de interpretación por perfiles visto en el capítulo anterior. Todos estos índices han sido designados por letras (E.F.G. etc.), y la clave de estas designaciones aparece en la Fig. No. 47. Las proyecciones horizontales de los gradientes han sido obtenidas para todas las gráficas de los modelos y se encuentran resumidos en la placa 1. (Fig. No. 47 B.)

Los índices de profundidad han sido medidos también sobre los planos de curvatura y bautizados similarmente con letras. La misma Fig. (No. 47) proporciona la clave de letras. De la misma manera los valores numéricos de los índices de curvatura están graficadas en la placa 2. Un análisis de la placa 2 revela que algunos de los índices son independientes del tamaño del modelo.

Una inclinación de 60° (Norte de la República Mexicana), el índice A es 1.25, 1.20 y 1.15 para los tres modelos con $n=6$, mientras que vale 1.05, 1.10, 1.00 y 1.05 para los 4 modelos con $n=6$. Aunque este índice es más variable a una inclinación de 75° , decrece linealmente al aumentar las dimensiones del modelo. A 90° de inclinación el índice A es casi constante para los modelos $n=6$, excepto para el valor $n=2$. En general para los modelos grandes el índice A varía ligeramente entre las inclinaciones de 60° y 90° .

La contraparte del índice A para las bajas latitudes es el índice M; este índice es notablemente uniforme para los modelos regulares (aquellos que están orientados paralelamente a 90° respecto del Norte magnético), y fué calculado para una inclinación de 20° . En el ecuador magnético, el índice M depende del tamaño del modelo para aquellos modelos que tienen una dimensión menor que dos unidades. (Fig. No. 47 C.)

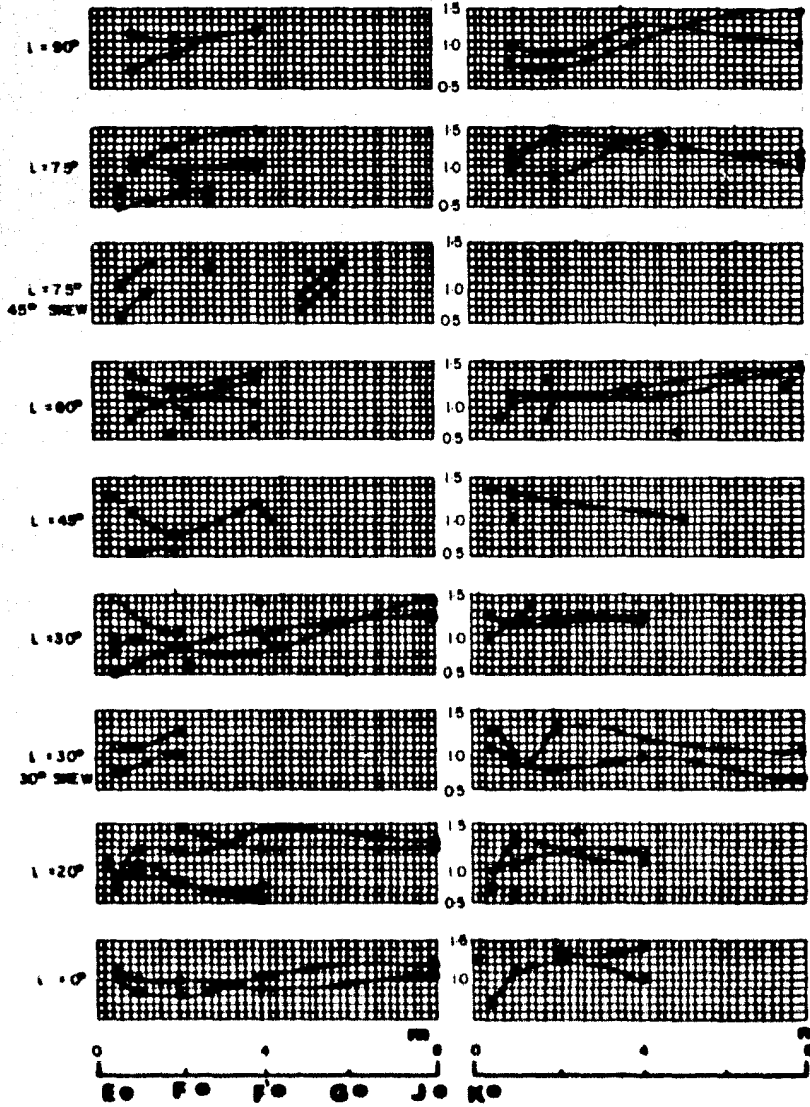
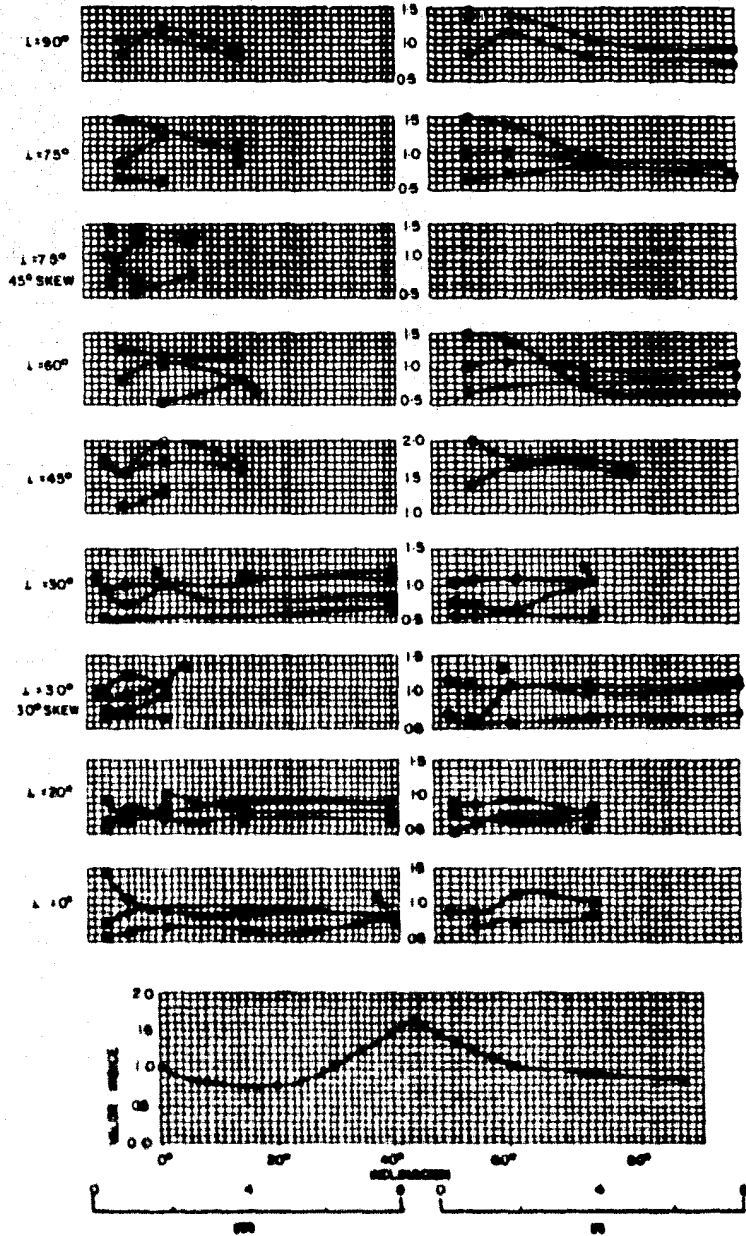


FIG. 47 INDICES DE PROFUNDIDAD PARA INTENSIDAD.



A . B . C . D . E . F . G . H . I . J . K . L . M . N . O . P .

FIG. 47C. INDICES DE PROFUNDIDAD DE CURVATURA.

En conclusión, los índices A y M, son independientes del tamaño del modelo para las latitudes medias, ó sea para inclinaciones entre 30° y 60° (entre las que se encuentra la República Mexicana). Para inclinaciones extremas esos índices probablemente sean constantes para los modelos grandes y para aquellos con longitudes de 4 ó más unidades.

Para los modelos de 4 por 6 estos índices están graficados en la placa 2 con el propósito de ilustrar su dependencia con respecto de la inclinación. Puede graficarse una curva suave a través de estos puntos. El índice M también está graficado (placa 2) para modelos con rumbo de 30° y a una inclinación de 30° , y vemos que aparentemente no se ve afectado por este grado de oblicuidad (los modelos oblicuos presentan un rumbo respecto del Norte Magnético). El índice A, para modelos de 45° de rumbo u oblicuidad y con una inclinación de 75° , puede tomarse a lo largo de cualquiera de los dos lados, el Sur-Oeste (como se ha tomado en este ejemplo) ó el SurEste; en el último caso, es equivalente el índice 'B' sobre la gráfica. — Aparentemente, este índice es el mismo que el índice A de los modelos regulares delgados con $n=6$ y $m=4$ a una inclinación de 75° . De esta información, se manifiesta que los índices A y M de los modelos regulares pueden utilizarse con bastante efectividad para las anomalías oblicuas.

En la Fig. 48 están listados los índices de profundidad para el grupo especial de modelos calculados con una inclinación de 60° . El índice "A" decrece desde 1.3 hasta 0.9 a medida que los modelos cuadrados incrementan su tamaño desde 1×1 hasta 8×8 . Esto es análogo al decremento de este índice "A" cuando los modelos $n = 6$ incre

-mentan su ancho desde 1 hasta 4. Tal decrecimiento no es prohibitivo y está en contraste con la gran dependencia de los índices de intensidad respecto del tamaño de los modelos para este grupo especial de bloques cuadrados. Para propósitos prácticos el índice "A" es constante para bloques que tienen un espesor vertical finito de cuando menos una unidad. El cambio en este índice desde un bloque de profundidad infinita a otro de solamente una unidad de espesor es de alrededor un 10% para un cuerpo de 8×8 .

Un índice lateral "B" también está graficado y aparentemente es útil para los modelos grandes (de cuatro unidades ó más). Otro índice notablemente uniforme es el "O", el cual desafortunadamente puede encontrarse solamente para inclinaciones bajas. Este índice es esencialmente independiente del tamaño de los modelos y de su oblicuidad, pero depende de la inclinación magnética y varía entre 0.9 a 0.6 entre inclinaciones de 0° a 30° .

Los índices presentados en las placas 1 y 2 generalmente se manifiestan razonablemente independientes del tamaño y forma de los modelos cuando tanto "N" como "M" son de 2 ó más unidades. En la Fig. No. 49, aparecen listados los valores promedio de los índices, de tal manera que pueden rápidamente determinarse para la interpretación de aquellas anomalías que son asignables a los modelos grandes.

Puede concluirse, que los índices de profundidad son lo suficientemente independientes del tamaño de los modelos y de los espesores, para ser aplicables a situaciones geológicas reales bajo las condiciones supuestas.

DESCRIPCION DEL METODO

ANALISIS DE PLANOS DE INTENSIDAD

1.- Las gráficas de los modelos con la inclinación más cercana a la del área son examinados para reconocer las formas generales de las anomalías potencialmente útiles. - Los modelos (aquellos cuyos ejes geométricos están orientados oblicuamente respecto del meridiano magnético), están incluidos para inclinaciones de 30° y 75° . Estos modelos oblicuos deben también estudiarse para tomar en cuenta los efectos de oblicuidad sobre las características generales de los patrones de intensidad.

Para una inclinación de 60° ó menos, la porción negativa de una anomalía es ya importante. Las anomalías de gran extensión areal y con gradiente abrupto, son las más adecuadas para la comparación con las gráficas de los modelos. En nuestra Fig. No. 41 (plano de intensidad filtrado para quitar los efectos de cuerpos muy superficiales) - seleccionamos las anomalías marcadas con los números I a IV.

2.- Habiendo seleccionado las anomalías a utilizar, se miden las extensiones horizontales, de las rocas cristalinas. Estas longitudes son índices de profundidad a los cuales se da su designación literal aproximada, de acuerdo con su localización sobre la anomalía. (Ver la Fig. No. 47). Entonces se selecciona un modelo que muestre gran similitud con la anomalía ó con alguna porción de ella. El modelo seleccionado para la anomalía I de nuestra interpretación, correspondió al modelo n = 6 y m = 4 con inclinación de 60° en nuestro primer intento.

La selección del modelo apropiado es necesariamente tentativa, en tanto que los índices de intensidad dependen

del tamaño de los modelos. El índice G es el mejor de los índices, en lo que se refiere a su independencia respecto del tamaño, y debe emplearse primero. El índice G de los planos reales es dividido por el correspondiente índice G del modelo seleccionado y su cociente es la profundidad de sepultamiento calculada. En nuestro ejemplo se obtuvo una longitud en el plano real de aproximadamente 4.9 Km. para este índice. En la placa No. 1 buscamos el valor de G para el modelo 6×4 con inclinación de 60° el cual resulta ser de 1.250, por lo que $D.B. = 4.9/1.250 = 3.92$ Km. Las dimensiones de las anomalías reales podrán entonces medirse en unidades de profundidad de sepultamiento para ver si ellos se ajustan a las dimensiones de anomalía de intensidad del modelo seleccionado. Suponiendo que en la anomalía I marcamos los límites del cuerpo en los gradientes fuertes é con el contorno 0 del plano de 2a. derivada, y medimos sus dimensiones, su largo es ligeramente mayor de 6 D.B. y su ancho resultó ser de aproximadamente 4. D.B., por lo que podemos decir que el modelo fué escogido adecuadamente.

Los otros índices se emplean para proporcionar cálculos adicionales de la profundidad. A menudo deberá seleccionarse un segundo modelo cuyos resultados podrían ajustarse mejor entre las varias profundidades calculadas.

Antes de avanzar en el estudio de las anomalías de un plano aeromagnético, deberá investigarse el control de calidad de cada anomalía. Un espaciamento de líneas de vuelo de la mitad de la profundidad de sepultamiento es el más apropiado para delinear una anomalía adecuadamente en este caso el espaciamento fué de 2.5 Km. aproximadamente. (Fig. No. 38).

n x m	Profundidad	A	B	C	D	E	F	G
	Vertical							
1 x 1	infinito	1.2	—	.6	—	.8	.5	.5
2 x 2	infinito	1.3	1.4	.7	1.9	.9	—	.9
4 x 4	infinito	1.0	.8	.8	1.5	.9	.8	.9
8 x 8	infinito	.9	.7	.9	1.4	1.3	1.2	1.3
8 x 8	7	.8	.6	.9	1.6	1.3	1.3	1.4
8 x 8	3	.8	.4	.9	1.3	1.0	1.2	1.1
8 x 8	1	.7	.4	.7	1.2	.9	1.2	1.2

Fig. 48.- Indices de profundidad para modelos de forma cuadrada con inclinación de 60°.

Inclinación	Intensidad					Curvatura					
	R	P	Q	K	J	A	B	C	M	N	O
90	1.0	1.1	1.1			0.8	1.1	0.9			
75	1.2	1.2	1.1			0.9	1.0	0.7			
60	1.2	1.1	1.1			1.0	0.8	0.7			
45			1.1			1.6			1.6		
30			1.1	1.0					1.0	1.0	0.7
20			1.1	1.1	1.4				0.8	0.8	0.7
0			1.0		1.2				1.0		0.8

Fig. 49.- Tabla de índices de profundidad.

Vacquier, 1951.

ANALISIS DEL PLANO DE CURVATURA

En estos planos el espaciamiento de rejilla será --- aproximadamente igual a la profundidad del basamento por--- debajo del mismo vuelo. La profundidad de supultamiento--- obtenida (D.B.) de los mapas de intensidad es suficientemen--- te precisa para indicar el espaciamiento de rejilla.

En nuestro ejemplo, el espaciamiento más conveniente--- como ya vimos, corresponde a la figura 41 y fué de 3 Km.,--- lo que es del orden del D.B. calculos de 3.9 Km. La com--- paración de los planos configurados con las gráficas de -- los modelos es mucho más significativa que la comparación--- entre los planos de intensidad y las gráficas respectivas, ya que la curvatura de la intensidad de campo delinea las--- anomalías más claramente. Esto puede verse rápidamente--- por un análisis de cualquiera de las gráficas de los mode--- los. Los contornos de curvatura, especialmente del contor--- no cero, delinean las celdas prismáticas, mientras que las tendencias de los contornos de intensidad no dan una idea--- del delineamiento de la celda.

Las anomalías grandes en área y en relieve magnético--- se seleccionan para su estudio. Pueden dar dimensiones - inexactas, pero las anomalías serán notorias en el plano.--- De preferencia deben estar aisladas de otras y deben tener control de las líneas de vuelo. Las anomalías contenidas entre líneas de vuelo ó las que solamente están cruzadas - por una línea carecen de superficie control.

Ciertamente, las anomalías seleccionadas en el plano--- de intensidad deberán, tener las propiedades que permitan--- un análisis de las profundidades estimadas en el plano de--- curvatura. No obstante, el plano de curvatura puede ten--- ner anomalías aisladas que aparecen en el plano de inten--- sidad como simples narices ó variaciones en el gradiente.---

Si estas contrapartes de anomalías de curvatura son claramente visibles en el plano de intensidad, y si las anomalías de curvatura muestran las propiedades arriba mencionadas, pueden emplearse satisfactoriamente para estimar profundidades.

El valor cero de la configuración de curvatura tiende a bosquejar la fuente de la anomalía magnética.

La forma de un posible cuerpo prismático puede ser estimada por la comparación del contorno cero a la periferia de la superficie de la cima en la gráfica de los modelos, puede seleccionarse uno de los modelos como una fuente aproximada para toda ó gran parte de esa anomalía. Después de que el modelo es seleccionado, las profundidades estimadas se calculan usando los índices de profundidad en curvatura (placa 2), del mismo modo que fueron usados los índices de profundidad para intensidad (placa 1). Un índice de profundidad se mide en el plano y se lee el valor del mismo en la carta modelo, y el cociente (Índice del plano / Índice de la carta) es el valor de la profundidad estimada.

En inclinaciones magnéticas entre 0° y 45° , se mide primero el índice M similarmente, entre inclinaciones de -45° y 90° el índice A se usa primero. Estos dos índices aparentemente son más independientes del tamaño de los modelos de otros.

En nuestro caso ($i = 52^\circ$) escogimos el índice A y en la figura 46 medimos distancia $A = 4.5$ km. El correspondiente índice A medido en la placa 2 fué de 1.15 para el modelo escogido de 6×4 , consecuentemente la profundidad de sepultamiento será $\frac{4.5}{1.15} = 3.91$ km. que concuerda bastante

con la profundidad de 3.9 calculada a partir de los mo-

delos de intensidad.

Se debe tener cuidado en el uso de los índices A y M para modelos estrechos ($n < 2$ ó $m < 2$), especialmente en inclinaciones extremas (aproximadamente entre 0° y 15° y entre 75° y 90°). Esta estrechez, en términos de la profundidad de enterramiento, puede detectarse aún antes de que sea calculada la profundidad mediante la inspección de los modelos.

Por ejemplo: Los modelos con $n = 6$ y $m = 2$ tienen formado el contorno positivo de su anomalía por un simple círculo u óvalo. Para estos modelos los índices A y B tienen el mismo valor aproximadamente. Sin embargo, si $m < 2$ la forma de la anomalía permanece igual, pero el índice B queda considerablemente menor que el índice A (Ver las curvas en placa 2).

Por otra parte, los modelos con $m = 6$ tienen formado el contorno positivo de su anomalía por un simple círculo u óvalo cuando $n \leq 2$. Cuando $n = 2$, el índice A es igual ó menor que el índice M; Pero para $n < 2$, el índice A es mayor que el índice M.

(La discusión anterior para las inclinaciones entre -45° y 90° puede aplicarse a los modelos entre 0° y 45° si se utiliza la curvatura negativa de la anomalía y el índice m).

Después de determinar la profundidad de supultamiento por medio de los índices A ó M, la selección del modelo puede ser evaluada y cambiada, si es necesario. Una profundidad estimada adicional puede ser hecha enseguida a partir de la misma anomalía, utilizando los otros índices que están indicados en la Fig. No. 47. Las estimaciones deberán estar de acuerdo consigo mismas. Si no corresponden

den, se deben inspeccionar los planos de curvatura para -- determinar si alguno de los índices está afectado por in--terferencia de otras anomalías. De otro modo, el modelo--se seleccionó incorrectamente.

En nuestro ejemplo: $D = 5.89$ y de la figura No. 48, -- para un promedio entre los modelos 4 X 4 y 8 X 8, $D = 1.45$ por lo que $D.B. = \frac{5.89}{1.45} = 4.06$.

Es conveniente hacer notar las influencias que sobre-- estos cálculos tiene el escogimiento adecuado del espacia-- miento de rejilla, el cual como ya se dijo, debe ser apro--ximadamente igual a l D.B. Si hubiéramos utilizado la -- curvatura de la Fig. No. 45, en la que se usó un espacia-- miento de rejilla de 1 Km. hubiéramos obtenido unas dis-- tancias $A = 1$ Km. y $D = 2.66$ Km., y utilizando los mismos-- índices de los modelos habríamos obtenido profundidades de sepultamiento de 869 m. y 1834 m. respectivamente a partir de la altura de vuelo lo que evidentemente no corresponde al basamento, sino como se suponía a cuerpos someros intru-- sivos ó extrusivos.

DETERMINACION DEL CONTRASTE DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA.

La cantidad K se puede determinar a partir de una --- anomalía bien aislada en un plano de intensidad. A par-- tir del modelo seleccionado para la anomalía se mide la -- amplitud total de la anomalía de intensidad ΔT_0 . Uno tam-- bién mide la amplitud total de la anomalía real ΔT_m en -- gammas. Entonces:

$$K = \Delta T_m / (\Delta T_0 \cdot T)$$

donde T es igual a la intensidad del campo magnético te--- rrestre en gammas, previamente determinado.

La polarización I , que aparece en las gráficas de los

modelos, es igual al producto KI .

Como el cálculo de K se basa en una comparación con modelos infinitamente profundos, produce el mínimo contraste de susceptibilidad.

En nuestro ejemplo se midió una $T_m = 17.5$ tomada — de la Figura No. 36; de modelo A-52 de Vacquier et al, se midió que $T_c = 4.0$; por lo tanto la polarización

$$I = Kt = \Delta T_m / \Delta T_c = 17.5 / 4.0 = 4.375$$

teniendo que $T = 47770$ gammas

$$\begin{aligned} K &= \Delta T_m / (\Delta T_c \cdot T) \\ &= 4.375 / (0.47770 \times 10^6) \\ &= 91.58 \times 10^{-6} \quad \text{oga.} \end{aligned}$$

IV.2.4.

OTROS PROCESOS EN PLANOS

El advenimiento de máquinas computadoras alentó el desarrollo de nuevos métodos de interpretación. No será sino hasta un tiempo después cuando el mérito de estas ideas sea evaluado justamente. Sólo tres de los métodos — más discutidos serán mencionados aquí.

Uno es el procedimiento de la familia de continuación, cuando el campo magnético ha sido configurado sobre una superficie plana. Teóricamente es posible calcular el campo con otros niveles ya sea hacia arriba ó hacia abajo. Estos procesos de continuación hacia arriba y hacia abajo son válidos siempre que la continuación no se extienda más allá de la fuente de las anomalías magnéticas. Esto proporciona un método de estimación de profundidades. Por ejemplo, el método de curva de error de Peters (1949) — involucra la continuación del campo hacia abajo con una serie de profundidades y cuando está computado el campo, se continúa hacia arriba al nivel original nuevamente, el campo original y el computado son comparados. Siempre que correspondan estrechamente, se debe deducir que la con

tinuación hacia abajo no ha pasado más allá de las fuentes magnéticas.

Al dibujar una curva de error, se muestra el error -- producido en continuación por incremento de profundidades, es posible indicar el punto donde los errores empiezan a -- incrementarse rápidamente. Este podría indicar la profun-- didad de las fuentes; ó sea la superficie del basamento. -- Henderson (1960) ha desarrollado nuevas técnicas de conti-- nuación y muestra ejemplos de sus aplicaciones.

Un nuevo enfoque fué desarrollado por Baranov (1957). La interpretación magnética es complicada por el hecho de-- que la anomalía cambia a su forma a medida que la tierra -- cambia. Baranov desarrolló una transformación para eli-- minar estos efectos, de modo que los datos aparecerán como si se hubiera observado en los polos, donde el campo mag-- nético es vertical. El máximo magnético aparecería sobre los cuerpos que lo causan. Este método es comunmente lla-- mado "reducción al polo "6" interpretación pseudo-gravimé-- trica". Ejemplos de su aplicación han sido dados por -- Chastenet de Gery y Naudy (1957), por Talwani M.J. y Hein-- tzler (1964) y por Shuey (1972).

El último procedimiento aquí mencionado, es el expueg-- to por Sánchez Zamora (1978) que trata de un estudio de la aplicación de filtros en dos dimensiones a datos aeromagné-- ticos. En general su trabajo trata de separar en los ma-- pas los grandes números de onda (anomalía residual), de -- los pequeños números de onda (anomalía regional), e bien -- dejando una banda de números de onda intermedios.

V PRESENTACION DE RESULTADOS

Los resultados de la interpretación por lo general -- consisten de un reporte geofísico-geológico escrito, un -- plano de valores magnéticos observados, un plano de configuración de basamento magnético y un plano de la segunda -- derivada vertical, cuando se tenga suficiente densidad para calcularlo.

PLANO DE INTENSIDADES MAGNETICAS OBSERVADAS

Usualmente éste es proporcionado por el cliente ó geofísico contratista que generó los datos; sin embargo, a -- menudo nosotros mismos compilamos estos planos; usualmente se configuran a intervalos de menos de 10 gammas después -- de quitar el gradiente magnético terrestre. Este plano -- es necesario para decifrar el tamaño, profundidad y orientación de los cuerpos fuente.

PLANO DE SEGUNDA DERIVADA

Estos planos se configuran a intervalos apropiados -- considerando sus escalas y la complejidad del campo. Las zonas de curvatura positiva (máximas), las de negativa (mínimas) y las trazas de fallas interpretadas se colorean -- convencionalmente. En éstos planos también se sobrepone un bosquejo de las posibles placas de basamento. Las zonas de posible material intrasedimentario magnético somero se bosquejan mediante áreas achuradas ó coloreadas convencionalmente con el propósito de mostrar el origen inferior de esas anomalías.

PLANO DE BASAMENTO MAGNETICO

Las profundidades estimadas al basamento magnético -- se refieren al nivel del mar, y se dividen en cuatro categorías.

El primer grupo calculado a partir de anomalías generadas por contrastes de magnetización dentro del basamento magnético, ó sea de anomalías intrabasamentales; las profundidades correspondientes se califican con un grado bueno, regular ó pobre, dependiendo de la concordancia que — hayamos obtenido de las diferentes estimaciones de profundidad (intensidad, curvatura, etc.). Esas profundidades se subrayan tres, dos ó una vez respectivamente, para indicar esa concordancia, u otras simbologías que se definen — al pie de los planos.

El segundo grupo de estimación de profundidades se hace sobre las anomalías suprabasamentales, ó sea las anomalías muy sutiles y de baja amplitud que se presentan por lo general en forma de narices y que son causadas por — "placas delgadas" de material magnético. Las profundidades estimadas relativas a este grupo están marcadas con el Índice "S". Estas placas delgadas de material magnético — son las que pudieron representar la superficie del basamento. Sus espesores en pies usualmente se calculan usando un contraste de susceptibilidad de 0.001 cgs.

En algunas áreas una tercera categoría que corresponde a zonas de material magnético dentro de los sedimentos ó — en la superficie del terreno. Estas se colorean o ashu — ran convencionalmente y sus estimaciones de profundidad se marcan con un subíndice "sh".

Su espesor en pies también se calcula por lo general con un contraste de susceptibilidad de 0.001 cgs. Los — resultados de nuestra interpretación se muestran en la Figura No. 50.

Las estimaciones de profundidad de los dos primeros — grupos, así como las profundidades del basamento obtenidas en pozos, ó bien otros datos geológicos y geofísicos son —

incorporados en la configuración. Esta configuración representa el basamento magnético. Sin embargo, la determinación de la edad del basamento debe originarse de otra -- información geológica.

Las áreas atractivas se delinean sobre la base de: la estructura regional, su estructura local, de que haya producción en anomalías semejantes en la misma provincia geológica ó en otra similar, así como en la base de la estratigrafía, etc.

Los símbolos mencionados anteriormente son como se -- dijo, convencionales, por lo que varían de contratista a -- contratista. Nosotros mencionamos las anteriores en virtud de que se ajustan más a la discusión de los diferentes tipos de anomalías descritas en estas notas.

Al momento de hacer el informe aeromagnético, cuando se llega a la descripción de los rasgos magnéticos particulares, es conveniente mostrar números de referencia sobre el mapa. Estos números, por ejemplo, el $7B_1$ el primer prefijo indica el número de la hoja o de plano generalmente escala 1 : 100000; la próxima letra descriptiva -- queda como : B- Basamento, I - Intrusivo, V- Volcánico, - P - Falla, A - Anomalía de tipo poco usual, H - Alto en el basamento y L - Bajo en el basamento; y finalmente el -- subprefijo representa el número de la anomalía de interés sobre la hoja del mapa.

INTERPRETACION INTEGRAL EN LA EXPLORACION PETROLERA.

El orden más adecuado en la aplicación de métodos -- geofísicos para la exploración petrolera de una región de conocida es el siguiente:

1.- Magnetometría.- La modalidad aérea de este método permite determinar económica y rápidamente la poten--

cialidad del área en relación con la columna sedimentaria presente, así como delimitar algunas estructuras de interés.

2.- Gravimetría.- Este método, aplicado con el detalle necesario de acuerdo con los objetivos geológicos y la practicabilidad en el terreno, permite localizar más certamente las estructuras geológicas de interés, tanto dentro de la columna sedimentaria, en materiales no magnéticos, como del basamento en algunos casos.

3.- Sismología de Reflexión.- Para detallar las estructuras.

En muchas situaciones geológicas es conveniente y necesario efectuar la interpretación conjunta de los datos geofísicos, ya que así proveerán información geológica que por separado no pueden proporcionar. Por ejemplo, hay áreas en las que por sismología se detectan levantamientos dómicos cuya naturaleza se desconoce y que pueden corresponder a levantamientos estructurales, a diapiros o a intrusiones ígneas. La gravimetría y la magnetometría pueden definir la situación: si se tiene una anomalía gravimétrica negativa y no hay anomalía magnética, se trata sin duda de un domo salino o de lutitas; una anomalía magnética y gravitacional fuerte, indicará la presencia de un cuerpo ígneo intrusivo y finalmente, una expresión débil en la anomalía gravimétrica y pequeña o cero en la magnética puede indicar que se trata de un levantamiento sedimentario, con o sin intervención del basamento. Otro ejemplo que se encuentra frecuentemente es el de la desaparición de reflejos en las secciones sísmicas, lo cual generalmente se debe a la presencia de fallas, cuyos lados alto y bajo no siempre pueden identificarse fácilmente; mediante la --

gravimetría podría encontrarse una solución al problema -- de la dirección de desplazamiento.

Por lo anterior, siempre que sea posible las inter--- pretaciones deberán hacerse en forma integrada, ya que la- información de un método se complementa con la de otro.

VI CONCLUSIONES

El número y utilidad de los cálculos de profundidad del basamento que pueden efectuarse, en la prospección magnética en un área descansada no puede anticiparse.

El reconocimiento de anomalías debidas a la topografía del basamento y su uso para estimaciones de profundidad aumenta grandemente la cantidad de control que pueda obtenerse del análisis. Estas anomalías pueden estar bien definidas, pero en general se encuentran en asociación con grandes anomalías producidas por contrastes de susceptibilidad, ya sea en forma de nariz o confundidas en ellas.

La exactitud de los resultados de los métodos de interpretación de perfiles, depende del cuidado con que el intérprete seleccione sus anomalías, de la experiencia que para esto tenga, y de la exactitud de las mediciones que efectúe; Por lo que no se puede elegir un método como el mejor, ya que una mala selección de la anomalía y un perfil mal trazado puede favorecer a uno de ellos. así pues, estos métodos deberán tomarse como complementarios unos de otros.

Por otro lado, el método de modelos de Vacquier, para el cálculo de profundidades permite el intérprete comprobar sus resultados al emplear diferentes índices de profundidad en curvatura e intensidad y también requiere de experiencia y cuidado para elegir los modelos, así como el empleo de los modelos apropiados para la zona que se está interpretando.

Además los métodos precomputadora para interpretación como los explicados por Vacquier (1951), Heford (1964) Naudy (1970), Peters (1942) y en una forma más sofisticada

en Grant y West (1965), entre otros, son de excelentes --- resultados si: el intérprete con experiencia, armado con - considerables conocimientos geológicos y con suficientes - anomalías, razonablemente aisladas, puede desempeñar un -- buen trabajo para satisfacer los requerimientos de la in-- terpretación pre-alta sensibilidad. Sin embargo, cuando las condiciones magnéticas-geológicas no son ideales, los métodos arriba mencionados están sujetos a una cantidad -- significativa de ambigüedades que introducen errores.

La deconvolución de Werner es una técnica poderosa en la interpretación aeromagnética, bien manejada puede ren-- dir resultados de exactitud incomparable para datos de --- campo potenciales. Ayuda a encontrar más información al indicar la orientación y susceptibilidad de esas fuentes.

El filtrado (método de rejilla) de los planos no es - siempre una solución, si bien el propósito general es el - de eliminar interferencias, es posible que el suavizamien-- to resultante del filtrado produzca pseudo anomalías que - en realidad correspondan a curvas promedio de las anoma--- lías de alta "frecuencia". Este resultante por ser envol-- vente presenta una baja "frecuencia" relativa que conduce a interpretar cuerpos a profundidades intermedias. Tal - parece ser el caso de las ígneas intrasedimentarias inter-- pretadas en la Fig. No. 41, donde no fué posible lograr -- el esclarecimiento de otras anomalías de basamento diferen-- tes a las que ya eran evidentes en el plano original de -- intensidad.

Puesto que es posible crear anomalías ficticias con - el filtrado, es necesario estar conciente de ello y regre-- sar a la información original para poder discriminar lo -- real de lo aparente y lograr una interpretación fidedigna.

AGRADECIMIENTOS.

Deseo expresar mi agradecimiento a todo el personal de la Subgerencia de Geofísica dependiente de la Gerencia de - Exploración de Petróleos Mexicanos, por la ayuda que se me - brindó para la elaboración de esta tesis.

Al Ing. Guillermo Hernández Moedano, por la dirección de la misma. Al Ing. Octavio Mejía Dautt, Gerente de Exploración, por las facilidades otorgadas.

A mis profesores de la Facultad de Ingeniería, por haberme orientado y proporcionado sus conocimientos.

A mis compañeros por haberlos encontrado. En especial a Tomás Lemarroy Alarcón.

VII BIBLIOGRAFIA

- Baca Uruñuela M. Notas de magnetometría, 1968, no publicadas.
- Baranou (1957). A New method for interpretation of Aeromagnetic Maps; pseudo gravimetric anomalies; Geophysics V. 22- Págs. 359-383.
- De Ridder E. (1972). Evolution of magnetic depth estimation techniques. M. Sc. thesis, Colorado School of Mines.
- Hernández M G. Notas de magnetometría. (1976). No publicadas.
- Hutchinson R.D. (1958). Magnetic analysis by logarithmic curves; Geophysics V. 23 Págs. 749-769.
- Naudy (1970) Method for detailed analysis of aeromagnetic profiles.- Geophysical Prospecting Vol. No. 1 Pág. 56-63.
- Nettleton L.L. (1954). Regional, residuals and Structures:- Geophysics V. 19 Págs. 1-22.
- Nettleton L.L. (1952). Gravity and magnetics for geologist and seismologists. Bull. A.A.P.G. V. 46 Págs. 1815-1838.
- Paterson N.R. and Faessler C.W. (1957). Determination of -- body parameters of magnetic inclined dyke: S. E. G. meeting No. Dallas, Texas.
- Peters L.J. (1949). The direct approach to magnetic interpretation and its practical application; Geophysics V. 14- Págs. 290-320.
- Petty Ray (1973). Notas sobre magnetometría. No publicadas.
- Reford (1964). Magnetic anomalies over thin sheets; Geophysics, Vol. 29 No. 4 Págs. 532-536.
- Reford and Sumner (1964). Aeromagnetism. Geophysics Vol. 29 No. 4 (August 1954) Págs. 482-516.
- Sánchez Zamora, Osvaldo. (1970). Síntesis de operadores digitales bidimensionales para filtraje. Tesis profesional.
- Steenland N.C. (1963). An evaluation of the Peace River aeromagnetic interpretation; Geophysics V. 28 Págs. 745-755.
- Thier R.F. (1963). Geophysical exploration-Australia: - -

Geophysics V. 13 Págs. 163-181.

Vacquier, Steenland N.C., Henderson R.G. and Ziets I. (1951)
Interpretation of aeromagnetic maps: Geol. Amer. Mem. Pág.
47-151.

Werner S. (1953). Interpretation of magnetic anomalies of-
sheet-like: Stokholm, Sveriges Geologika undersoking, - -
Arsbok V. 43 1949.

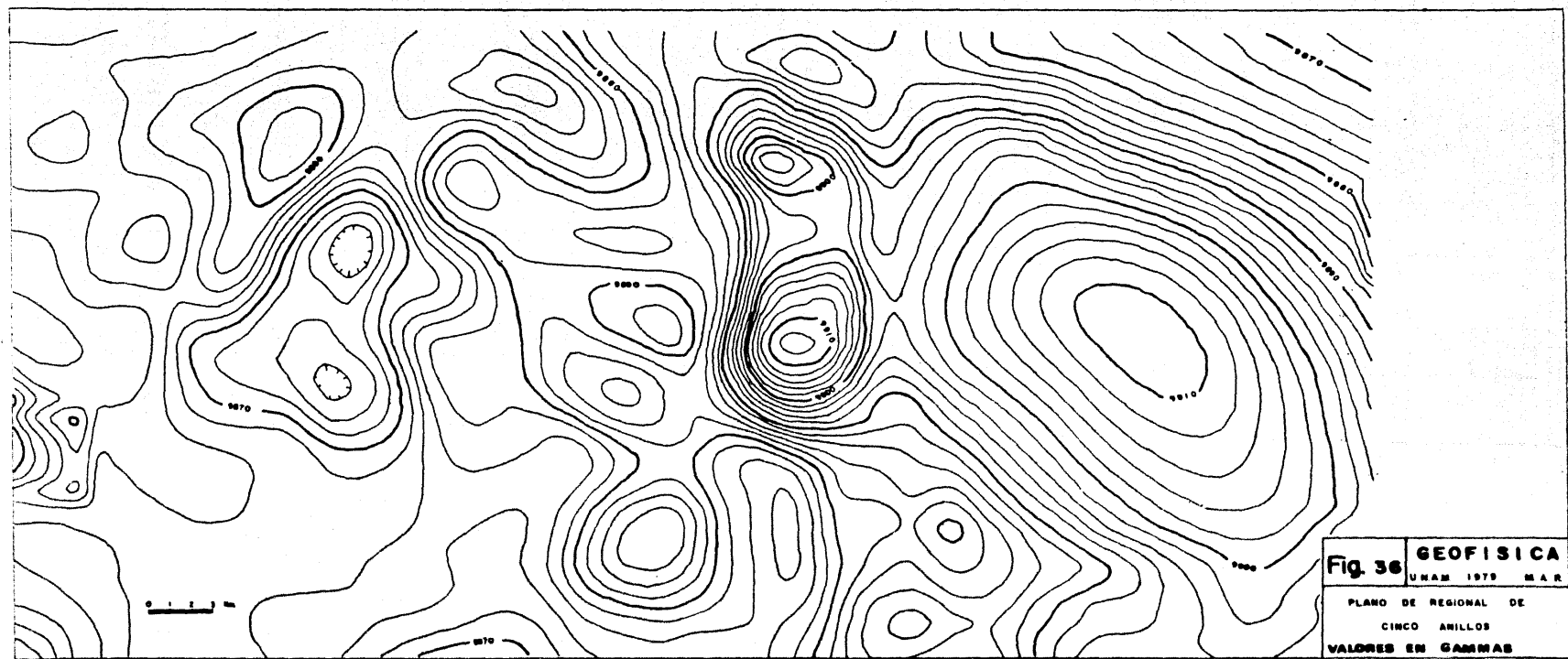


Fig. 36 GEOFISICA
UNAM 1979 MAR
PLANO DE REGIONAL DE
CINCO ANILLOS
VALORES EN GAMMAS

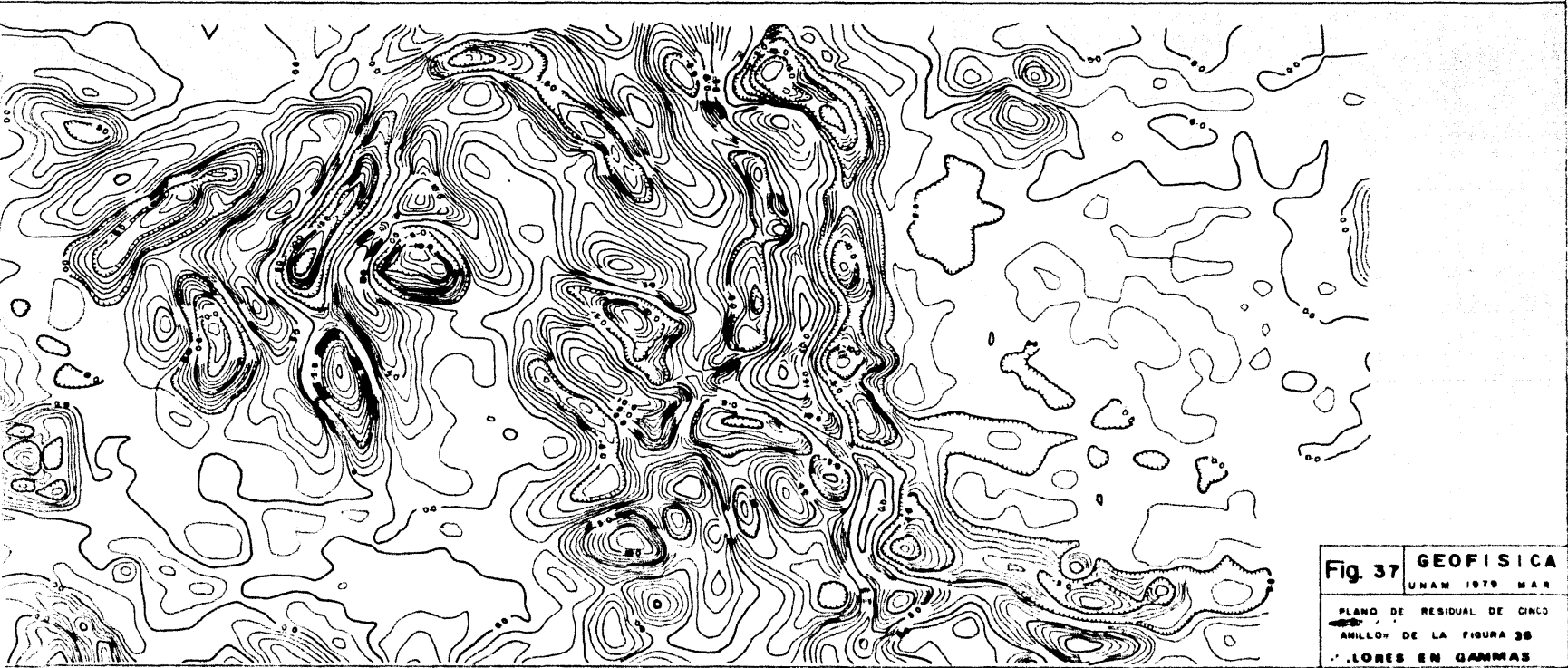
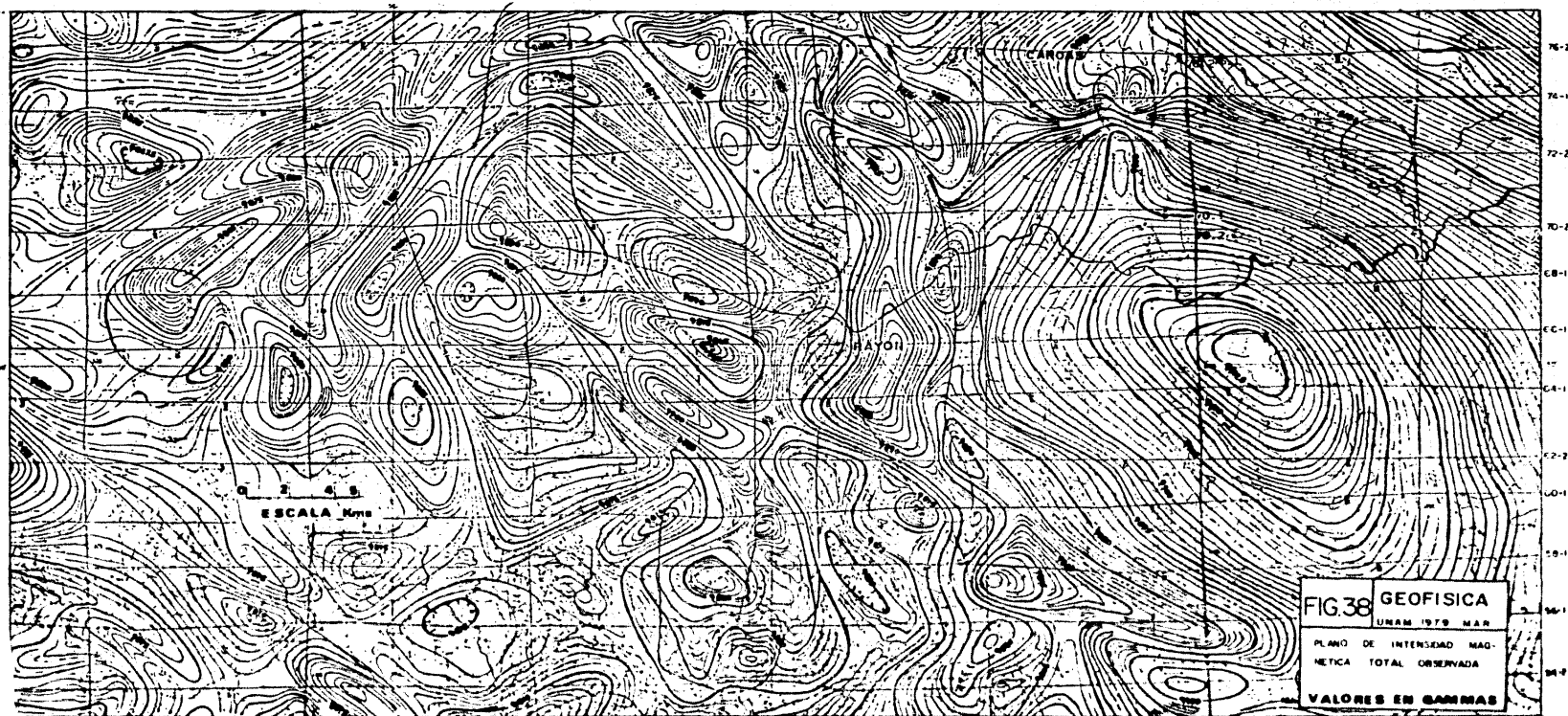


Fig. 37 **GEOFISICA**

UNAM 1979 MAR

PLANO DE RESIDUAL DE CINCO
ANILLO DE LA FIGURA 36
VALORES EN GAMMAS



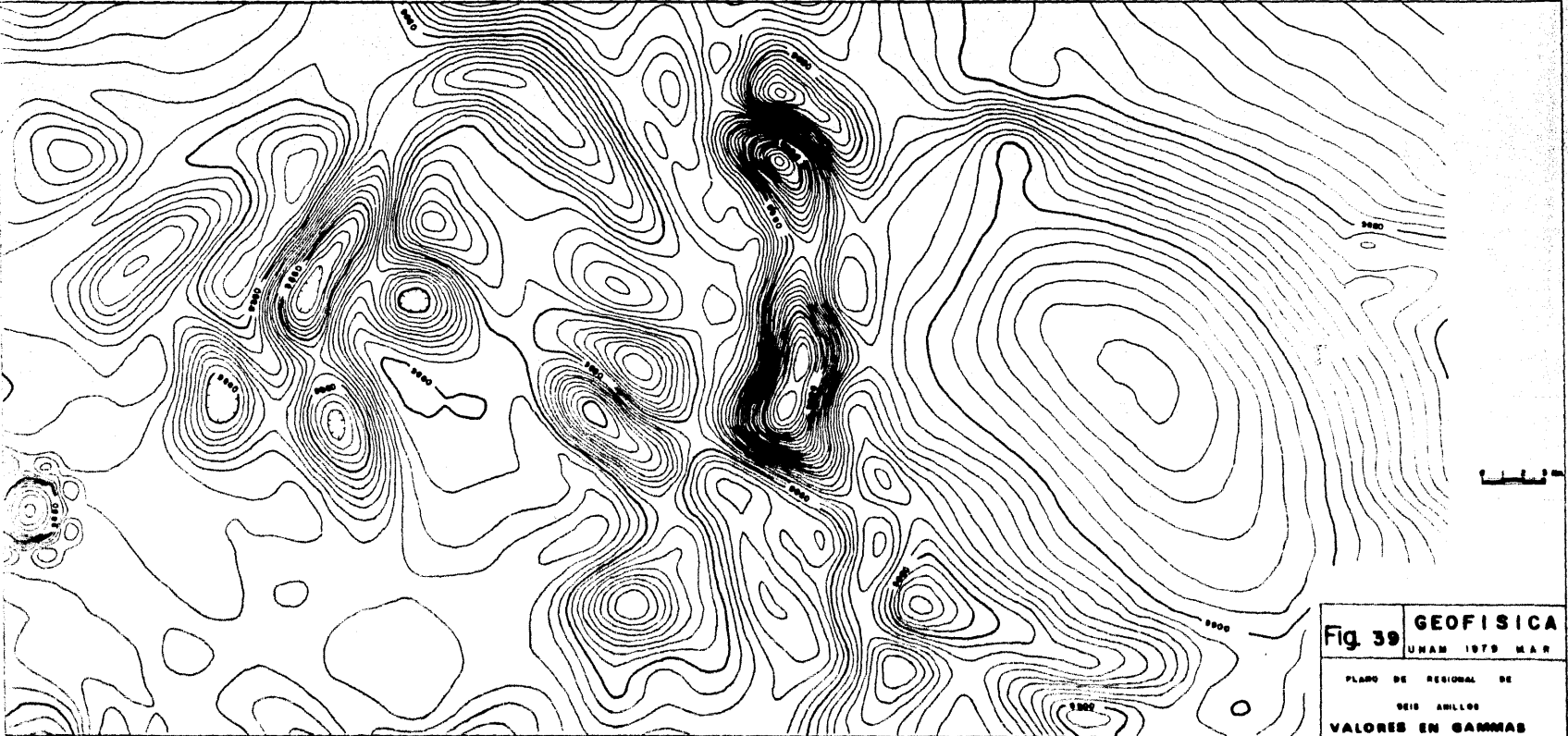
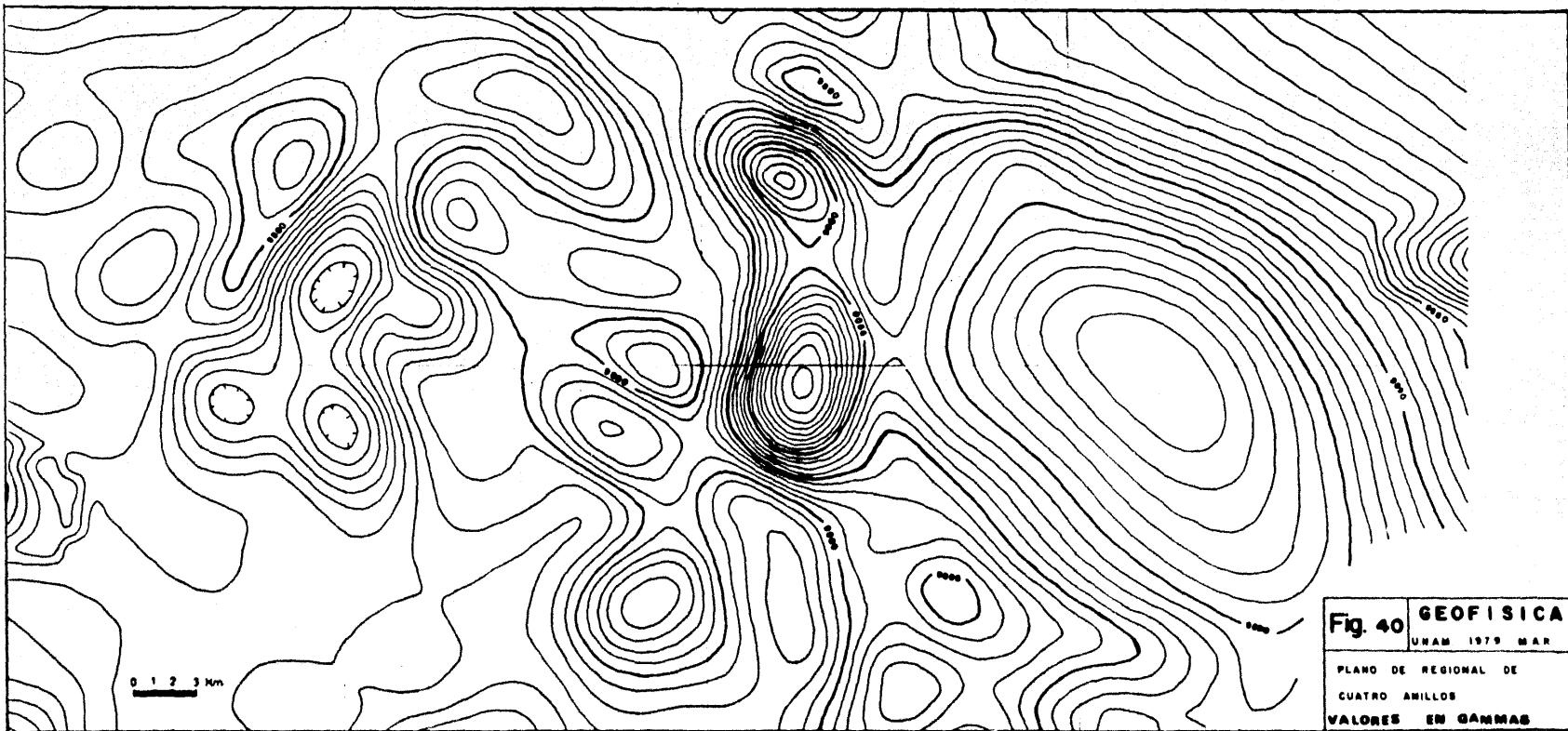
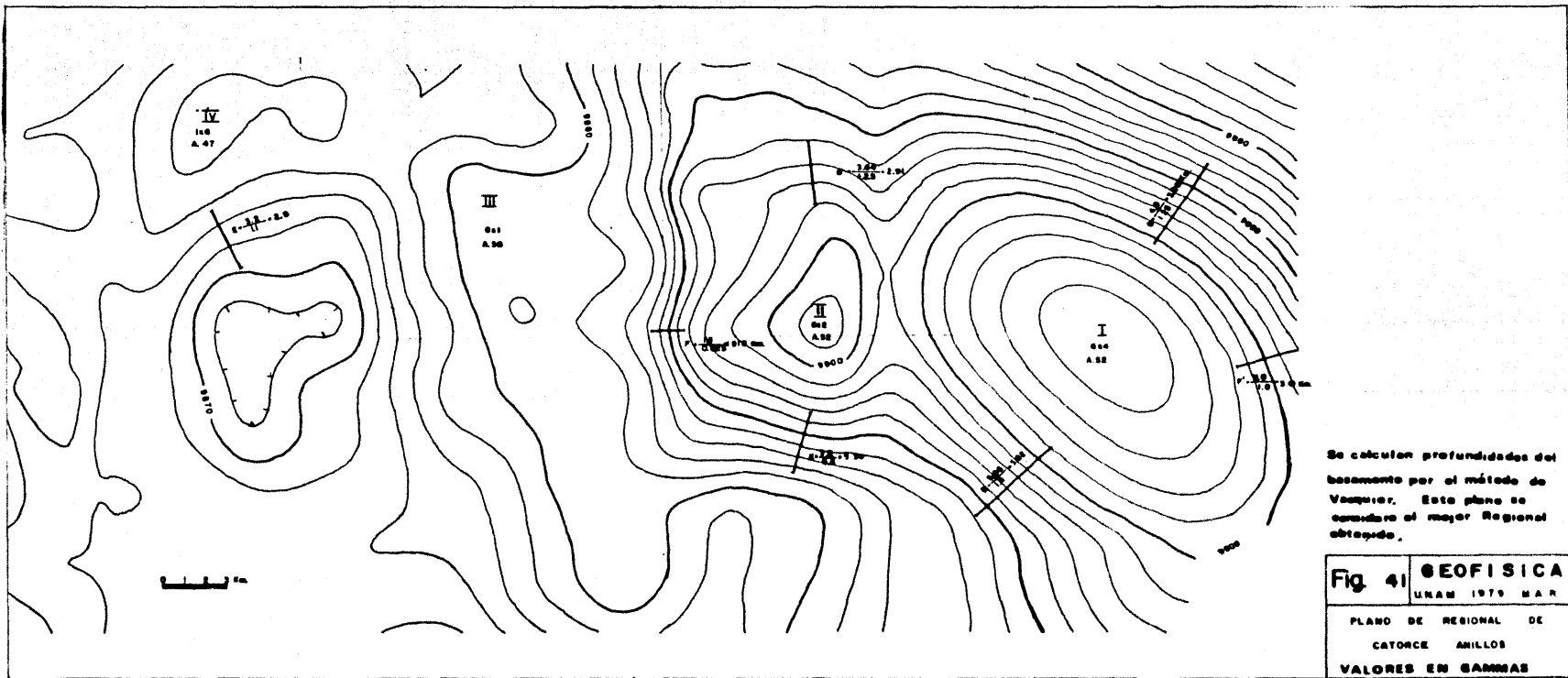


Fig. 39 **GEOFISICA**
UNAM 1979 MAR
PLANO DE REGIONAL DE
OCHO ANILLOS
VALORES EN GAMMAS





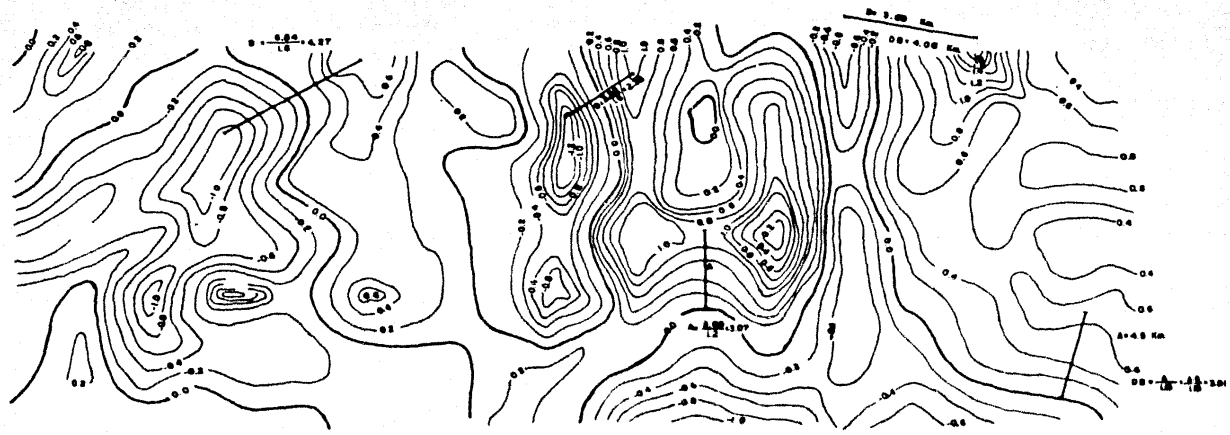
Se calculan profundidades del basamento por el método de Vasquier. Este plano se consideró el mejor Regional obtenido.

Fig. 41	GEOFISICA
	UNAM 1979 MAR
PLANO DE REGIONAL DE	
CATORCE ANILLOS	
VALORES EN GMMAS	



ESP = 1 Km.

Fig 45	GEOFISICA
	UNAM 1979 MAR
PLANO DE SEGUNDA DERIVADA CON	
ESPACIAMIENTO DE 1 KM	
Valores en Gauss/cm ²	



ESP=3 KM.

Fig 46	GEOFISICA
	UNAM 1979 MAR
PLANO DE SEGUNDA DERIVADA CON	
ESPACIAMIENTO DE 3 EMS	
Valores en Gauss/cm ²	

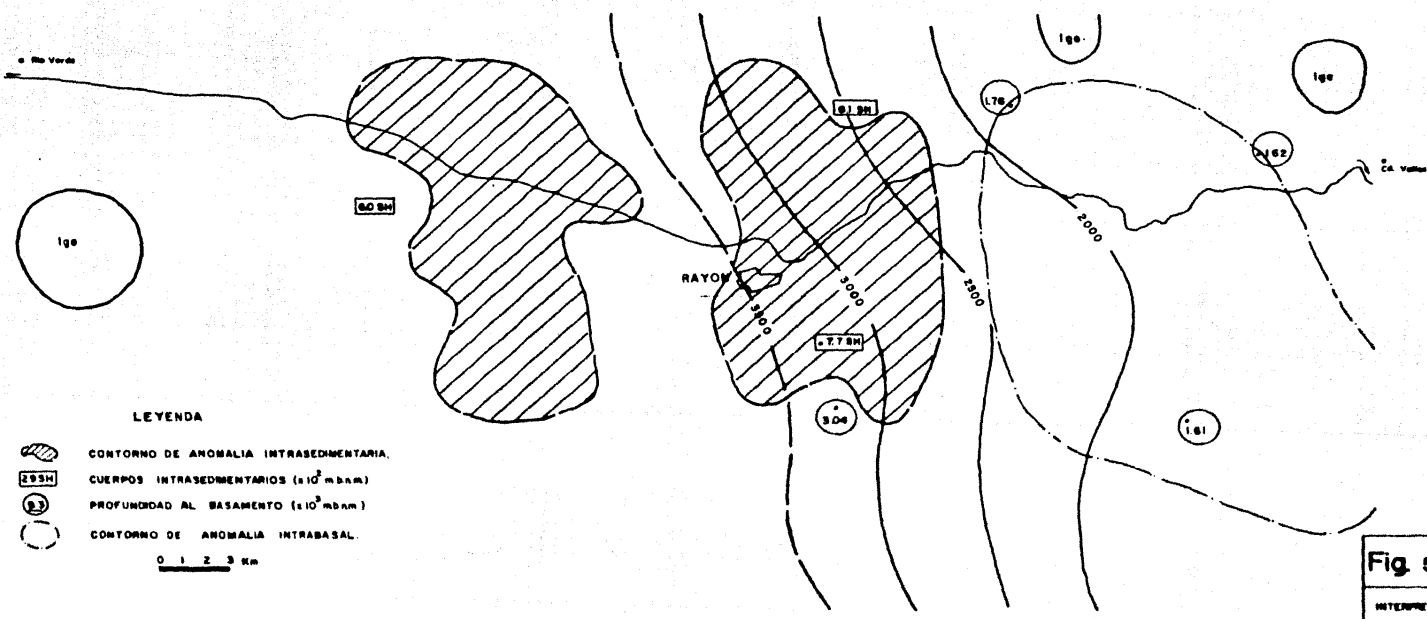


Fig. 50 **GEOFISICA**
 UNAM 1970 MAR
 INTERPRETACION GEOLOGICA FINAL