

B O L E T I N

D E L A

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

PREDICCION DE POROSIDAD Y PRESIONES DE
FORMACION A PARTIR DE LOS DATOS SISMICOS

Por:

RUBÉN D. MARTÍNEZ

EL PALEOMAGNETISMO EN LA INTERPRETACION
DE DATOS MAGNETOMETRICOS

Por:

L. M. ALVA VALDIVIA
J. URRUTIA FUCUGAUCHI
D. J. MORÁN ZENTENO

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFÍSICOS DE EXPLORACION

MESA DIRECTIVA 1985-1986

PRESIDENTE	ING. ANTONIO CAMARGO ZANOQUERA
VICEPRESIDENTE	ING. HÉCTOR PALAFOX RAYÓN
SECRETARIO	ING. SALVADOR HERNÁNDEZ GONZÁLEZ
TESORERO	ING. CARLOS LÓPEZ RAMÍREZ
PRO-TESORERO	ING. JORGE USCANGA USCANGA
EDITOR	ING. GUILLERMO A. PÉREZ CRUZ
COORD. DE EVENTOS TÉCNICOS	ING. F. JAVIER SÁNCHEZ DE TAGLE
COORD. DE EVENTOS SOCIALES	ING. PATRICIA OCEGUERA DE ROMERO

PRESIDENTES DE DELEGACIONES

REYNOSA

ING. MIGUEL A. MARTÍNEZ DOMINGO

TAMPICO

ING. JORGE STANFORD BESTT

POZA RICA

ING. SALVADOR MALDONADO CERVANTES

COATZACOALCOS

ING. JUAN B. RIVERA JÁCOME

VILLAHERMOSA

ING. QUINTÍN CÁRDENAS JAMMET

CIUDAD DEL CARMEN

ING. CARLOS PUERTO ZAPATA

SAN LUIS POTOSI

ING. JUAN LÓPEZ MARTÍNEZ

CORDOBA

ING. SERGIO FIGUEROA ARIAS

GUAYMAS

ING. RAMÓN GARCÍA GÓMEZ

CHIHUAHUA

ING. JUSTO MEZA DÍAZ

MORELIA

ING. JESÚS ARREDONDO FRAGOSO

VOCALÉS

I.M.P.

ING. JOSÉ SALINAS ALTÉS

I.P.N.

ING. RAÚL SANTIAGO VALENCIA

U.N.A.M.

ING. RODOLFO MARINES CAMPOS

MEXICO

ING. ANDRÉS RAMÍREZ BARRERA

PREDICCIÓN DE POROSIDAD Y PRESIONES DE FORMACIÓN
A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS

Rubén D. Martínez
Geophysical Service Inc.

RESUMEN

Los registros sísmicos de porosidad y presión de formación son derivados a partir de datos sísmicos, aprovechando los avances recientes que se han tenido en procesamiento de datos sísmicos por ondícula e inversión sísmica.

La primera etapa de procesamiento por ondícula es lograda cuando se elimina la ondícula del sistema y los datos son migrados a su posición correcta en espacio. Posteriormente se deconvuleven los efectos de absorción y dispersión que varían con el tiempo, empleando un modelo variable de Q , deducido a partir de información de pozos profundos y sísmica. En seguida, se diseña un filtro de acoplamiento empleando sismogramas sintéticos y datos sísmicos; el objetivo de este filtro es de eliminar distorsiones residuales en los datos sísmicos y así estimar la "mejor" función de reflectividad de banda limitada.

La inversión sísmica es llevada a cabo en forma iterativa empleando la expresión recursiva que relaciona los coeficientes de reflexión con la impedancia acústica. Las frecuencias que no están presentes entre el espectro del modelo de baja frecuencia y el de los datos sísmicos, son recuperadas en forma iterativa. Esta característica da como resultado registros sísmicos de impedancia acústica con mejor resolución en tiempo y profundidad. Los registros sísmicos de densidad y velocidad son derivados a partir de registros de impedancia acústica, usando una relación velocidad-densidad, deducida a partir de pozos profundos.

Subsecuentemente, porosidades y presiones de formación sísmicas son estimadas a partir de registros sísmicos de velocidad y densidad. Los registros sísmicos de porosidad son generados a partir de los registros sísmicos de densidad. La porosidad calculada es corregida por contenido de arcilla. Dichas correcciones son derivadas a partir de registros de pozos profundos tales como Gamma o Potencial Espontáneo. La presión de formación sísmica es calculada asumiendo que ésta varía proporcionalmente con la velocidad; esta proporcionalidad es controlada por la presión generada por los sedimentos suprayacentes a cada profundidad.

Los registros sísmicos de porosidad y presión de formación pueden ser luego interpretados con propósitos de delinear reservo-

rios y detección de zonas con exceso de presión. En esta presentación se ilustra el procedimiento de cálculo de porosidad y presiones de formación sísmica empleando datos reales.

INTRODUCCION

Dos parámetros importantes en la exploración y explotación de hidrocarburos son la porosidad y la presión de formación. La estimación de estos parámetros es siempre deseable para proporcionar una mejor definición de las condiciones de los reservorios en el subsuelo. El conocimiento de la distribución de porosidad es uno de los factores más importantes en la evaluación y delineación de reservorios. La presión de formación, por otro lado, proporciona información sobre la presencia de zonas sobrepresurizadas.

Estudios previos usando datos de pozo y/o PSV (perfil sísmico vertical) sugieren que la porosidad y las presiones de formación están fuertemente relacionadas a la velocidad compresional y densidad (Fillipone, 1982, Ahmed, 1984). Sin embargo, algunas investigaciones han sido conducidas usando velocidades compresionales, asumiendo la ausencia de la densidad (Stone, 1983., Bilgeri, et al, 1982, Belloti, et al, 1978, Angeleri, et al, 1982).

En este trabajo, algunos de los avances más recientes en procesamiento por ondícula e inversión sísmica son incorporados para obtener registros sísmicos (G-LOGS)* más exactos (velocidad y pseudo-densidad) en tiempo y profundidad. Estos registros sísmicos son usados para calcular la porosidad sísmica y registros de presiones de formación sísmicas como objetivo final.

PROCESAMIENTO POR ONDÍCULA

Una secuencia de procesamiento por ondícula ha sido aplicada para asegurar estimaciones precisas de registros sísmicos. En esencia, la eliminación de la ondícula del sistema y la migración constituyen la primera parte de la inversión estructural o deconvolución por ondícula (Wason, et al, 1984). Posteriormente, los efectos variables con el tiempo debido a la atenuación inelástica son deconvueltos (Hirsche, et al, 1984). Finalmente, la ondícula residual es removida corrigiendo así las distorsiones de amplitud y fase remanentes. Los dos últimos procesos son determinísticos y basados en datos de pozos profundos y datos sísmicos. El resultado final es entonces la "mejor" estimación de la versión de banda

* Marca Registrada de Geophysical Service Inc.

limitada de la función de reflectividad.

La figura 1 muestra un ejemplo de una sección procesada por ondícula. Las zonas de interés están localizadas a 1520 y 1640 milisegundos y corresponden a los dos reservorios principales existentes en el área de estudio.

INVERSION SISMICA

El proceso de inversión sísmica por modelado es llevado a cabo en forma iterativa empleando la expresión recursiva que relaciona la impedancia acústica con el coeficiente de reflexión (Wason, et al, 1984). Las frecuencias ausentes entre el corte alto del modelo de velocidad de baja frecuencia, y el corte bajo de los datos sísmicos son recuperadas en forma iterativa. Como resultado, la resolución vertical es mejorada a través de los registros sísmicos de velocidad en tiempo y profundidad. Los registros sísmicos de velocidad y densidad son derivados usando una relación densidad-velocidad obtenida graficando un registro sónico contra un registro de densidad de pozo (Gardner, et al, 1974). Para mayor información sobre el método de inversión sísmica el lector puede referirse a Martínez, R.D., 1983.

La figura 2 muestra resultados del proceso de inversión de los datos presentados en la figura 1. Los reservorios I y II aparecen bien definidos en los registros sísmicos de velocidad como se puede confirmar comparando el registro sísmico contra el registro sísmico en la localidad del pozo.

ESTIMACION DE POROSIDADES SISMICAS

Las porosidades sísmicas son calculadas usando la siguiente relación:

$$\phi_i = \frac{\rho_{bi} - \rho_{mi}}{\rho_{fi} - \rho_{mi}} - K_i ; i=1, 2, \dots, n \quad (1)$$

$$K_i = f(\Delta_{tsh}, V_{shi}) ; i=1, 2, \dots, n \quad (2)$$

ϕ = porosidad sísmica en porciento;

ρ_m = densidad de la roca matriz;

ρ_f = densidad del fluido en la zona porosa;

ρ_b = densidad derivada de información sísmica;

K_i = factor de contenido de arcilla;

Δ_{tsh} = tiempo de tránsito en la arcilla en $\mu\text{seg/pie}$;

V_{shi} = volumen de arcilla en la formación;

n = número total de muestras en profundidad.

ρ_m y ρ_f son constantes las cuales dependen de la litología y la salinidad del lodo de perforación. Por consiguiente, estos parámetros varían con la profundidad y son interpolados verticalmente usando la técnica de "cubic spline". El vector K_i varía en función del tiempo de tránsito (Δt_{sh}) en la arcilla y el volumen de arcilla (V_{sh}) en la muestra i - V_{sh} es a su vez una función del índice de arcilla (IX) como se publicó en Mc Coy, R.L., 1983. (IX) es calculado usando ya sea un registro de rayos gamma o de potencial espontáneo dependiendo de la disponibilidad y/o la calidad de los registros. IX varía también con la profundidad.

Los registros sísmicos mostrados en la figura 2 son usados para calcular porosidades sísmicas (fig. 3). El reservorio I está localizado a 1800 metros de profundidad, y es una arenisca turbidítica que se encuentra dentro del terciario, siendo productora de aceite pesado (13 API) y fue probada por el pozo 1 (Curtis, et al, 1983). Las porosidades calculadas a partir de registros de pozo son del orden del 33% aproximadamente. Los valores de porosidad obtenidos a partir de los datos sísmicos son del orden del 31% para esta arenisca.

El reservorio II es una calcarenita porosa que produce dentro del Cretácico y forma el reservorio principal en el prospecto. La acumulación de aceite (20 API) está localizada por debajo de una caliza compacta dentro de la calcarenita (Curtis, et al, 1983). Los valores de porosidad sísmica son del orden del 20 al 22% dentro del reservorio. Las porosidades calculadas usando registros de pozo varían desde 21 a 27%. Cabe notar, que los registros de porosidades sísmicas no proporcionan las porosidades altas (27%) debido a la condición natural de banda limitada en frecuencias de los datos sísmicos.

En ambos casos, una vez que la calibración con el pozo (o pozos) es hecha, las variaciones laterales de porosidad pueden ser interpretadas empleando los registros de porosidad sísmica adyacentes.

PREDICCIÓN DE PRESIONES DE FORMACIÓN

Los registros de presión de formación sísmicos son calculados siguiendo muy de cerca la formulación dada por Phillipone, 1982. Se asume que las presiones de formación son proporcionales a la velocidad compresional.

Algunas constantes que restrinjan la variación sin control de las presiones de formación son necesarias y son: C_{max} y C_{min} . C_{max} es la velocidad a la cual la porosidad tiende a cero (Phillipone, 1982), y es aproximadamente la velocidad de la roca matriz (Gardner, et al, 1974). C_{min} es definida como la velocidad a la cual la rigidez tiende a cero y es aproximada a la velocidad del fluido en los poros de la roca. Ambas C_{max} y C_{min} son funciones de la profundidad (Z_i).

La presión de formación puede ser entonces calculada como sigue:

$$P_f(Z_i) = P_{ov}(Z_i) \left[\frac{C_{max}(Z_i) - C_i(Z_i)}{C_{max}(Z_i) - C_{min}(Z_i)} \right] \quad (3)$$

$$P_{ov}(Z_i) = 0.465 \bar{\rho}_i Z_i \quad (4)$$

donde: $i = 1, 2, \dots, n$

p_{ov} = presión generada por los sedimentos suprayacentes en Libras/pulg.²

p_f = presión de formación en Libras/pulg.²

Z_i = profundidad en pies

C_i = velocidad compresional en metros/segundos

$\bar{\rho}_i$ = densidad promedio en g/cc

n = número total de muestras en profundidad

Note que la información de densidad es proporcionada por los registros sísmicos en profundidad.

Como ejemplo, registros de presión de formación sísmicos son calculados empleando de nuevo los datos de la figura 2; el resultado es presentado en la figura 4. Se puede notar que desde los 1300 a los 1800 metros aproximadamente, los sedimentos están sobrepresurizados. La litología dominante en este intervalo corresponde a areniscas arcillosas y a carbonatos arcillosos (aunque estos últimos escasos). En esta zona sobrepresurizada se encuentra el reservorio I como puede notarse en la figura 4.

CONCLUSIONES

Se ha demostrado en este estudio que registros de porosidad y presión de formación sísmicos pueden ser derivados de registros sísmicos que a su vez son estimados de información sismológica. Sin embargo, se requiere una aplicación sistemática de una secuencia de procesamiento por ondícula e inversión de los datos sísmicos.

Los pasos claves de la deconvolución por ondícula, necesarios para el cálculo de registros sísmicos precisos están relacionados a la eliminación de: La ondícula del sistema, distorsiones

espaciales, efectos de atenuación inelástica, y la ondícula residual. La aplicación cuidadosa de esta secuencia da como resultado una estimación precisa de la función de reflectividad.

Se vio también que el proceso de inversión sísmica por modelado, proporciona registros sísmicos precisos, debido a la incorporación del proceso iterativo de recuperación de bajas frecuencias adicionales en el modelo de velocidad inicial. Esta característica aumenta la resolución en la conversión a profundidad de los registros en tiempo. Consecuentemente, registros de porosidades y presiones de formación sísmicas son estimados en forma más precisa.

Por último, la información proporcionada por registros de pozos profundos es vital para la calibración de la deconvolución por ondícula e inversión sísmica. Asimismo, la definición de condiciones de frontera a partir de registros de pozo es imprescindible para el cálculo preciso de registros sísmicos de porosidad y presiones de formación.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a la compañía Geophysical Service Inc., por permitir la publicación de este material. Al mismo tiempo,

quiero agradecer a todos los colegas de GSI que tan amablemente han criticado este manuscrito. Deseo también dar las gracias a la Sra. Rosa Gilda Lacorte y al Sr. Carlos Haaz por su cooperación en el trabajo mecanográfico y de dibujo, respectivamente.

REFERENCIAS

- Ahmed, H., 1984, Reservoir delineation and porosity evaluation from VSP: Presented at the 54th Annual SEG Meeting, Atlanta.
- Angeleri, G.P., and Carpi, R., 1982, Porosity prediction from seismic data: *Geophysical Prospecting*, V. 30, p. 580-607.
- Bellotti, P, and Giacca, D., 1978, Seismic data can detect overpressures in deep drilling: *The Oil and Gas Journal*, p. 47-52.
- Bilgeri, D., and Ademeno, E.B., 1982, Predicting abnormally pressured sedimentary rocks: *Geophysical Prospecting*, V. 30, p. 608-621.
- Curtis, M.P., Martínez, R.D., Possato, S., and Saito, M., 1983, Three dimensional seismic attributes contribute to the stratigraphic interpretation of the Pampo Oil Field, Brazil: Presented at the 53rd Annual SEG Meeting, Las Vegas.
- Fillipone, W.R., 1982, Estimation of formation parameters and the prediction of overpressures from seismic data: *Research Symposium on Geopressure Studies*, SEG Meeting, Dallas, Texas.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1974, Formation velocity and density - The diagnostic basics for stratigraphic traps: *Geophysics*, V.39, p. 770-780.

Hirsche, W.K., Cornish, B.E., Wason, C.B., and King, G.A., 1984, Model based Q compensation: Presented at the 54th Annual SEG Meeting, Atlanta.

Martínez, R.D., 1980, Diseño de parámetros de campo para exploración sísmica-estratigráfica empleando una fuente de energía explosiva: Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, V. 21, Nos. 1 y 2.

Martínez, R.D., 1983, Inversión Sísmica y su Aplicación en la Exploración de Trampas Estratigráficas: Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, V. 23, No. 2.

McRoy, R.L., 1983, Microcomputer programs for petroleum engineers: Houston, Texas, Gulf Publishing Company.

Stone, D.G., 1983, Predicting pore pressure and porosity from VSP data: Presented at the 53rd Annual SEG Meeting, Las Vegas.

Wason, C.B., Black, J.L., and King, G.A., 1984, Seismic modeling and inversion: Proceedings of the IEEE, Special Issue, p. 1385-1393.

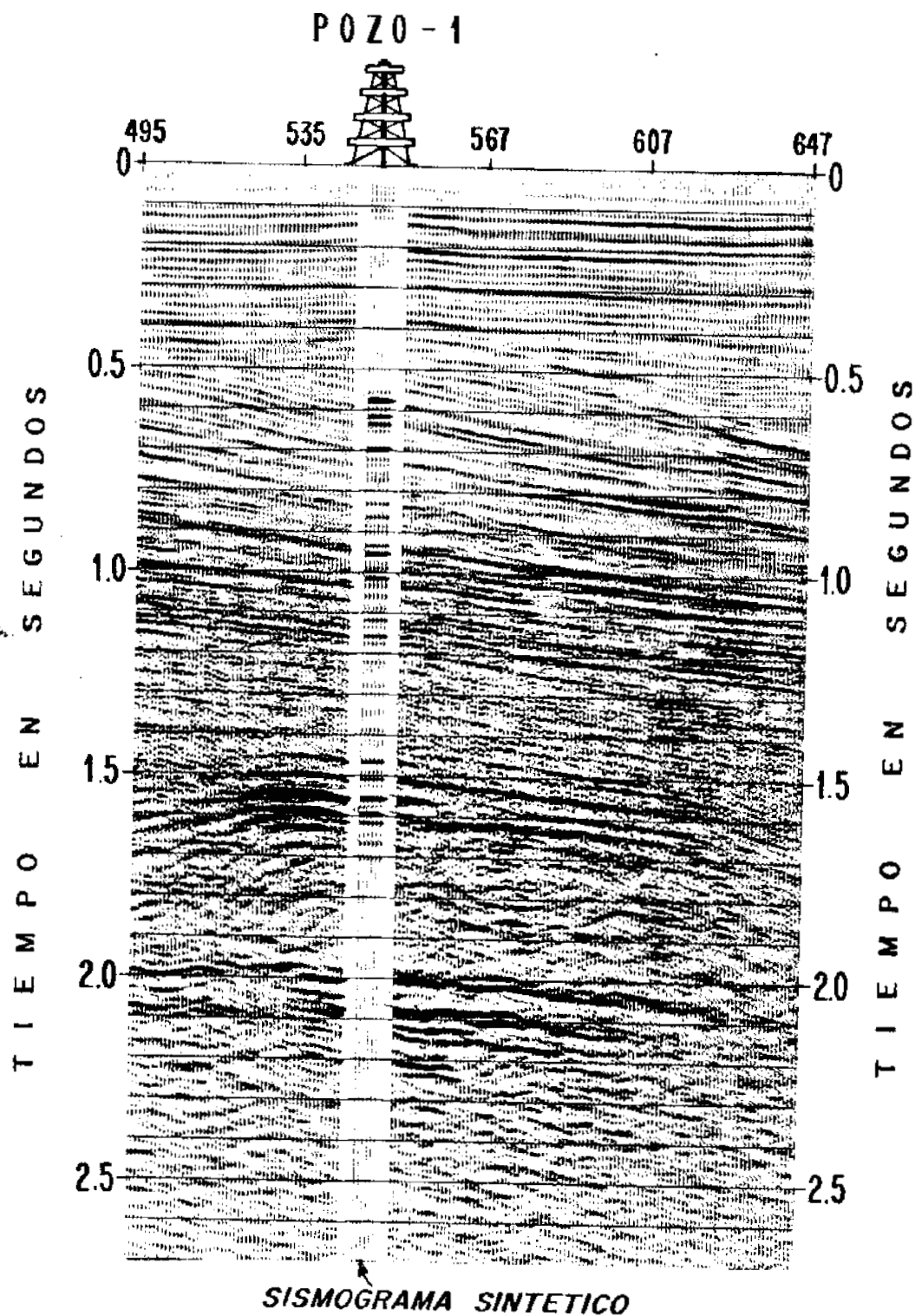


FIGURA - 1

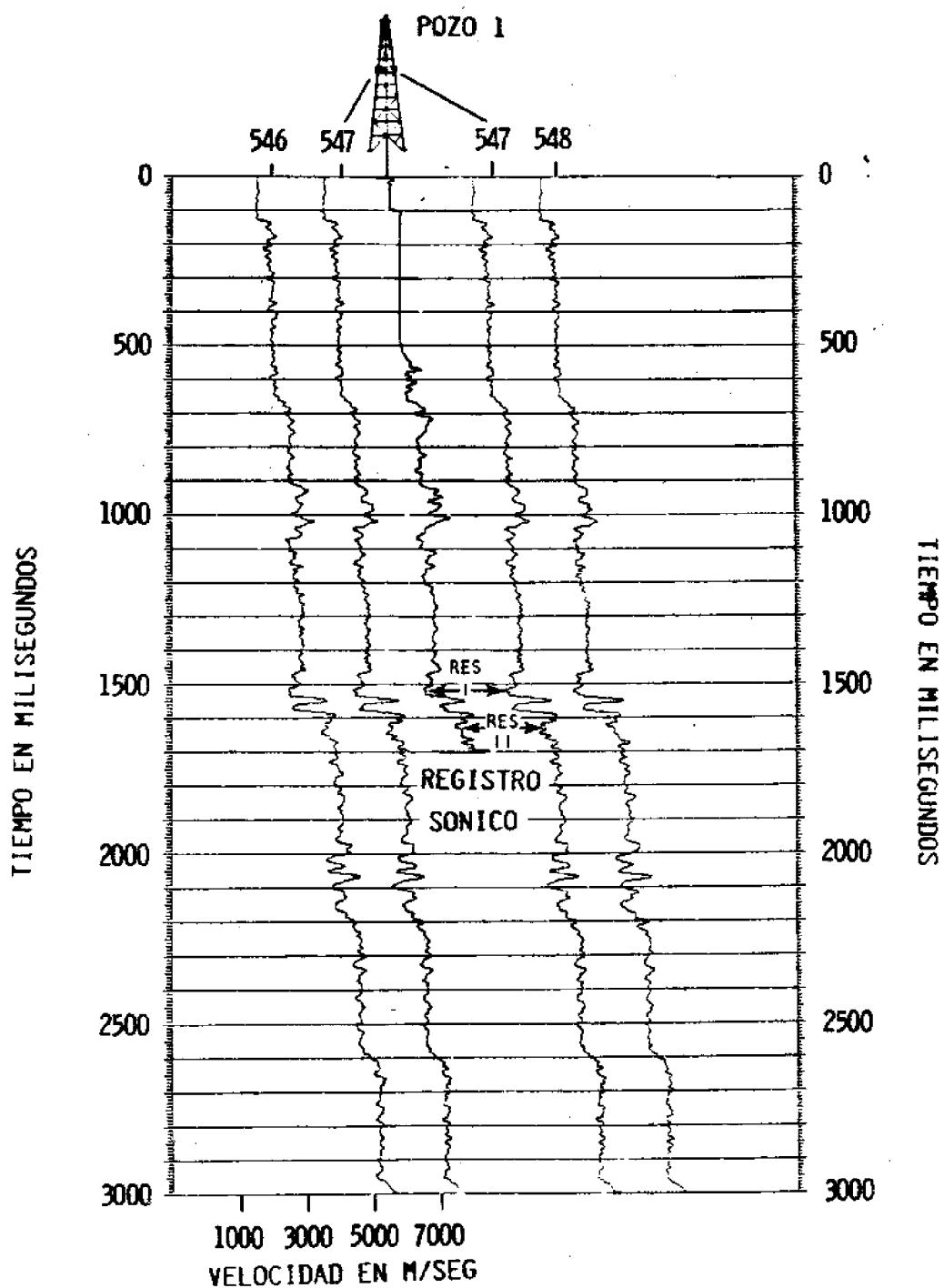


Figura 2

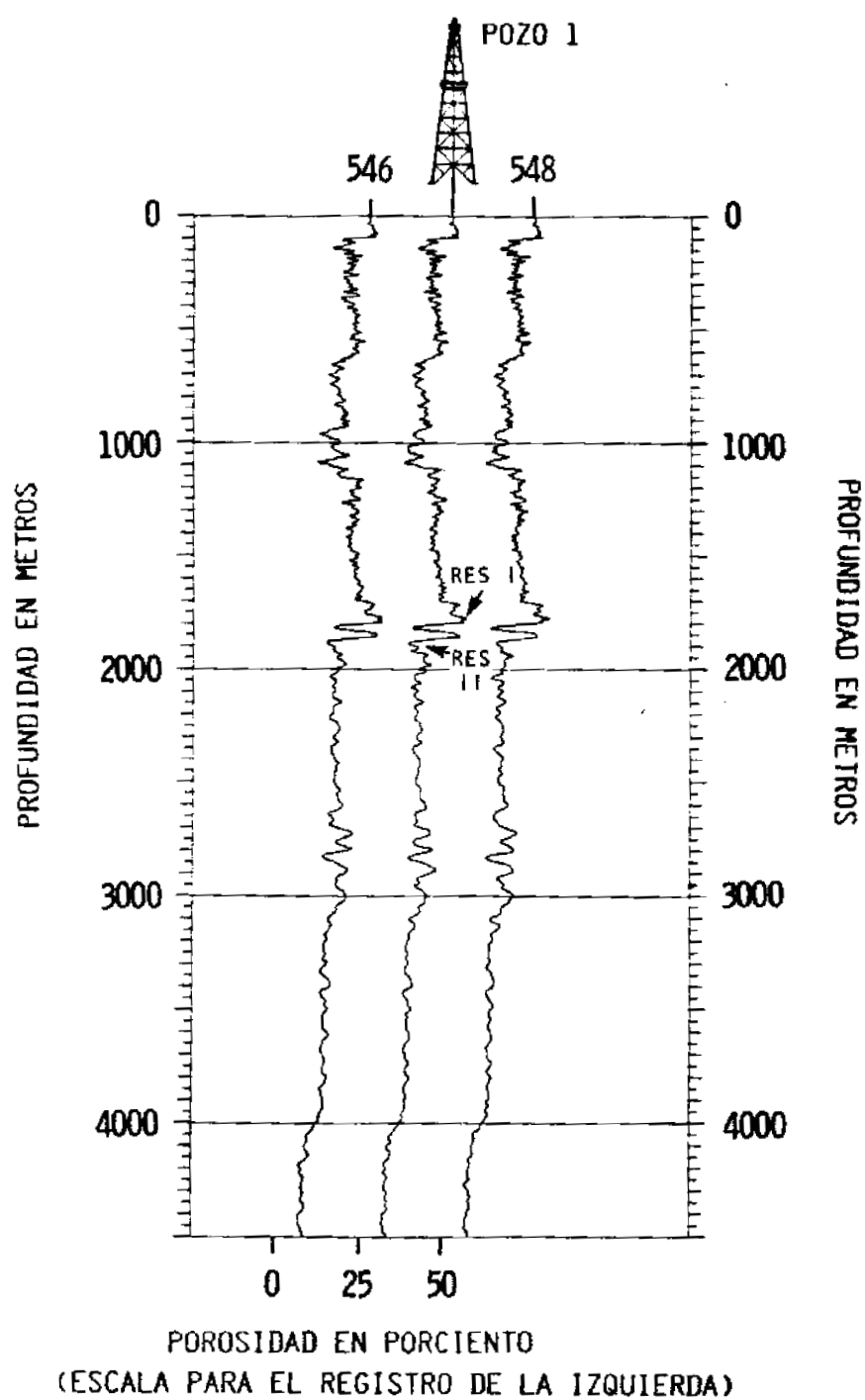


Figura 3

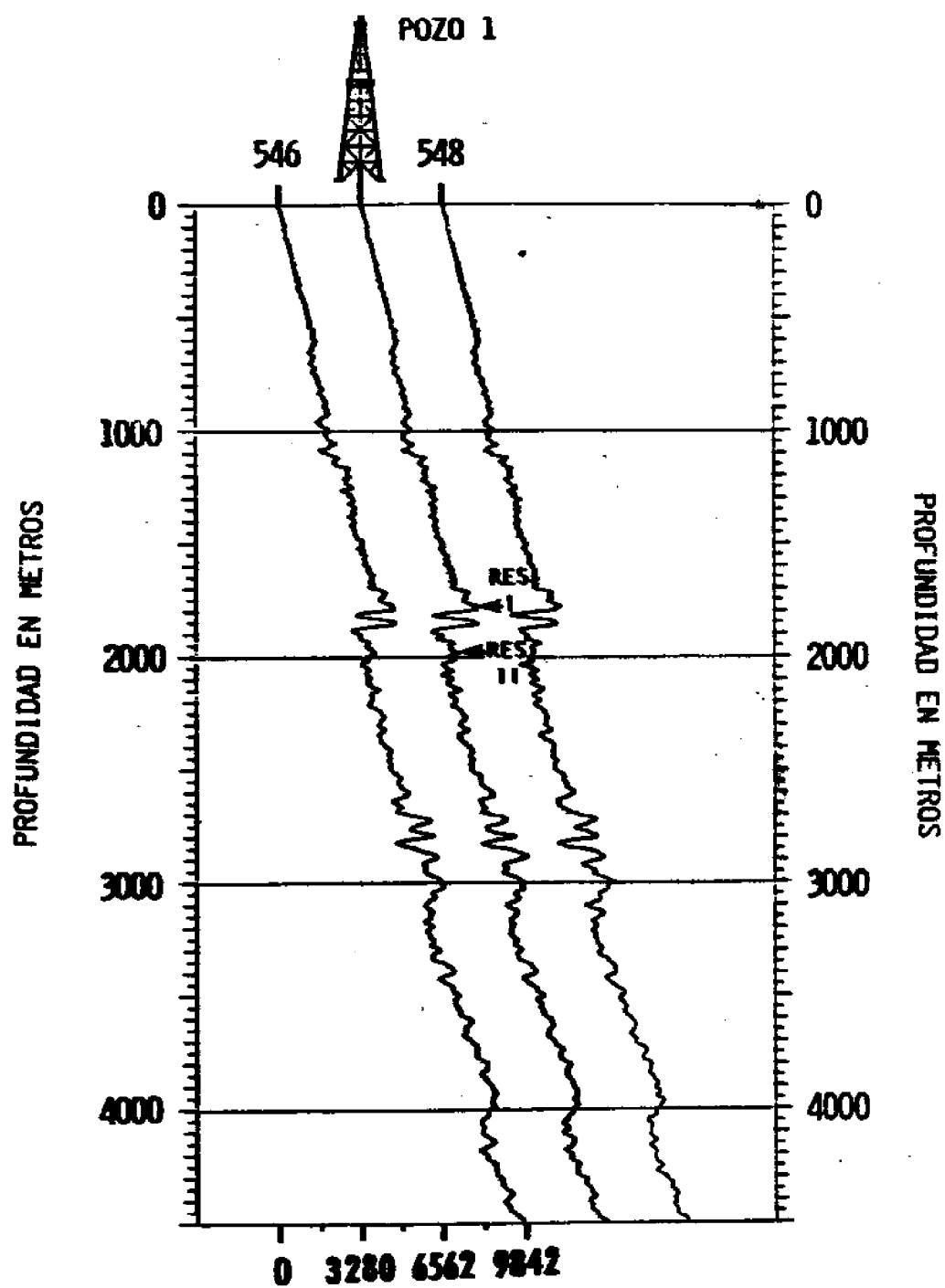


Figura 4

EL PALEOMAGNETISMO EN LA INTERPRETACION
DE DATOS MAGNETOMETRICOS

L. M. Alva Valdivia,
J. Urrutia Pucugauchi y
D. J. Morán Zenteno
Laboratorio de Paleomagnetismo
y Geofísica Nuclear,
Instituto de Geofísica,
UNAM

RESUMEN

El campo geomagnético presenta variaciones con distintos períodos, desde menores de segundo hasta miles de millones de años. Dentro de las variaciones de período mayor se tienen los cambios de polaridad y excursiones ($\sim 10^3 - 10^4$ años), los eventos ($\sim 10^4 - 10^5$ años), y las épocas de polaridad ($\sim 10^6 - 10^7$ años). El campo geomagnético principal ha cambiado su polaridad repetidas veces en el pasado. En el Cenozoico se han documentado numerosos cambios, con el último hace unos 700,000 años, mientras que en el Mesozoico y Paleozoico se han documentado épocas de polaridad predominante de hasta 60 m.a. Además, debido al movimiento relativo de las capas externas del planeta (placas litosféricas), la posición relativa de los polos magnéticos ha variado con

el tiempo (movimiento polar aparente). Estos cambios ocasionan que las direcciones de magnetización remanente en áreas y unidades particulares varíen de acuerdo a la edad de las magnetizaciones. Así pues, haciendo uso de la escala de polaridades y la curva de desplazamiento polar aparente, es posible estimar las direcciones de magnetización remanente y emplearlas en la interpretación de datos magnetométricos, principalmente en anomalías con una fuerte desviación de la dirección del campo geomagnético presente, lo que implica una fuerte contribución del magnetismo remanente natural. Estimando además (por geología) la edad de la roca, tomamos la dirección esperada para dicho período y asignamos un rango de magnetización remanente que aunado a la dirección de magnetización inducida y la dirección de magnetización total, es posible obtener la intensidad de magnetización total e inducida, y por tanto la susceptibilidad magnética del cuerpo que produce la anomalía. Esto podría aplicarse en áreas donde el cuerpo anómalo se encuentra en el subsuelo, donde por las condiciones imperantes es muy difícil realizar el estudio paleomagnético.

CAMBIOS DE POLARIDAD DEL CAMPO GEOMAGNETICO

"Para un paleomagnetista un volcán es una cinta magnética de una grabadora gigante, ya que conforme cada flujo de lava se

enfri a, pequeños granos de magnetita se van alineando magnética-mente en la dirección del campo terrestre. Y al medir el magnetismo remanente de los flujos de lava, él puede determinar la dirección del campo terrestre al tiempo de formación de cada flujo l vico" (Cox, 1973).

En las primeras décadas del presente siglo, a partir del estudio de propiedades magnéticas de rocas volcánicas (Brunhes, 1906; Matuyama, 1929; Mercanton, 1926), se empezó a pensar que el campo geomagnético (CGM) principal cambiaba de polaridad. Estos investigadores encontraron que al calentar esos materiales hasta sus temperaturas Curie y enfriarlos en el CGM presente, adquirían una magnetización remanente débil pero sumamente estable paralela a la dirección del campo geomagnético presente. Cuando analizaron rocas desde el Pleistoceno temprano hacia atrás, encontraron que una buena proporción de éstas estaba magnetizada en dirección opuesta a aquélla del campo presente. Para explicar esta magnetización remanente reversa, ellos propusieron que la dirección del CGM se había invertido 180 grados. Uno de los primeros paleomagnetistas que investigaron acerca de las inversiones magnéticas y que propuso que el CGM había apuntado antiguamente hacia el Sur (estudio realizado en Japón). Fue Matuyama quien estableció como dirección normal a aquélla que est  dirigida hacia el Norte y

hacia abajo (paralela al CGM presente), y como dirección reversa aquélla que está dirigida hacia el Sur y hacia arriba. El observó que las lavas con magnetización reversa eran siempre más viejas que aquéllas normales. Está fue la primera sugerencia de una secuencia de tiempo asociada con rocas magnetizadas normal y reversa. La suposición de Matuyama fue confirmada por varios paleomagnetistas en las décadas siguientes, y con el descubrimiento de cada vez más y más reversiones. Pronto se observó que la longitud del tiempo entre reversiones variaba continuamente en un amplio rango, desde eventos muy cortos hasta largas épocas de polaridad (Tabla 1). En la tabla 2 se mencionan algunas evidencias de la existencia de reversiones del CGM (Valencio, 1980).

En la figura 1 se tiene una escala de polaridades, donde se puede observar que en el Cenozoico la frecuencia de ocurrencia de reversiones de polaridad es mayor (siendo la última hace unos 700,000 años) que en el Mesozoico y Paleozoico, donde ha habido épocas de polaridad predominante de hasta 60 m.a. Esto tal vez se deba a que los métodos de fechamiento no tienen la precisión deseada. Es importante apuntar que los cambios de polaridad terrestre están basados únicamente en observaciones paleomagnéticas, siendo obviamente crítico establecer que los cambios de polaridad son atribuibles a cambios geomagnéticos y no a algún mecanismo

físico de autorreversión, el cual ocurre en ciertas rocas (Tarling, 1983).

Según Irving y Pulliah (1976), se disponen de cuatro métodos para la correlación de la escala de tiempo con los cambios de polaridad (cronología de polaridades), éstos son:

- 1) Directo (edades radiométricas y polaridades conocidas)
- 2) Marino (estudios magnéticos marinos)
- 3) Escala de tiempo (cocientes de polaridad y escala geológica)
- 4) De estratificaciones (estudios en secuencias estratigráficas bien definidas).

Su aplicación depende del período bajo estudio y en algunos casos se usa una combinación de ellos.

Así, arribamos a una de las cuestiones formuladas más importantes, que es: ¿Por qué se invierte el campo magnético terrestre?, y de aquí a otra más básica, que es: ¿Por qué tiene la Tierra un campo magnético?. La respuesta según Cox (1973) es que los campos magnéticos son generados por procesos magnetohidrodinámicos (MHD) en la Tierra (y en otros planetas y estrellas), que tengan las siguientes propiedades:

1. Que estén parcial o completamente en estado fluido

2. Que el fluido sea un buen conductor eléctrico
3. Que el fluido esté en estado turbulento o convectivo
4. Y que la estrella o planeta esté rotando.

En el caso de nuestro planeta tenemos:

1. Los estudios sísmicos han mostrado que la parte externa del núcleo terrestre está en estado fluido.
2. Evidencias indirectas sugieren que este fluido está compuesto de hierro-níquel, material buen conductor de la electricidad.
3. Urey (1952) ha sugerido que la fuente de energía necesaria para iniciar el movimiento convectivo podría originarse en los fenómenos de cristalización y cambios químicos existentes en el interior del núcleo. Y Uerhoogen (1969) dice que sólo por el calor generado en el proceso de solidificación en el interior del núcleo es suficiente para mantener el mecanismo de convección.
4. El movimiento de rotación terrestre sirve para ordenar las corrientes de convección; dicho ordenamiento se produciría por efecto de la fuerza de Coriolis, provocando que el CGM resultante tenga, a grandes rasgos, simetría respecto del eje de rotación terrestre.

La idea básica de la dínamo MHD es que una corriente eléc-

trica se induce en un fluido conductor conforme éste se mueve a través de algún campo magnético. Y bajo ciertas condiciones la corriente, a su vez, producirá un campo magnético que refuerza el campo original. El sistema de realimentación no está completamente esclarecido, siendo comprendido sólo para los movimientos del fluido más simples. Por otro lado, se ha intentado hacer un modelo de reversiones geomagnéticas indirectamente en dos formas. La primera es obtener una solución matemática completa para una dínamo mecánica simple análoga a aquélla de la Tierra. La más comúnmente analizada consiste de dos discos metálicos rotando a diferentes velocidades e interconectados con bobinas de cable, figura 2 (Rikitake, 1958; Allan, 1962). La descripción matemática de esas dínamos mecánicas muestra que bajo ciertas condiciones el flujo de corriente en los cables cambia de dirección; esto es, se invierte (figura 2 y 3). Bullard cita (1968): "Es posible que las características electromagnéticas esenciales del mecanismo que produce el campo terrestre sean simuladas o realmente caricaturizadas por la doble dínamo".

Una segunda aproximación para crear un modelo de reversiones es considerarlas como un proceso estocástico o aleatorio (Cox, 1968; Parker, 1969; Nagata, 1969). En esta aproximación, las inversiones están enlazadas a celdas de convección (en el núcleo -

terrestre) a gran escala.

MOVIMIENTO POLAR APARENTE

Debido al movimiento de las capas externas del planeta (placas litosféricas), la posición relativa de los polos magnéticos ha variado con el tiempo (movimiento polar aparente) o, según Valencio (1980), "la curva que vincula cronológicamente las posiciones de los polos paleomagnéticos, para un continente dado se denomina curva de desplazamiento polar aparente". Dicha curva representa la mejor aproximación a las distintas posiciones que ha ido ocupando el continente respecto al polo de rotación. Esta es una forma convencional de presentar los datos paleomagnéticos que no debe ser engañosa, ya que el polo de rotación terrestre ha estado inmóvil a través del tiempo y lo que se ha ido desplazando es el continente.

Una forma de reconstruir las posiciones relativas de los continentes y definir sus movimientos en el pasado geológico, es por simple comparación de sus curvas de desplazamiento polar. Por ejemplo, si las curvas de desplazamiento polar coetáneas de los distintos continentes fuesen coincidentes, ello indicaría que no hubo movimiento entre los mismos (deriva continental) y que el posible

movimiento representado por dichas curvas es una manifestación del desplazamiento de la corteza terrestre como un todo, respecto del polo geográfico de rotación. Por el contrario, si las curvas de desplazamiento polar de los diferentes continentes presentan secciones coetáneas de iguales características pero cuyas posiciones geográficas son distintas, al desplazarlas solidariamente con sus respectivos continentes hasta hacer coincidir sus tramos coetáneos similares, se obtendrán las posiciones relativas de dichos continentes, lográndose una reconstrucción paleográfica de los mismos, (Valencio, 1980).

En el caso de los estudios realizados en México, la curva de desplazamiento polar aparente para el cratón de Norte América durante los últimos 300 m.a. (Carbonífero) es la que se usa de referencia, y se muestra en la figura 5 (Irving, 1979). En ésta se observa una forma en zig-zag, siendo las partes de máxima curvatura representantes de cambios importantes en la deriva de Norte América. Los paleopolos o posiciones polares paleomagnéticas son calculados suponiendo que el CGM medio tiende a un dipolo geocéntrico y axial de tal modo que las trayectorias de movimiento polar aparente mapean los movimientos de continentes relativos al polo rotacional. Estos paleopolos son vitales para la geodinámica, ya que proveen uno de los mejores medios para determinar los

movimientos de corteza continental relativos entre ellos, y el polo. Estos cambios ocasionan que las direcciones de magnetización remanente en áreas y unidades particulares varíen de acuerdo a la edad y posición en que se adquirió dicha magnetización.

EL MAGNETISMO REMANENTE EN LA INTERPRETACION DE ANOMALIAS MAGNETICAS.

Los campos magnéticos de cuerpos geológicos, se manifiestan como disturbios en el CGM normal (anomalías magnéticas), están presentes porque esos cuerpos contienen diferentes cantidades de minerales ferromagnéticos y porque ellos fueron formados y están situados dentro del CGM, (Mares, 1984).

La configuración de las anomalías es afectada por la forma, dimensiones, posición, profundidad, naturaleza petrográfica, etc. de las inhomogeneidades geológicas asociadas. Siendo la interpretación el medio por el cual se trata de conocer la mayoría de los parámetros anteriores.

El magnetismo remanente natural (NRM) es un parámetro magnético cuya naturaleza es bastante compleja. Sabemos que en el instante en que se formó la roca, así como en el curso de su historia geológica, una serie de factores químicos y físicos actua-

ron sobre la roca. Consecuentemente, se generaron diversos tipos de magnetismo remanente con direcciones e intensidades diferentes, los cuales pueden estar representados simultáneamente con diferentes proporciones en la misma roca. En general, el NRM es la suma vectorial de varias magnetizaciones remanentes, difiriendo en origen y estabilidad, existiendo independientemente una de otra y variando de acuerdo a diferentes reglas. La co-acción del CGM fue necesaria para que todos los tipos de magnetización remanente fueran generados. En la tabla 3 se analizan las características de los tipos de magnetismo remanente más frecuentes e importantes. Si las rocas son magnéticamente isotrópicas, la dirección de cada una de esas magnetizaciones es idéntica a la dirección del CGM que está actuando cuando éstas fueron generadas; en cambio para rocas altamente anisotrópicas hay usualmente una gran divergencia entre las dos direcciones, hecho que es llamado autorreversión o sea cuando la roca adquiere una magnetización remanente antiparalela al campo magnético ambiente, y que particularmente ocurre en rocas ígneas que contienen minerales de la serie ilmeno-hematitas.

Las componentes más frecuentes del NRM en rocas ígneas (aparte del MR isotérmico y el MR viscoso) son: El MR térmico y el MR químico; en rocas sedimentarias: El MR químico, el MR térmico parcial y el MR deposicional; y en rocas metamórfi-

cas, la magnetización piezoremanente.

Generalmente el NRM en rocas ígneas, principalmente en las extrusivas, es de mayor intensidad que el magnetismo inducido, mientras en el resto de las rocas dicha relación se invierte; esto puede observarse del análisis de los valores del coeficiente de Koengisberger "Q" (NRM/J_i) para los distintos tipos de rocas analizados (ver tabla 4), Urrutia, 1977.

El NRM es, por tanto, una componente importante a considerarse en la interpretación de anomalías magnéticas. Varios investigadores, desde hace algunas décadas, han tratado de resolver el problema, usando desde métodos empíricos, modelados y paleomagnéticos (obtención del NRM directamente de núcleos de roca), algunos de ellos son: Girdler y Peter (1960), Green (1960), Watkins (1961), Books (1962), Hays y LeRoy (1963), Strangway (1965), Gaucher (1965), Zietz y Andreasen (1967), Saad (1969), Shurbet et al (1976) y Urrutia (1976).

En la tabla 4 se presentan también algunos valores de intensidad del NRM para distintos tipos de rocas, pudiéndose observar que las intensidades más fuertes corresponden a rocas ígneas extrusivas.

El magnetismo inducido (J_i), en general, se considera paralelo (asumiendo que la contribución de campos magnéticos locales y efectos de anisotropía y de desmagnetización es pequeño) y proporcional al CGM, lo cual sólo es válido para campos de baja intensidad (como el terrestre). Por otro lado, el NRM, está presente aún en ausencia de un campo magnético ambiental, y puede tener dirección, sentido y magnitud distinta al CGM. Dado que el magnetismo total es la suma vectorial de J_i y NRM, el conocimiento de ellos permite explicar, por ejemplo, el que una gran masa de roca presente una anomalía pequeña o una pequeña masa tenga una anomalía grande, ya que esto depende de la resultante de la suma vectorial mencionada, Urrutia, 1977.

Ahora bien, comúnmente estas interpretaciones se efectúan considerando que la NRM es muy pequeña o colineal al J_i , lo cual implica un grave error, ya que se puede interpretar un tamaño o una susceptibilidad mayor, o una profundidad del cuerpo inferior a la real. En la figura 6 se muestra la importancia que tiene la dirección y magnitud del NRM, en caso de que dicho vector sea: Igual y opuesto, perpendicular, e igual y del mismo sentido al vector de magnetización inducida por el CGM presente.

ESTIMACION DE LA DIRECCION E INTENSIDAD DEL NRM Y APLICACION EN LA INTERPRETACION DE DATOS MAGNETOMETRICOS.

Conociendo la importancia del NRM, y la gran dificultad de poder aplicar el método paleomagnético en zonas donde el cuerpo anómalo se encuentra en el subsuelo, se presenta el siguiente método, el cual se basa en la escala de polaridades y en la curva de desplazamiento polar aparente para estimar la dirección del NRM y emplearla en la interpretación de anomalías magnetométricas. Se ilustra el método con datos aeromagnéticos del Sur de México (Estados de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco).

Considerando el efecto que tiene la latitud en la forma de la anomalía (figura 7), se seleccionaron algunas que tuvieran una marcada desviación de la dirección actual del CGM, lo que indica una fuerte contribución de la NRM, así como reversiones de polaridad en la anomalía (valor máximo al Norte y mínimo al Sur) indicando una NRM mucho mayor y de sentido opuesto al CGM presente.

Así pues, haciendo uso de la escala de polaridades del CGM y de la curva de desplazamiento polar aparente para la parte estable de Norte América, y usando las relaciones mostradas en la figura 5, se calcularon las direcciones esperadas (tabla 5) para cada

uno de los períodos geológicos (Irving, 1979), dando los resultados de la figura 8 para polaridad normal, y figura 9 para polaridad reversa. Estimando además, geológicamente, que las rocas en estudio son del Cretácico superior (puede hacerse también la estimación correlacionando las direcciones paleomagnéticas calculadas con los parámetros en el modelado de los datos magnetométricos), tomamos la dirección esperada reversa para dicho período y asignamos un rango de intensidad de NRM. Dicho rango para rocas ígneas es del orden de 10^{-3} a 10^1 A/m, para rocas sedimentarias $\sim 10^{-3}$ A/m, y para rocas metamórficas depende del tipo de roca original y, naturalmente, del carácter del metamorfismo (Mares, 1984). Este rango puede estrecharse más, si se tiene idea del tipo de roca que está produciendo la anomalía y del medio ambiente geológico donde se encuentre.

El rango de intensidad de NRM usado en los ejemplos, se determinó en base a que en la zona donde se tomaron las anomalías, se encuentran aflorando cuerpos ígneos extrusivos principalmente e intrusivos en menor cantidad, de composición intermedia a ácida (por ejemplo: Sienita, riolita, monzonita, dacita, diorita, etc.), por lo que el valor elegido fue 0.83 ± 0.2 A/m (estos valores fueron determinados paleomagnéticamente, tabla 3).

Con la dirección e intensidad estimada de la NRM (J_r), la dirección de la magnetización inducida y la dirección e intensidad de magnetización total (J_t), procedimos a hacer la reconstrucción vectorial obteniendo finalmente tanto la intensidad del magnetismo inducido y consecuentemente la susceptibilidad magnética ($k=J_i/H$), como la intensidad de magnetismo total resultante. En las figuras 10 a 17 se muestran algunos ejemplos ilustrativos del método, indicándose los valores obtenidos (ver también tabla 7). El valor usado para la intensidad del CGM en el área fue $H=0.43 \pm 5\%$ Oe.

CONCLUSIONES

Como se puede ver en los valores de magnetización remanente e inducida de las figuras 10-17, así como en la tabla 4, la contribución del NRM es muy importante, particularmente cuando este vector tiene polaridad cada vez más oblicua y opuesta al vector de J_i ($J_r > J_i$), siendo del mismo orden para direcciones intermedias. Por demás es mencionar el considerable error que habría en la interpretación, al no considerar la influencia del NRM.

Los resultados mostrados en los ejemplos se consideran preliminares, debido a las incertidumbres en las estimaciones de la edad y a la posibilidad de movimientos tectónicos relativos entre -

el Sur de México y el cratón de Norte América para el Cretácico tardío y Cenozoico.

Otra cuestión importante es la incertidumbre del valor elegido para hacer la composición vectorial, ya que de ésta se derivarán las incertidumbres tanto de la magnetización remanente total como de la inducida, que en los ejemplos se determinaron gráficamente (son las líneas laterales en la composición vectorial), leyendo los valores con la misma escala gráfica. Estos valores son lo que se conoce como error típico y que físicamente representa el grado de confiabilidad de una serie de mediciones.

El método sugerido ofrece la posibilidad de estimar la dirección e intensidad de la NRM (y magnetización total) para casos en que las unidades de interés no se encuentren expuestas o que se requiera una estimación preliminar. Dado el carácter aproximado del método, éste no constituye una alternativa al estudio paleomagnético directo, que deberá efectuarse cuando sea factible. Este trabajo es una aportación más, que junto con una serie de investigadores ya citados, intenta mostrar la importancia del magnetismo remanente natural en la interpretación de anomalías magnéticas.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Cronología de polaridades del campo geomagnético, basada en estudios paleomagnéticos y radiométricos.
- Figura 2. Dínamo de disco de Bullard (1968). CC'- eje; D- disco rotando; S- espira de cable.
- Figura 3. Doble dínamo de Bullard conectada en serie (Rikitake, 1968).
- Figura 4. Una de las corrientes es un par de dínamos acopiadas. En (A) la corriente oscila alrededor del otro. En (B), la cual es la parte inicial de la misma solución, la inversión solamente sucede en un corto tiempo.
- Figura 5. Envolvente polar para la parte estable de Norte América, desde el Carbonífero tardío hasta el presente. Los polos medios para intervalos de 10 m.a. son marcados por cruces (tabla 5). Las localidades muestreadas también son marcadas con cruces.
- Figura 6. Algunos casos posibles del arreglo de Ji y NRM.
- Figura 7. Efecto de la latitud en la forma de la anomalía.
- Figura 8. Direcciones esperadas, polaridad normal.
- Figura 9. Direcciones esperadas, polaridad reversa.
- Figura 10
a 17. Ejemplos de anomalías magnetométricas de los Estados de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco.

TABLA 1
Variación en tiempo de las componentes del campo geomagnético.

años	segundos	clases de variación	origen	comentarios	referencias
		?	CGM dipolar		Smith, 1967
10^9	$3 \cdot 10^{16}$				
10^8					
10^7	$3 \cdot 10^{14}$	épocas cambios de	CGM dipolar y no di- polar interno.	Comportamiento distinto en las diferentes eda- des geológicas. Determinación de estudios paleomagnéticos.	Cox, 1969
10^6	$3 \cdot 10^{13}$	eventos polaridad			
10^5	$3 \cdot 10^{12}$	paleovariación secular.	CGM no di polar y oscilacio nes del dipolo.	Determinación de estudios paleomagnéticos.	Gough, 1967
10^4	$3 \cdot 10^{11}$	variación del momento dipolar geomagnético y de intensidad del CGM.	CGM dipo- lar.	Procesos de tur- bulencia en el núcleo.	Smith, 1967
10^3	$3 \cdot 10^{10}$	variación secular.	CGM no di polar in- terno.	Mediciones di- rectas del CGM.	Cox y Doell, 1964.
10^2	$3 \cdot 10^9$				
10^1					
10^0					
10^{-1}	$3 \cdot 10^8$	tormentas magnéticas.	CGM exter- no.	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940
10^{-2}	$3 \cdot 10^5$	variación diurna.	CGM exter- no.	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940
10^{-3}	$3 \cdot 10^4$				
10^{-4}					
10^{-5}					
10^{-6}	$3 \cdot 10^1$	micropulsaciones	CGM exter- no.	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940
10^{-7}	$3 \cdot 10^0$				
10^{-8}	$3 \cdot 10^{-1}$	variaciones sub-acústicas.	CGM exter- no.	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940
10^{-9}	$3 \cdot 10^{-2}$				

TABLA 2

Algunas evidencias de la existencia de reversiones del CGM
(Valencio, 1980).

1. Presencia de polaridad reversa en rocas de diferentes edades y provenientes de los diversos continentes.
2. Proporción similar de formaciones con NRM de polaridades normales y reversas.
3. Presencia de polaridad reversa en rocas de igual edad y de distintos: (a) lugares geográficos, (b) origen, (c) litología, (d) composición de minerales magnéticos, y (e) relación de minerales magnéticos a no magnéticos.
4. Presencia de polaridad reversa en las porciones de roca calentadas por el contacto con cuerpos ígneos a alta temperatura, la cual concuerda con la polaridad del cuerpo ígneo.
5. Presencia de magnetismo remanente de direcciones intermedias en rocas encontradas entre unidades con polaridades diferentes, cuyos orígenes corresponderían a épocas de transición de polaridad de CGM.
6. Adquisición de una magnetización remanente de polaridad similar al del campo magnético ambiental en pruebas de laboratorio de remagnetización en rocas cuya NRM era de polaridad reversa.
7. Evidencias semejantes en rocas de polaridad normal.
8. Registro de polaridad preservado en sedimentos oceánicos. Puesto que el proceso de magnetización es probablemente de tipo deposicional y los volcánicos terrestres son magnetizados por procesos térmicos, dos mecanismos completamente diferentes que dan el mismo patrón de reversiones. Proporciona una de las piezas más concluyentes de evidencia que sostiene la existencia de reversiones del CGM.

TABLA 3.

Clasificación de los diversos tipos en que una roca adquiere su magnetismo remanente.

Magnetización remanente isotérmica (IRM). Se origina en presencia de un campo magnético a temperatura y presión constante e inferior al punto de Curie de los minerales magnéticos constituyentes; su intensidad es proporcional a la del campo bajo el límite de saturación y en general es menor que la del IRM.

Magnetización remanente viscosa (VRM). Se adquiere por exposición a los efectos de un cuerpo magnético durante largos períodos y depende de las propiedades del material (viscosidad magnética debida a agitación térmica en la red cristalina o defectos en su estructura) y al intervalo de exposición. Es común en todo tipo de rocas y se acerca a la dirección del CGM presente tanto como 0.9Ji.

Magnetización remanente térmica (IRM). Se genera al enfriarse una roca desde temperaturas mayores que las del punto Curie y de bloqueo de sus minerales magnéticos constituyentes a la del medio ambiente bajo la influencia del CGM del lugar. Las temperaturas de Curie (bajo la cual los minerales adquieren una magnetización espontánea) y de bloqueo (a la cual aumenta el tiempo de relajamiento y el magnetismo adquirido se congela) son características de cada mineral. La IRM depende de la composición, tamaño, y forma de los granos magnéticos. Es el tipo mas estable de magnetización remanente.

Magnetización remanente parcialmente térmica (PTRM). Se genera si una roca se enfría en el campo magnético desde una temperatura menor a aquella del punto Curie de los minerales ferromagnéticos constituyentes (por ejemplo: en metamorfismo de contacto).

Magnetización remanente química (CRM). Originada por cambios químicos debidos a procesos de cristalización, de oxidación, de evolución o de metamorfismo de las rocas, ocurridos a temperaturas inferiores al punto de Curie de los minerales magnéticos.

Magnetización remanente deposicional o detrital (DRM). Se genera por la orientación de las partículas magnéticas de acuerdo a las líneas del CGM, su estabilidad depende del tamaño de grano de los sedimentos y del proceso de depósito, cuanto más finos sean los granos y el depósito más lento y tranquilo, mayor es la estabilidad y más perfecto el alineamiento respecto al CGM presente.

Magnetización remanente piezométrica (PRM). Se presenta por los efectos de magnetoestricción generados en las rocas por la acción de esfuerzos (de origen tectónico o artificiales), depende de las características magnéticas de los constituyentes magnéticos y de la orientación de los esfuerzos.

Magnetización remanente anhísterica (ARM). Se produce debido a la influencia de dos campos magnéticos, uno constante y otro de polaridad variable y decreciente, puede originarse por la acción de descargas eléctricas o en el laboratorio durante los ensayos de estabilidad del magnetismo remanente por medio de campos magnéticos alternos.

TABLE 4

Litología	No. de muestras	Intensidad del MRN (A/m)		Susceptibilidad (10 ⁻³)		Coef. Koensigsberger	Referencias
		Rango	Media	Rango	Media	Rango	
Granito Spinnaw Oka, EUA.	97(41)	1.0 - 180.0	17.5	0.28 - 1.98	1.21	---	Hawes, 1952.
Granito Valle Yosemite, Cal. EUA	55	0.055-0.75	0.365	0.33 - 4.3	2.44	0.25-0.44	0.34 Currie et al 1963.
Sienitas grises y nefelíticas, India.	10	---	---	2.006-4.809	3.602	---	Pekesh Rao 1970.
Riolita Pavacari, Ind. A.	13	0.12-0.44	0.31	2.0 - 3.0	2.410	0.1-0.4	0.27 Verma, Mittal 1972.
Diques terciarios N. de Inglaterra.	---	---	---	---	---	0.3-3.7	Vincenz, 1954
Great Whin Sill N. de Inglaterra.	---	1.8 - 4.0	---	1.5 - 2.3	---	1.8-3.5	Great et al, 1959.
Cuenca Sudbury, Ontario, Canada.	---	1.0 - 60.0	---	0.02 - 5.0	---	0.1-20.0	Wood, 1961.
Basalto Deccan Itap, India.	117	0.06 - 7.0	2.23	0.02 - 15.7	3.93	0.03-46.0	Verma, Mittal 1972.
Havre, Montana, EUA. Sienitas Monzonitas	37 10	0.052 - 3.3 0.390 - 1.7	0.63 0.84	---	1.238 1.662	---	1.1 0.8 Books, 1962. Books, 1962.
Diques Pilansberg Africa del Sur.	---	---	4.0	---	1.7	---	Green, 1960.
Basaltos Terciarios Cuaternarios, Australia.	127	---	2.14	---	0.9	---	5 Green, 1960.
Havre, Montana, EUA. Felsicas Maficas	33 455	0.2 - 10.0 0.2 - 206	2.77 11.05	---	0.56 1.44	---	8.4 13 Books, 1962. Books, 1962.
Serpentinias, Sierra Nevada, Cal. EUA. 38	---	0.06 - 3.24	0.8	0.28-10.5	4.73	0.03-0.59	0.35 Dubois, 1963.
Ignimbritas, basaltos y basaltos andesiticos N. Jal., México. 72	---	0.13 - 2.88	1.11	---	---	---	Watkins et al, 1971.

TABLA 5
 Direcciones esperadas para la zona en estudio, tomando como
 referencia el cratón de Norte América.

Período Geológico	Lofradia		Tecomán		Coalcomán		La Unión	
	D	I	D	I	D	I	D	I
<hr/>								
Plioceno tardío.	356.8	35.9	356.8	34.3	356.8	34.3	356.8	32.6
Oligoceno- Mioceno.	356.9	35.5	356.8	33.9	356.8	33.9	356.8	32.2
Oligoceno.	355.7	35.8	355.7	34.2	355.7	34.2	355.8	32.5
Eoceno tardío.	352.6	35.4	352.6	33.7	352.6	33.7	352.6	31.8
Paleoceno.	346.7	41.9	346.7	40.3	346.7	40.3	346.7	38.3
Cretácico tardío.	338.8	47.1	339.9	45.6	338.9	45.6	338.8	43.5
Cretácico temprano.	333.1	47.9	333.2	46.4	333.2	46.4	333.2	44.2
Jurásico Cretácico.	339.0	31.7	339.2	29.7	339.2	29.7	339.4	27.0
Jurásico Medio.	351.0	22.0	351.2	20.0	351.2	20.0	351.6	17.6

T	Epoch	λ, ϕ	N	k	α_{95}
20	Late Miocene	87, 167	14	68	5
25	Oligo-Miocene	87, 162	21	66	4
30	Oligocene	86, 166	18	56	5
40	Late Eocene	83, 164	16	57	5
50	Early Eocene	81, 177	13	63	5
60	Paleocene	77, 187	11	39	7
70	Late Cretaceous	72, 190	10	44	7
75	" "	72, 194	9	43	8
80	" "	69, 193	7	60	8
90	" "	67, 187	6	349	4
100	Mid-Cretaceous	69, 188	4	579	4
110	Early Cretaceous	68, 185	3	537	5
120	" "	64, 191	3	143	10
125	" "	68, 179	4	39	15
130	" "	67, 170	5	36	13
140	Juro-Cretaceous	70, 161	6	29	13
150	Late Jurassic	74, 134	6	41	11
160	" "	76, 135	5	39	13
170	Middle Jurassic	78, 122	5	43	12
175	" "	78, 110	4	46	14
180	Early Jurassic	73, 103	7	52	9
190	" "	72, 095	10	77	6
200	Late Triassic	68, 093	9	86	6
210	" "	61, 100	10	49	7
220	Middle Triassic	56, 100	9	107	5
225	Early Triassic	56, 102	10	99	5
230	Permian-Triassic	55, 104	9	125	5
240	Late Permian	54, 107	6	88	7
250	" "	43, 123	7	46	9
260	Early Permian	42, 124	8	57	4
270	" "	42, 120	12	44	7
275	" "	43, 121	13	50	6
280	Permian-Carboniferous	44, 122	12	48	6
290	Late Carboniferous	40, 122	16	52	5
300	" "	39, 126	10	104	5

T is time in millions of years followed by the corresponding epoch; λ, ϕ are latitude and longitude of pole; N is the number of values used; k is Fisher's precision; and α_{95} is the radius of the circle of confidence $P = 0.05$. Averaging interval 30 Ma. For the last entry the range is -285 to -305 Ma. The series terminates at -305 Ma, which is about the midpoint of Westphalian time.

Tabla 6. Paleopolos medios para la parte estable de Norte América, del Carbonífero tardío al presente (Irving, 1979).

Tabla 7

Sitio	J_r (A/m)	J_i (A/m)	J_t (A/m)	k (SI) 10^{-3}	$Q=J_r/J_i$
La Mira	0.83	1.17	0.67	0.866	0.71
La Huacana	0.83	1.44	0.78	1.066	0.58
La Huacana	0.83	0.47	0.44	0.348	1.77
La Huacana	0.83	0.94	0.39	0.696	0.88
Cuatro Caminos	0.83	0.98	0.41	0.725	0.85
La Manzanilla	0.83	0.25	0.60	0.192	3.19
Autlán	0.83	1.10	0.49	0.814	0.75
San Miguel	0.83	0.58	0.58	0.429	1.43

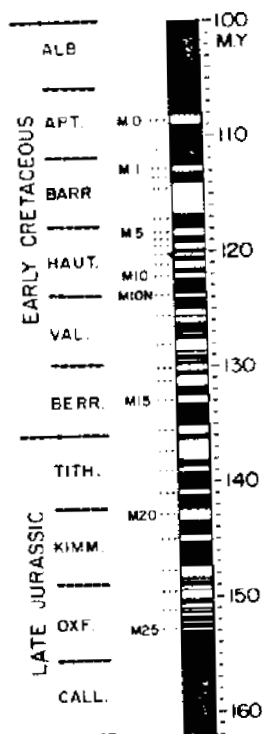
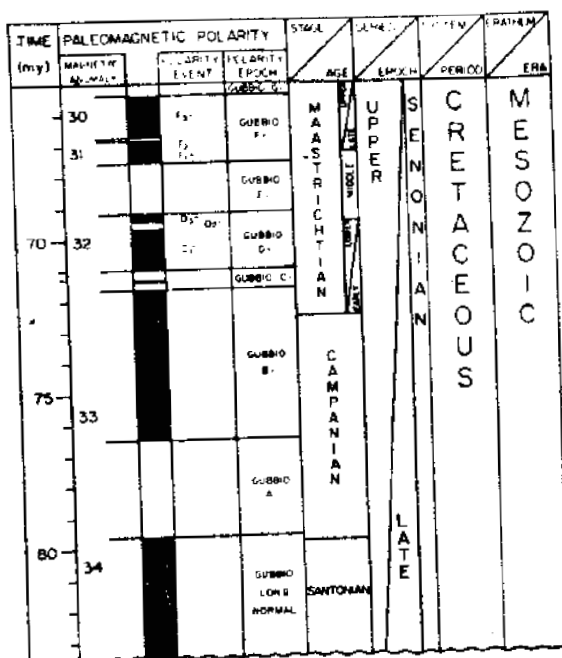
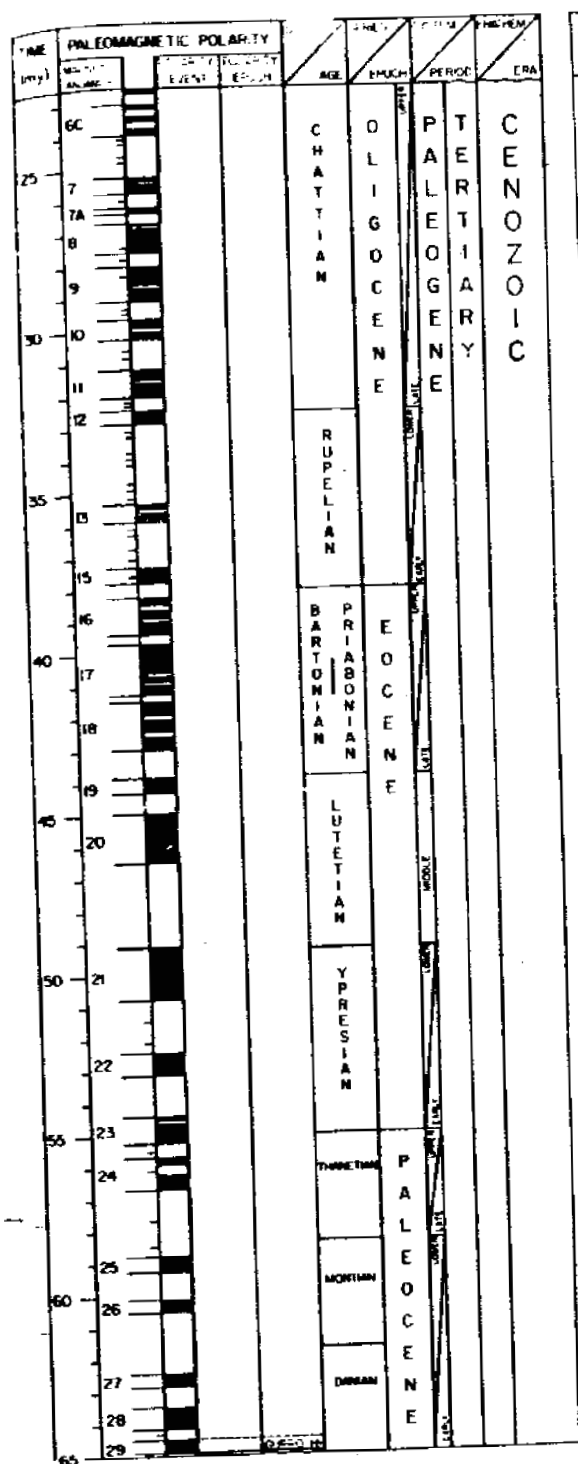


Fig. 1. Diagram of magnetic polarity zones of the Cenozoic era. The diagram shows the magnetic polarity zones of the Cenozoic era, including the Paleogene and Neogene periods. The diagram is divided into columns for Time (my), Paleomagnetic Polarity, Age, Epoch, Period, and Era. The Cenozoic era is subdivided into the Paleogene and Neogene periods. The Paleogene includes the Paleocene, Eocene, and Oligocene epochs. The Neogene includes the Miocene, Pliocene, and Quaternary epochs. The diagram shows alternating magnetic polarity zones (normal and reversed) and their corresponding geological periods and ages.

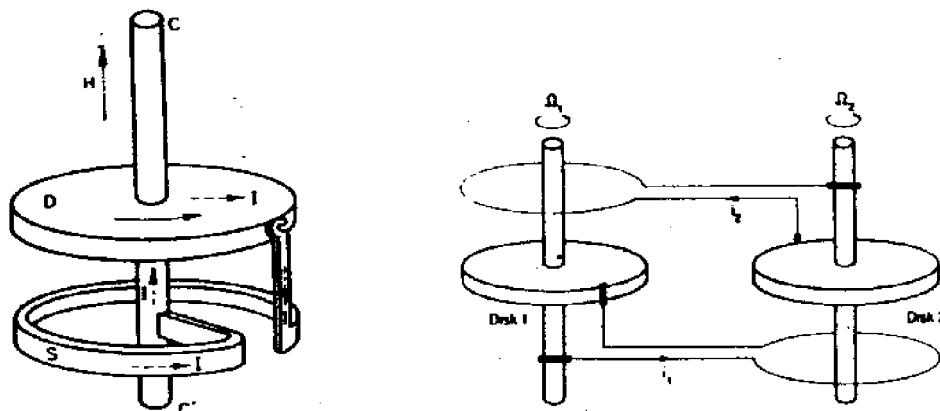


Figura 2. Dínamo de disco de Bullard (1968). CC'- eje;
D- disco rotando; S- espira de cable.

Figura 3. Doble dínamo de Bullard conectada en serie
(Bikitova, 1968).

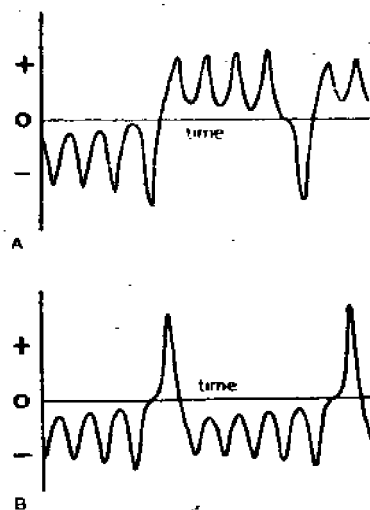
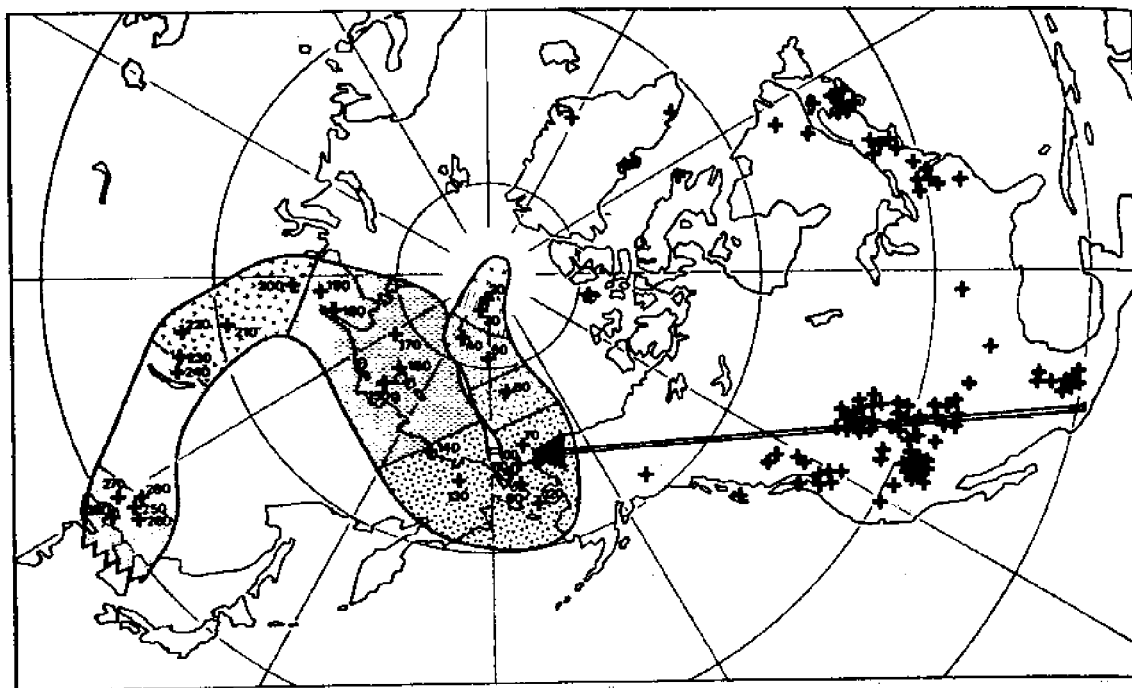


Figura 4. Una de las corrientes en un par de dínamos
acopladas. En A) la corriente oscila alrededor
de 0. En B) la cual es la parte principal de
la misma señalada, la inversión solamente sucede
en ciertos tiempos.



PALEOLATITUD

$$\lambda = \sin^{-1} \left\{ \sin \lambda \sin \lambda_r + \cos \lambda \cos \lambda_r \cos (\varphi_r - \varphi) \right\}$$

DECLINACION ESPERADA.

$$D = \sin^{-1} \left\{ \sin (\varphi_r - \varphi) \cos \lambda_r / \cos \lambda_r \right\}$$

INCLINACION ESPERADA.

$$I = \tan^{-1} \left\{ 2 \tan \lambda_p \right\}$$

(λ, φ) SITIO DE REFERENCIA

(λ_r, φ_r) POLO PALEOMAGNETICO.

Figura 3. Envolverte polar para la parte estable de Norte América, desde el Carbonífero tardío hasta el presente. Los polos seccionados para intervalos de 10 m.e. son marcados con cruces (tabla 3). Las localidades muestreadas también son marcadas con cruces.

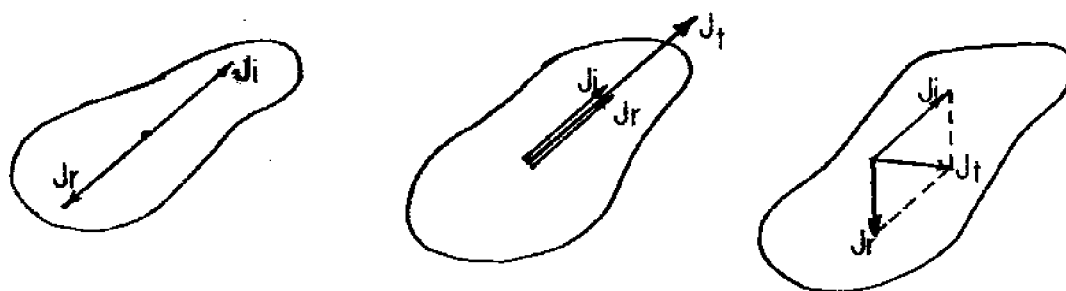
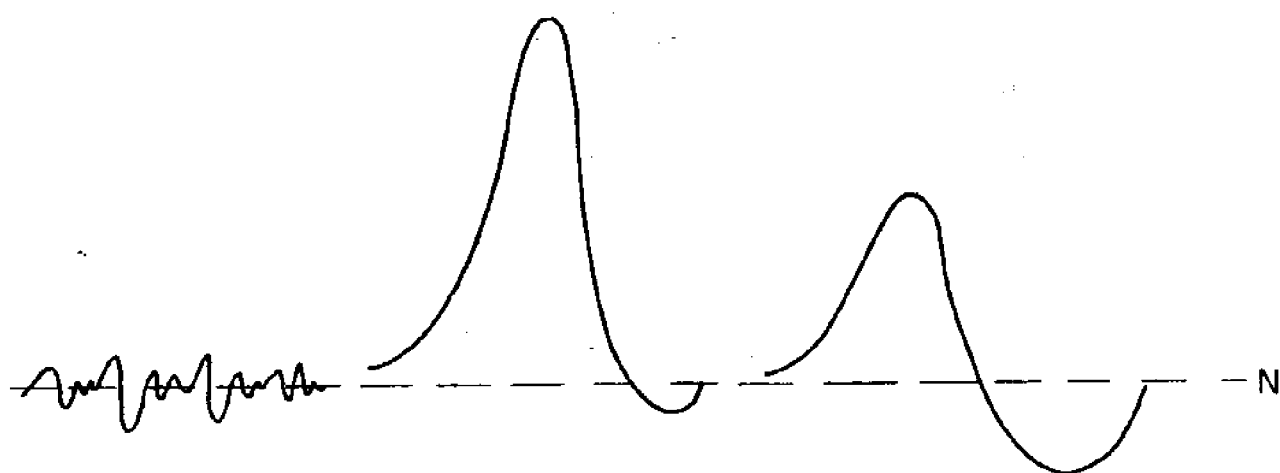


Figura 5. Algunos casos posibles del arreglo de J_i y J_r .

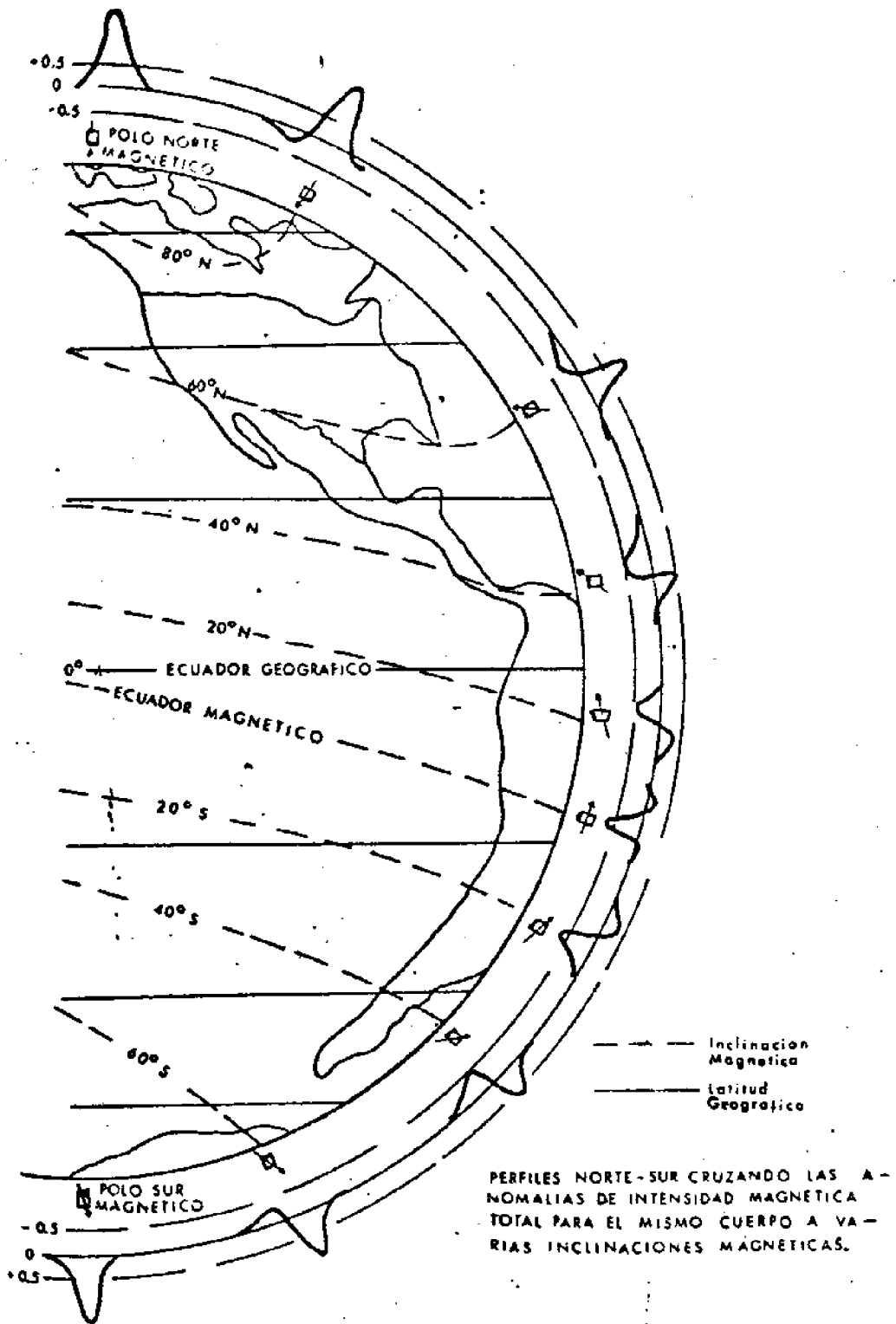


Figura 2. Efecto de la latitud en la anomalía de la intensidad magnética.

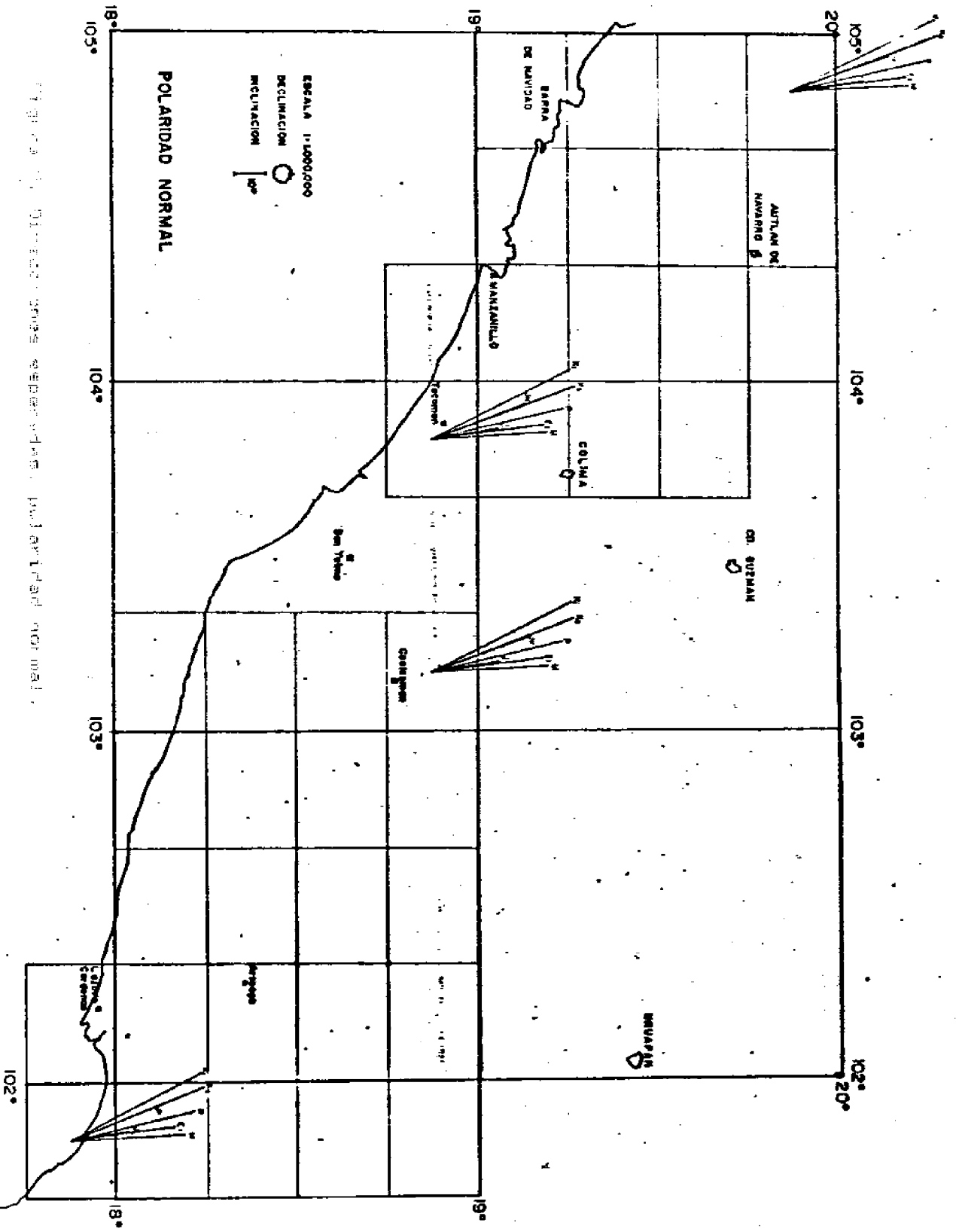
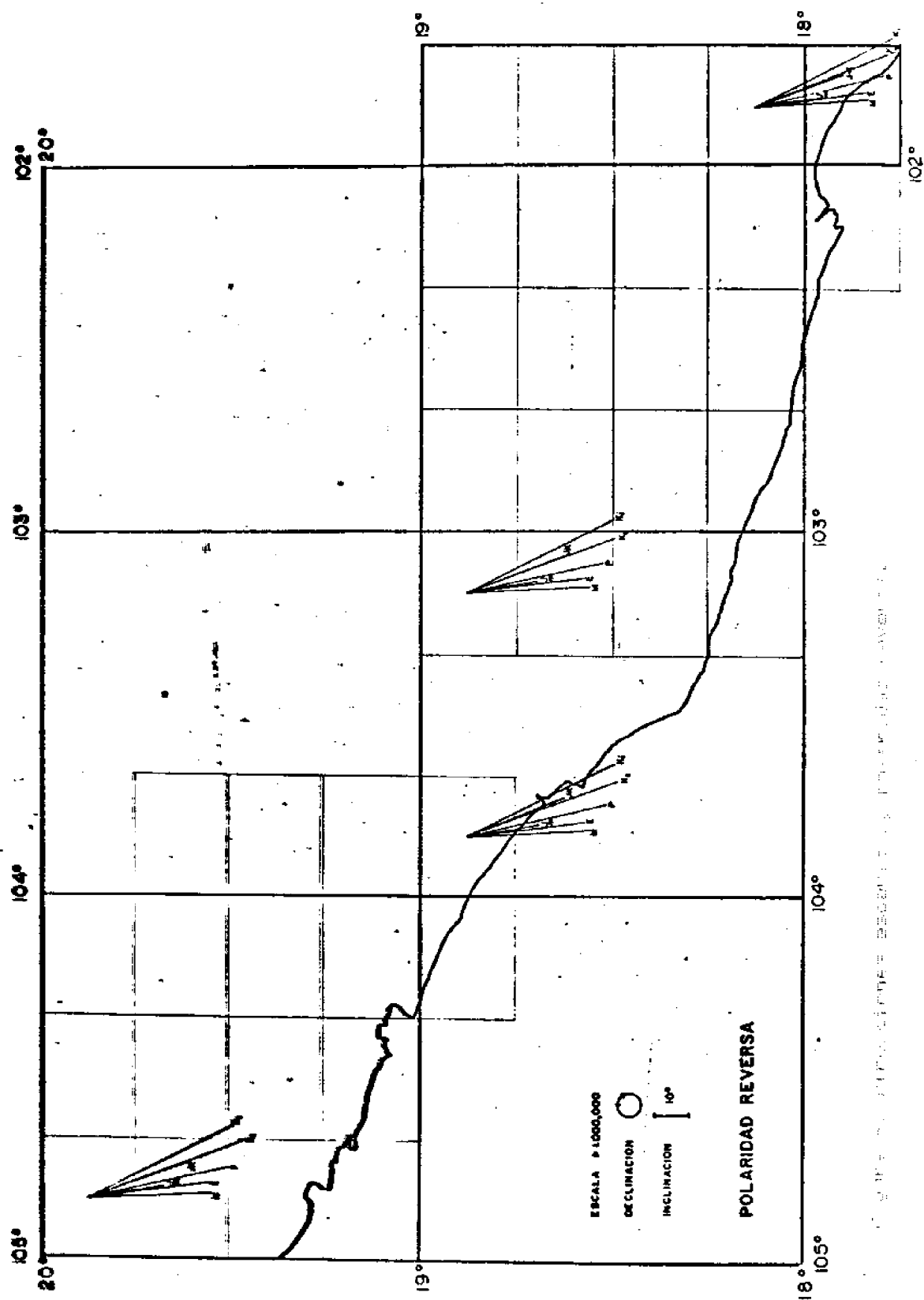


Figura 1. Dirección y magnitud de la polaridad normal.



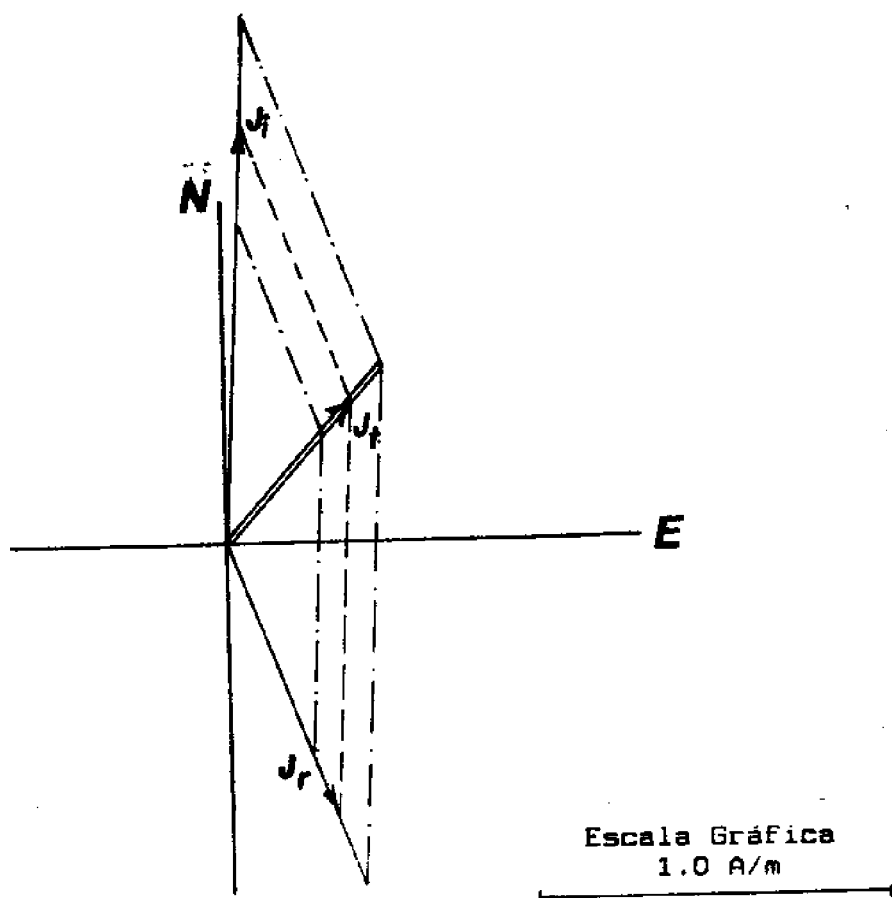
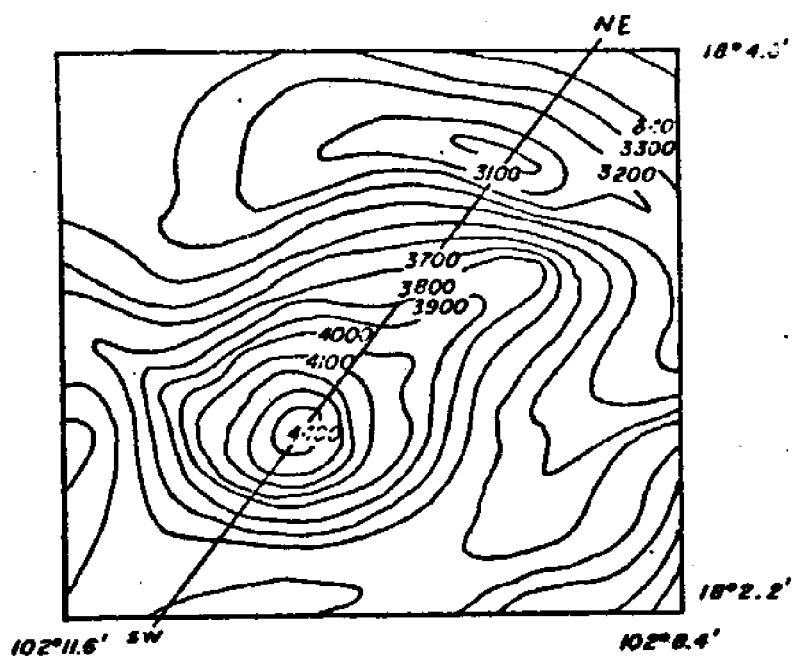
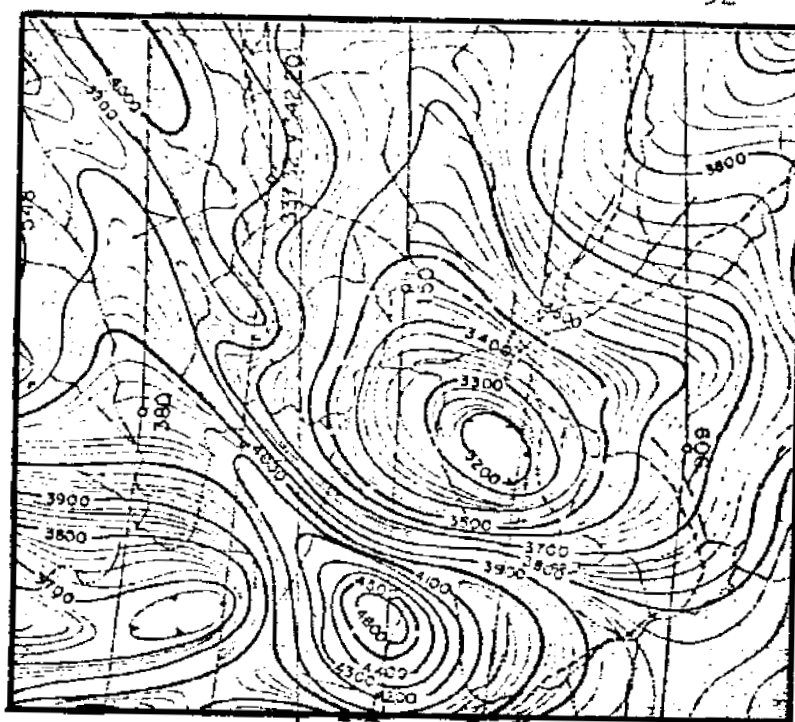
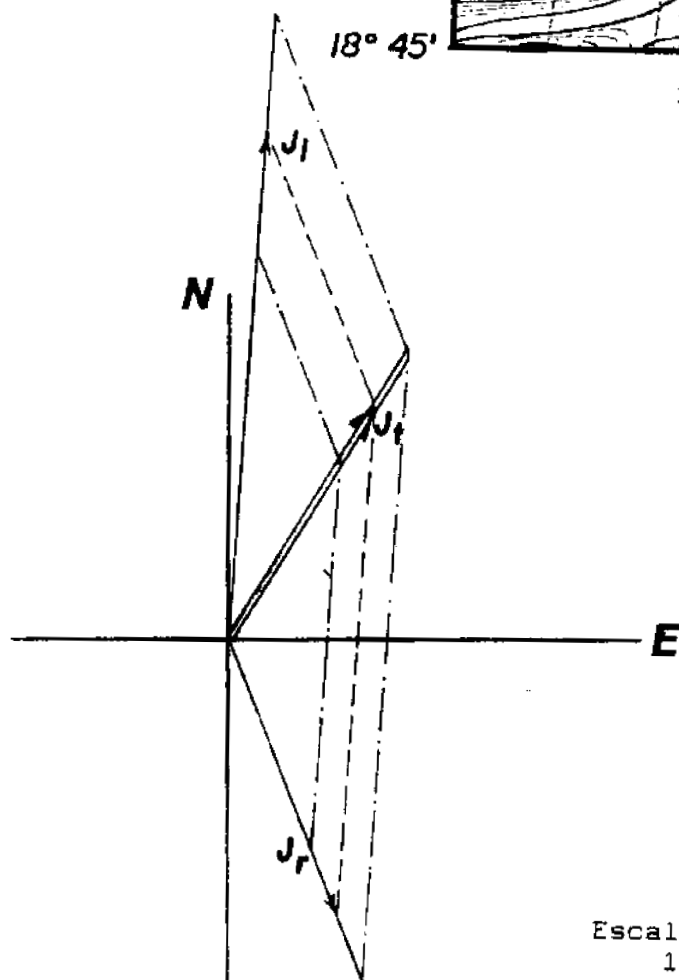


Figura 10. La Mira. $J_r = 0.83$ 0.20 A/m; $J_t = 0.67$ 0.13 A/m;
 $J_i = 1.17$ 0.29 A/m



$18^{\circ} 45'$

$101^{\circ} 56'$



Escala Gráfica
1.0 A/m

Figura 11. La Huacana. $J_r = 0.83 \quad 0.20 \text{ A/m}$; $J_t = 0.78 \quad 0.18 \text{ A/m}$;
 $J_i = 1.44 \quad 0.34 \text{ A/m}$

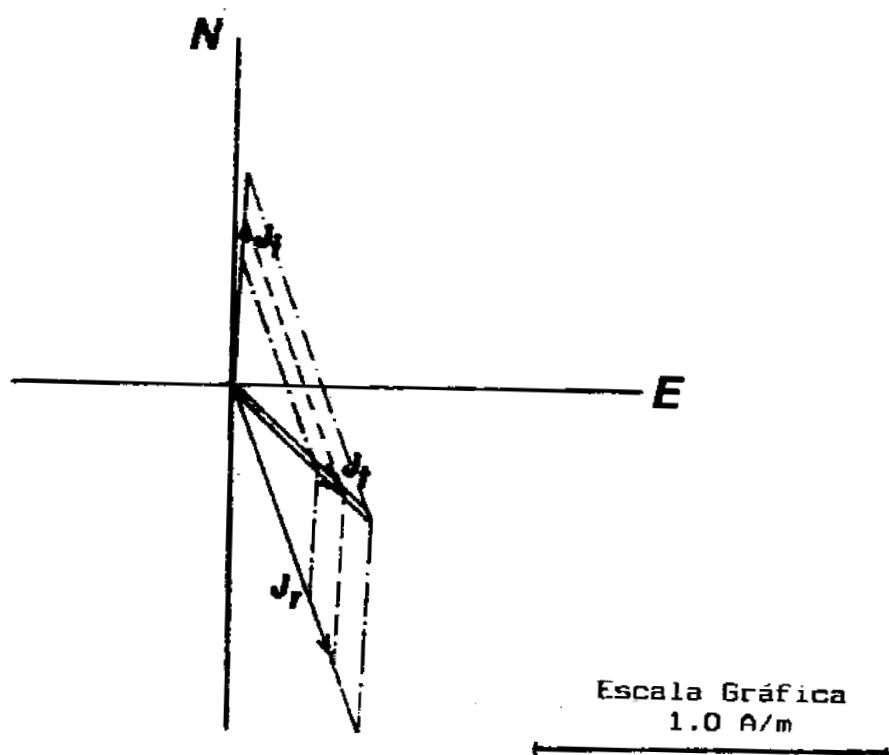
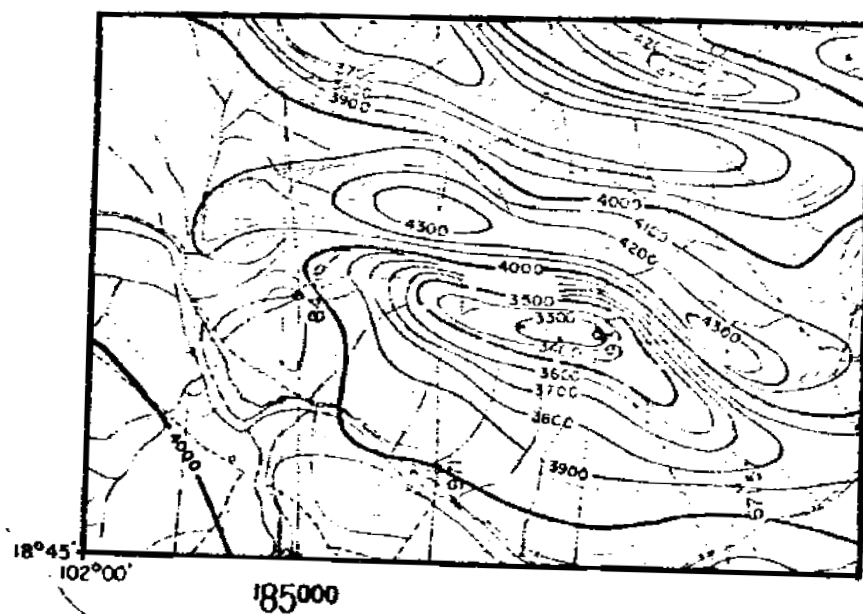


Figura 12. La Huacana. $J_r = 0.83$ 0.20 A/m; $J_t = 0.44$ 0.10 A/m;
 $J_i = 0.47$ 0.13 A/m

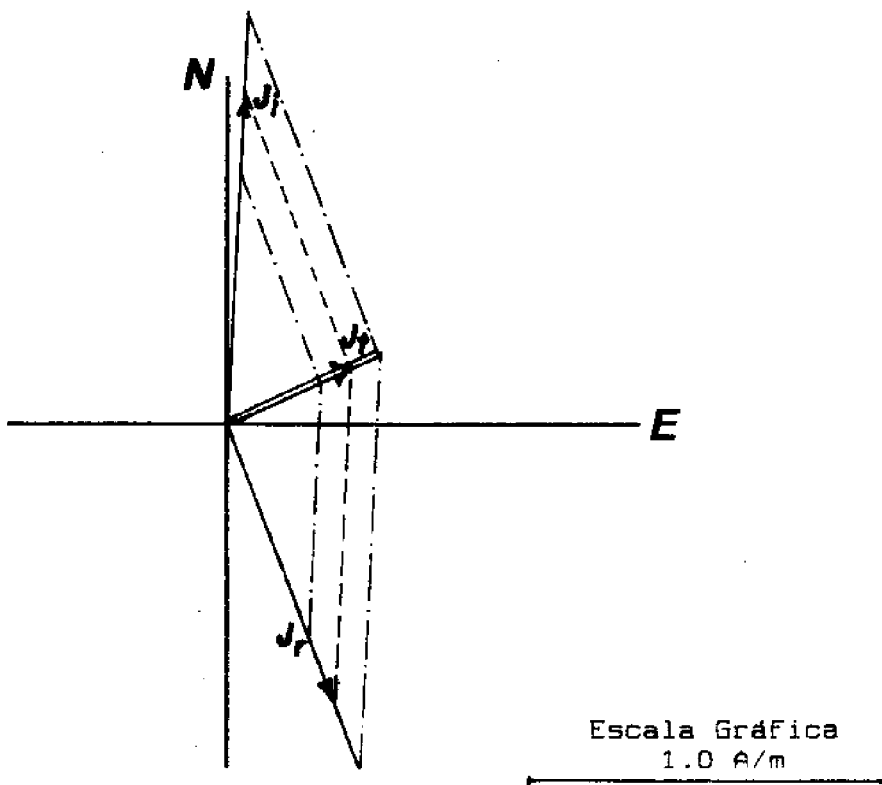
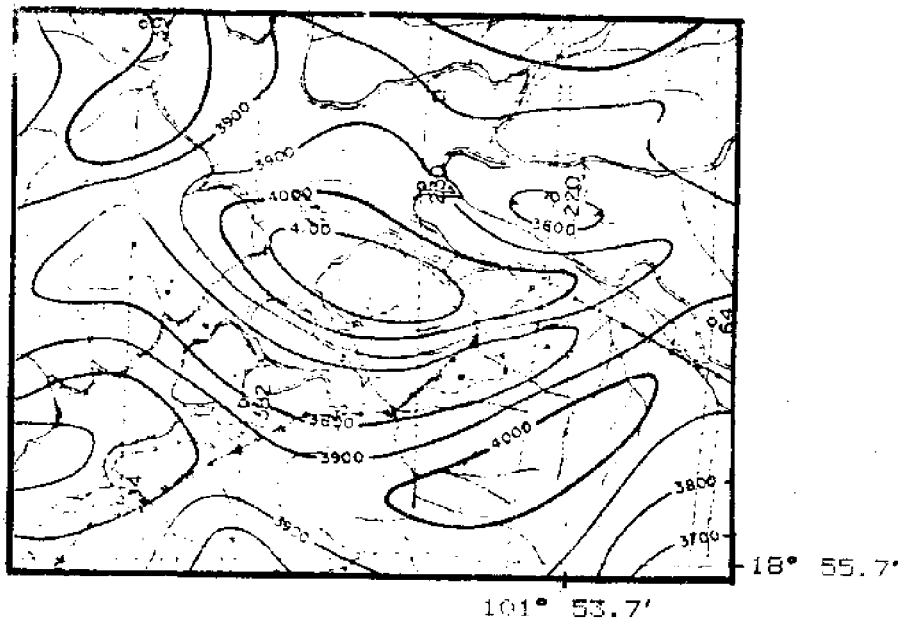


Figura 13. La Huacana. $J_r = 0.83 \quad 0.20 \text{ A/m}$; $J_t = 0.39 \quad 0.09 \text{ A/m}$;
 $J_i = 0.94 \quad 0.22 \text{ A/m}$

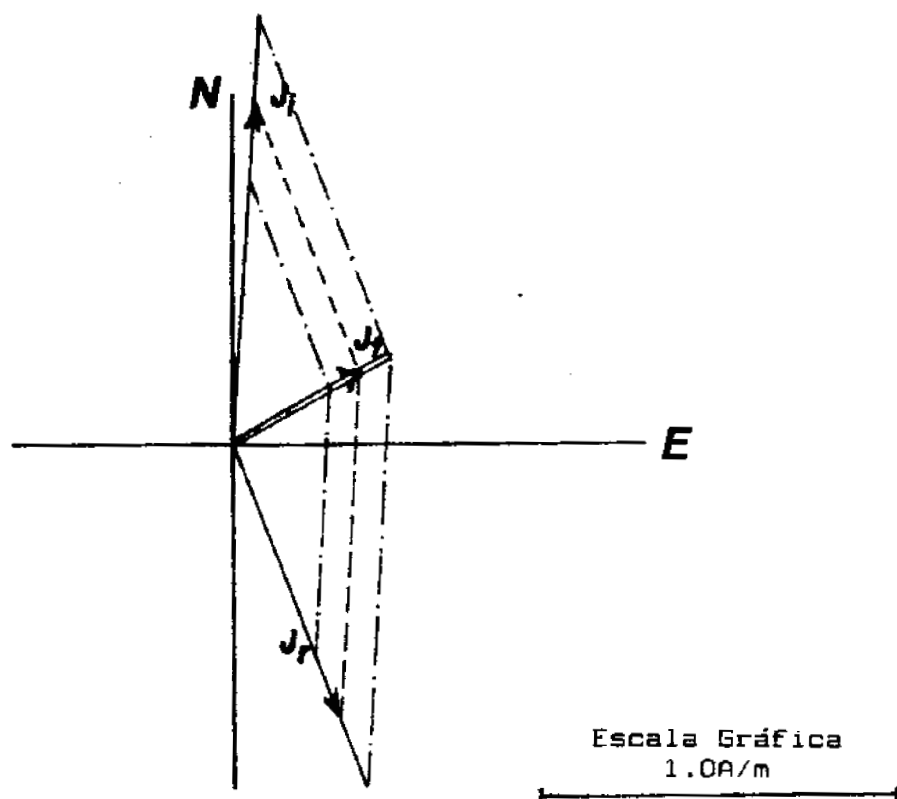
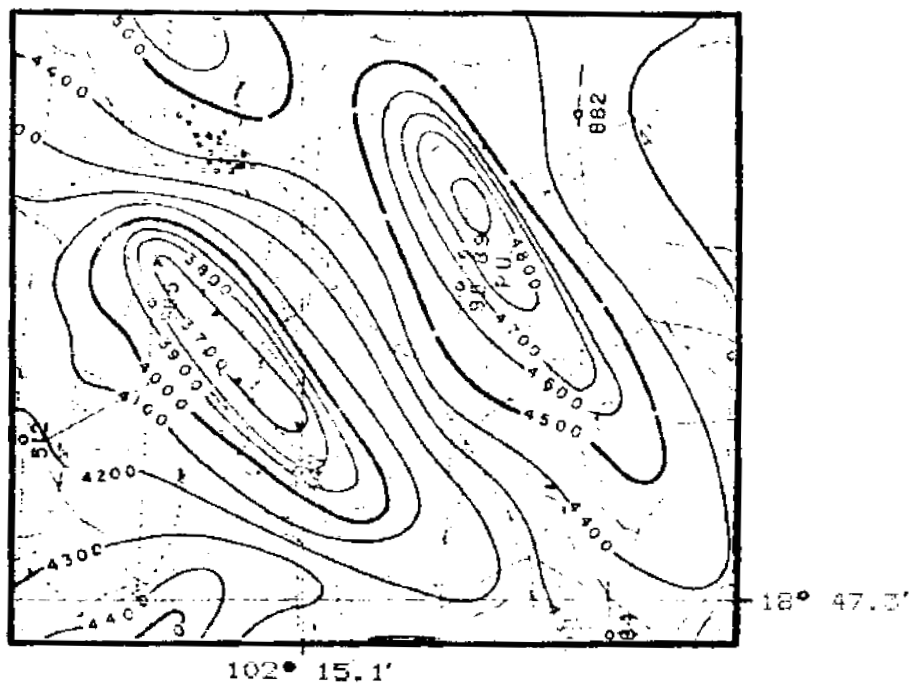


Figura 14. Cuatro Caminos. $J_r = 0.83 \quad 0.2 \text{ A/m}$; $J_t = 0.41 \quad 0.09 \text{ A/m}$;
 $J_i = 0.98 \quad 0.22 \text{ A/m}$

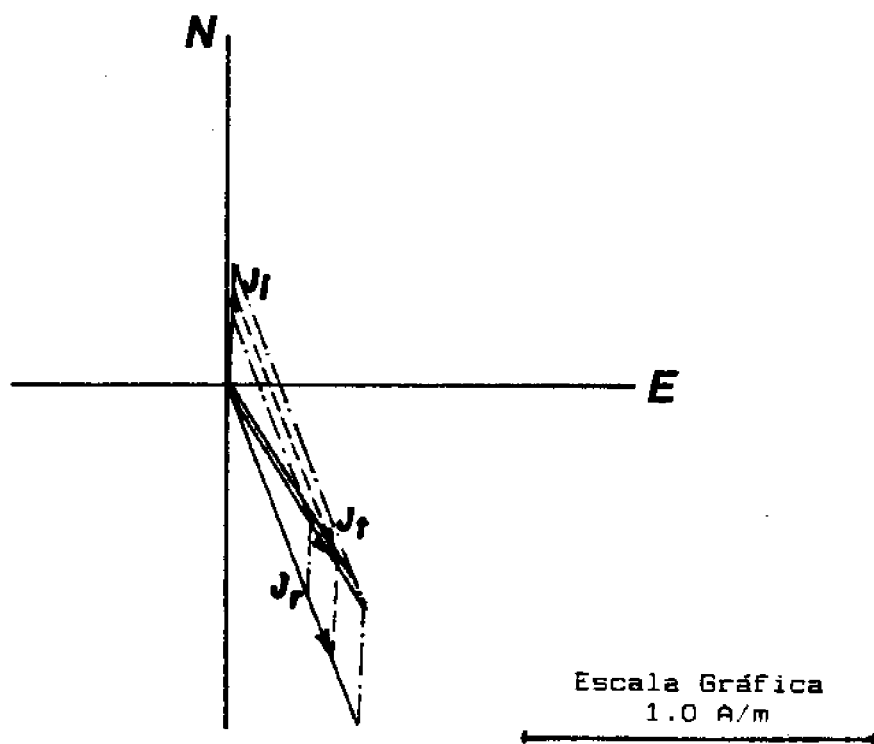
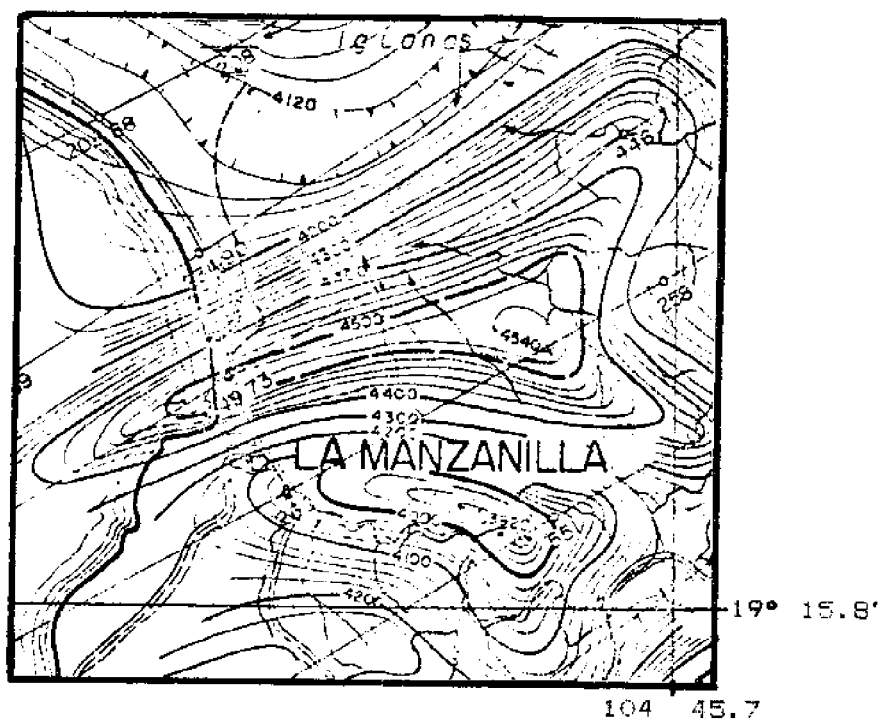


Figura 15. La Manzanilla. $J_r = 0.83 \quad 0.20 \text{ A/m}$; $J_t = 0.60 \quad 0.14 \text{ A/m}$;
 $J_i = 0.26 \quad 0.07 \text{ A/m}$

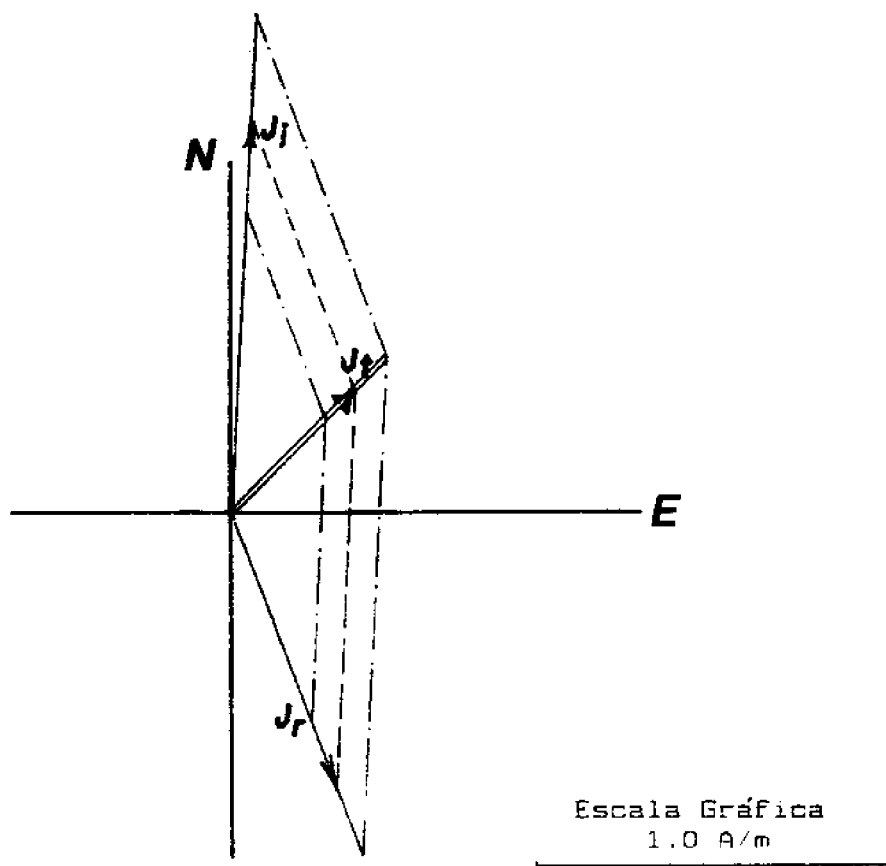
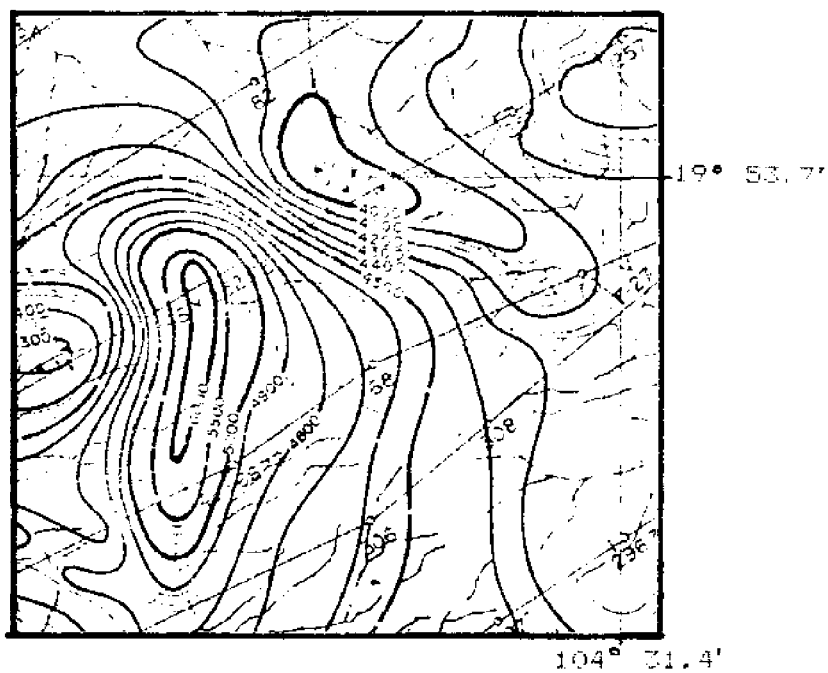


Figura 16. Autlan. $J_r = 0.83$ 0.20 A/m; $J_t = 0.49$ 0.13 A/m;
 $J_i = 1.10$ 0.28 A/m

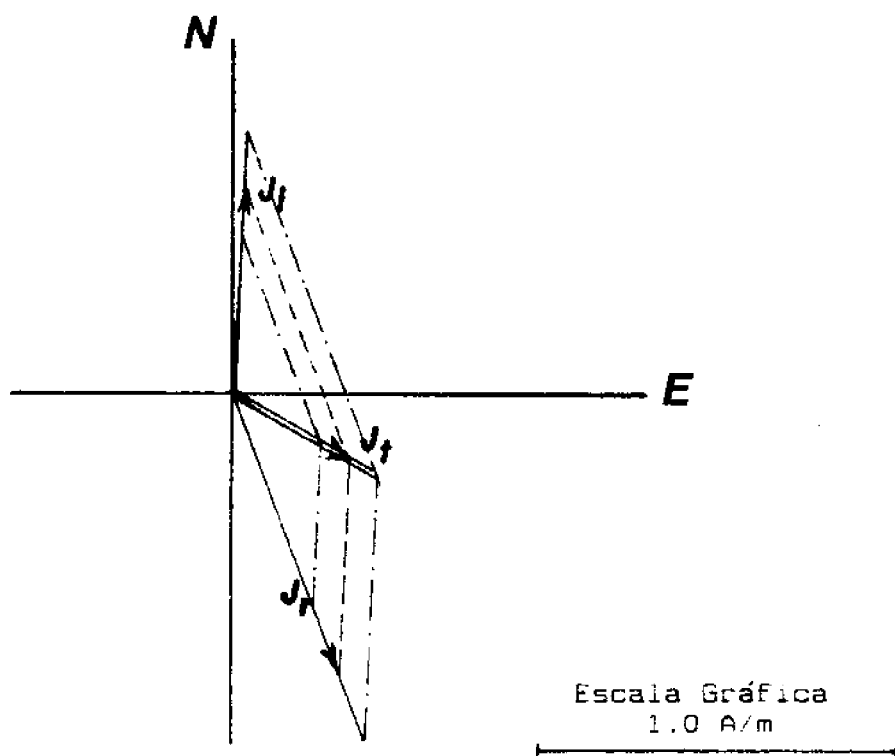
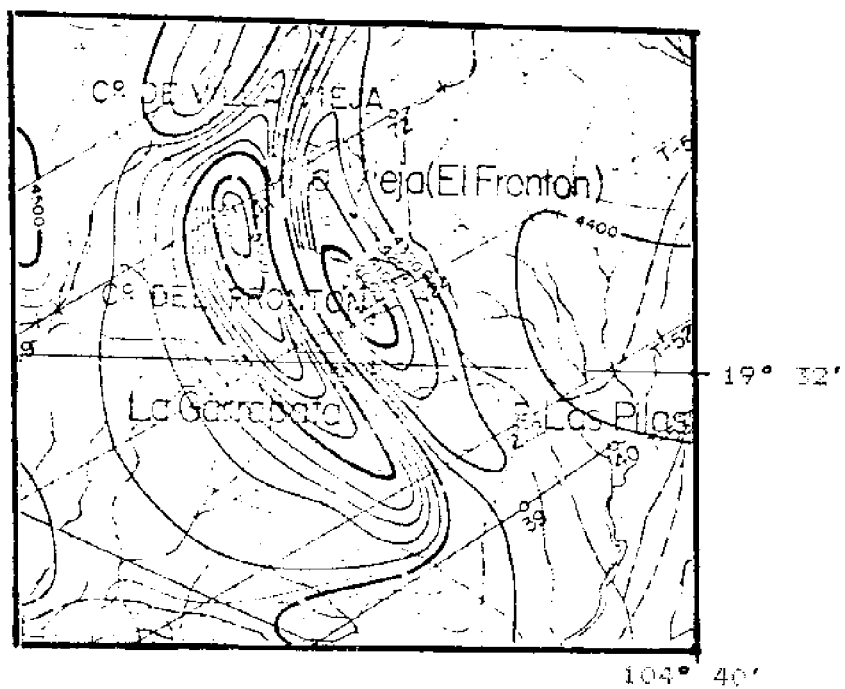


Figura 17. San Miguel. $J_r = 0.83 \quad 0.20 \text{ A/m}$; $J_t = 0.58 \quad 0.14 \text{ A/m}$;
 $J_1 = 0.58 \quad 0.14 \text{ A/m}$

REFERENCIAS

- Allan, D.W., 1962, On the behaviour of systems of coupled dynamos: Cambridge Phil. Soc., Proc., V. 58, p. 671-693.
- Books, K.G., 1962, Remanent magnetism as a contributor to some aeromagnetic anomalies, Geophysics, v. 27, 3, p. 359-375.
- Brunhes, B., 1906, Recherches sur la direction d'aimentation des roches volcaniques (1): J. Physique, 4e ser., v. 5, p. 705-724.
- Bullard, E.C., 1968, Reversals of the earth's magnetic field: the Bakerian Lecture, 1967: Roy. Soc. London, Phil. Trans., ser. A, v. 263, p. 481-524.
- Cox, A., 1968, Lengths of geomagnetic polarity intervals: J. Geophys. Res., v. 73, p. 3247-3260.
- , 1973, Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals, Ed. Freeman y Co.
- Gaucher, E.H.S., 1965, Quantitative interpretation of the "Montagne du Sorcier" magnetic anomaly, Chibougamau, Quebec, Geophysics, v. 30, 5, p. 762-782.
- Girdler, R.W. y Peter, G., 1960, An example of the importance of natural remanent magnetization in the interpretation of magnetic anomalies, Geoph. Prosp., v. 4, p. 474-483.
- Green, R., 1960, Remanent magnetization and the interpretation of magnetic anomalies, Geoph. Prosp., v. 8, p. 98-110.
- Hays, W.W. y Sharon, L.R., 1963, An example of the influence of remanent magnetization on magnetic intensity measurements, Geophysics, v. 28, 6, p. 1037-1048.
- Irving, E., 1979, Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains, Can. J. Earth Sci., v. 16, p. 669-694.

- Irving, E. y Pulliah, G., 1976, Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy, and relative magnitude of paleosecular variation in the Phanerozoic, *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 35-64.
- Mares, S., 1984, *Introduction to Applied Geophysics*, Ed. D. Reidel Publishing Co.
- Matuyama, M., 1929, On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria, *Japan Acad. Proceedings*, v. 5, p. 203-205.
- Mercanton, P.L., 1926, Inversion de l' inclinaison magnetique terrestre aux ages geologiques, *J. Geophys. Res.*, v. 31, p. 187-190.
- Nagata, T., 1969, Length of geomagnetic polarity intervals (discussion of papers by A. Cox, 1968, 1968): *J. Geomag. Geoelec.*, v. 21, p. 701-704.
- Parker, E.N., 1969, The occasional reversal of the geomagnetic field, *Astrophys. J.*, v. 158, p. 815-827.
- Rikitake, T., 1958, Oscillations of a system of disk dynamos, *Cambridge Phil. Soc., Proc.*, v. 54, p. 89-105.
- Saad, A.H., 1969, Magnetic properties of ultramafic rocks from Red Mountain, California, *Geophysics*, v. 34, 6, p.974-987.
- Shurbet, D.H., Keller, G.R. y Fries, J.P., 1976, Remanent magnetization from comparison of gravity and magnetic anomalies, *Geophysics*, v. 41, 1, p. 56-61.
- Tarling, D.H., 1983, *Paleomagnetism*, Ed. Chapman y Hall.
- Urey, H., 1952, *The Planets*. New Haven, Connecticut. Yale Univ. Press.
- Urrutia, J.F., 1976, Estudio paleomagnético de rocas ígneas del Noreste del Estado de Jalisco, México: Tesis Maestría en Ciencias (Geofísica), UNAM.
- Urrutia, J.F., 1977, Importancia del magnetismo remanente en la interpretación de anomalías magnéticas, *Bol. Asoc. Mex. Geof. Expl.*, v. 18, 4, p. 83-116.

- Valencio , D. A., '80, El magnetismo de las rocas, Ed. ----
EUDEBA.
- Verhoogen, J., 1960, J. Geophys, Res., v. 68, 8, p. 2530.
- Watkins, W. D., 1961, The relative contributions of remanent --
and induced magnetism to the observed magnetic field in --
Northeastern Alberta, Geoph..Prosp., v. 9, p. 421-426.
- Zietz, I. y Andreassen, G. E., 1967, Remanent magnetization and
aeromagnetic interpretation, Minning Geophysics, v. 2, SEG,
Tulsa, p. 569-590.