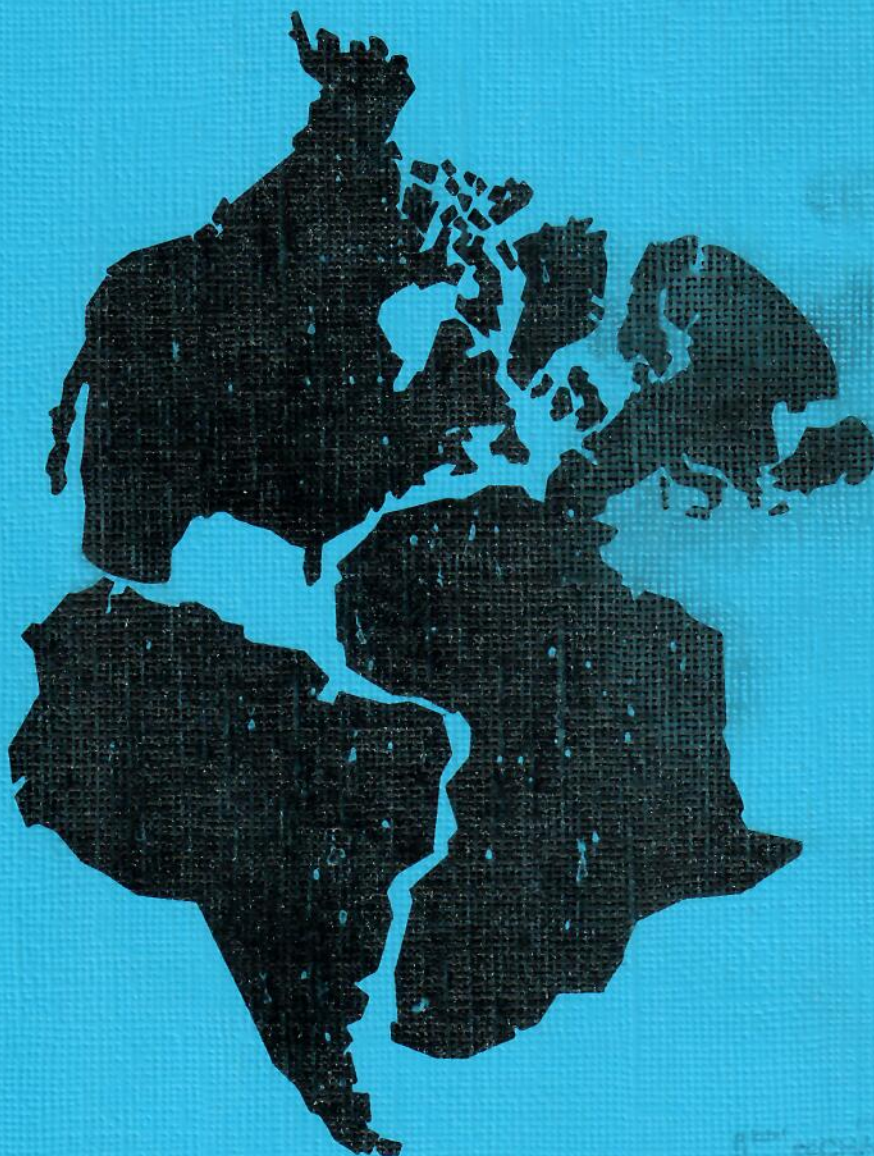


BIBLIOTECA
CICSE

GEOS

boletín, época II

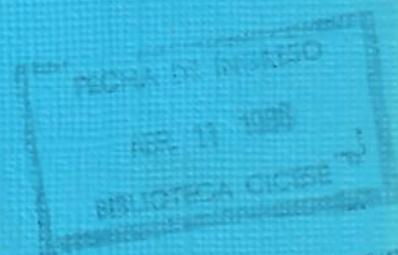
UNION GEOFISICA



MEXICANA

ENERO-MARZO DE 1985

No. 1



G

C O N T E N I D O

E



S

	Págs.
EDITORIAL	1
ACTIVIDADES DE LA UNION	1
REUNION UGM-1985	2
CONTRIBUCIONES:	
NIEVE, HIELO Y GLACIARES (I) H. Delgado Granados	3
CURIOSAS PROPIEDADES MAGNETICAS DE UN BASALTO COLUMNAR	16
J. Urrutia Fucugauchi	
COMENTARIOS:	
BIBLIOGRAFIA DE TESIS DE GEOLOGIA Y GEOFISICA. H. Delgado Granados	26
ARCHIPIELAGO REVILLAGIGEDO: UNA INVITACION ... David J. Terrell	29
AVISOS	31



EDITORIAL

Una de las funciones del boletín GEOS es la de servir como un órgano de comunicación entre los miembros de la comunidad de profesionales en ciencias de la tierra, y en particular entre los socios de la Unión Geofísica Mexicana (UGM). La medida en que GEOS cumple con ésta y otras funciones depende principalmente de la participación activa de los miembros de la UGM. Esta participación es necesaria para que GEOS desempeñe su labor, así como para elevar la calidad del boletín.

Sirvan estas líneas como una atenta invitación a los lectores para que envíen sus contribuciones y comentarios a este boletín.

Atentamente,

J. Urrutia Fucugauchi
Editor

ACTIVIDADES DE LA UNIÓN

En preparación para la celebración de la Reunión Anual 1985 se ha iniciado la distribución de circulares entre los miembros activos durante 1985, así como entre miembros inactivos y personas e instituciones a quienes podría interesar la Reunión. Dado que nuestra lista de distribución es incompleta y con algunos errores, suplicamos a todos aquellos que detecten omisiones o errores en nuestra correspondencia, nos los hagan saber en su oportunidad. Agradecemos atentamente su comprensión y colaboración.

Durante la Asamblea General de la Reunión Anual celebrada en la ciudad de La Paz, Baja California Sur se mencionaron varias propuestas de modificación a los estatutos de la UGM. La decisión adoptada en la Asamblea fue la de enviar estas propuestas a los vocales (noroeste, noreste y centro), con objeto de organizar su presentación, discusión y votación. Reiteramos el interés de la Mesa Directiva en atender estas inquietudes de los miembros. Los estatutos pueden obtenerse si se solicitan a la mesa directiva. (favor de dirigir su solicitud a la Mesa Directiva-UGM, Instituto de Geofísica, UNAM).

Dentro de las actividades organizadas por la Secretaría de Difusión se está realizando un ciclo de conferencias en el Museo Tecnológico de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en la ciudad de México. El programa de este ciclo se lista a continuación:

Los satélites y nosotros
Ruth Gall marzo 30

El Sol y su dominio
Silvia Bravo abril 27

Nuestra envoltura gaseosa
Carlos Gay mayo 25

Los matemáticos al servicio de
la exploración del planeta
Federico Sabina junio 15

Predicción del tiempo
y del clima
Tomás Morales junio 29

La composición y edad de la
Tierra
David Terrell junio 27

Las entrañas de la Tierra
Lautaro Ponce agosto 31

La Tierra y su magnetismo
Jaime Urrutia septiembre 28

Movimientos en el interior de
la Tierra.
Servando De la Cruz octubre 26

Geofísica y Recursos naturales
Juan M. Espíndola noviembre 30

Se agradecen las facilidades y co-
laboración brindadas por el Museo Tec-
nológico de la CFE.

La Memoria de la Reunión Anual UGM
1984, con los resúmenes extensos de
los trabajos presentados, esta en pre-
paración. Se agradece a los autores
su colaboración.

REUNION UGM-1985

En la Asamblea General de la Re-
unión Anual 1984 se adoptó la deci-
sión de celebrar las reuniones UGM
en un mes fijo (noviembre), con ob-
jeto de que tanto los participantes
como los comités organizadores pue-
dan planearlas adecuadamente. El
incremento en el número y calidad
de las ponencias y la numerosa asis-
tencia observadas en las reuniones
pasadas permiten suponer que la Re-
unión Anual UGM ocupa un lugar im-
portante en las actividades de la
Geofísica en México.

De entre las sedes propuestas
durante la pasada Asamblea General
para la Reunión Anual 1985 se esco-
gió la ciudad de Oaxaca, Oax. La
información sobre la Reunión Anual
1985 (Primera y Segunda Circular)
se está distribuyendo a miembros y
asistentes a reuniones pasadas. Las
circulares se reproducen en este nú-
mero de GEOS.



NIEVE, HIELO Y GLACIARES (I)

H. Delgado Granados*

En los países que poseen un relieve montañoso, los patrones hidrológicos están frecuentemente influenciados por glaciares. La existencia de este tipo de formaciones de hielo en nuestro país nos hace pensar en la relación que tienen con la recarga de los acuíferos de las zonas circunvecinas a los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba, así como su influencia en el ambiente y el clima.

Son pocas las personas que han estudiado o reconocido las características de los glaciares de México. Para comprender el fenómeno glacial, hay que entender primero lo que es la nieve y el hielo. Las siguientes líneas tratan acerca de cuál es el mecanismo por medio del cual se origina la nieve, cuál es su forma y estructura, cuál es su historia después de caer y cuáles son los procesos que la transforman. Además se comentan aquí la estructura del hielo de glaciario, las partes que lo conforman, así como el mecanismo de su movimiento. Todo esto como antecedente para una posterior discusión acerca de los glaciares de México y su clasificación en la segunda parte del artículo.

*Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM

Nieve precipitada. Todas las precipitaciones comienzan como vapor de agua en la atmósfera. Siempre que una porción de aire sea suficientemente enfriada, parte de este vapor se condensa para formar nubes. Las partículas de las nubes pueden ser gotas de agua (nube de agua) o pueden ser cristales de hielo (nubes de hielo). Debido a que la mayoría de las nubes se encuentran en altos niveles de la atmósfera donde el aire es frío, la mayor parte de la precipitación comienza como partículas de hielo, sin embargo, muchas de ellas se funden antes de alcanzar la superficie de la tierra.

Los cristales de nieve comienzan como diminutas partículas de hielo las cuales se forman alrededor de un núcleo de condensación en la atmósfera. Estos núcleos pueden ser partículas de polvo con estructura molecular favorable o también diminutos cristales de sales marinas. Si estas partículas de hielo existen en una atmósfera con un aporte excesivo de vapor de agua (aire supersaturado) continuarán creciendo. Cuando alcancen un tamaño crítico comenzarán a caer.

El arreglo de las moléculas de agua está sólo semiestructurado en el líquido, pero cuando el agua se congela, estas moléculas asumen un arreglo ordenado con posiciones fijas para los átomos de oxígeno. Los átomos de hidrógeno proveen los enlaces que unirán a la estructura conocida como esqueleto o armazón del cristal (lattice). El arreglo de este esqueleto en el hielo es tal que genera formas sólidas con simetría.

tría hexagonal en un plano. Este plano basal, el cual está fijo respecto al esqueleto, es llamado el plano de los ejes cristalográficos a (Fig. 1), de los cuales hay tres, separados 60° uno de otro y contenidos todos en el plano. El ángulo recto respecto a este plano de simetría hexagonal está el eje cristalográfico c , también llamado eje principal del cristal. No hay simetría hexagonal en un plano c . Las relaciones relativas de crecimiento a lo largo de los diferentes ejes del cristal determinan el tipo de cristal formado.

Los factores atmosféricos que determinan las relaciones de crecimiento son la temperatura y la cantidad de vapor de agua disponible (grado de supersaturación). La clasificación más ampliamente usada para la precipitación es la propuesta en 1951 por la Comisión Internacional de Nieve y Hielo (Fig. 2). Sin embargo, en 1966 Magono y Lee publicaron su "Clasificación Meteorológica de Cristales Naturales de Nieve" (Meteorological Classification of Natural Snow Crystals), la cual es más completa que la mencionada anteriormente (Fig. 3) permitiendo una clasificación mucho más detallada.

Nieve metamorfozada. Desde el punto de vista termodinámico, los cristales de nieve recién precipitados tienen formas muy inestables, ya que existe una gran relación del área respecto al volumen. Esto significa que

las moléculas superficiales del cristal tienen una gran cantidad de energía potencial proveniente de la atracción intermolecular (energía superficial libre). La tendencia natural de los procesos termodinámicos (en este caso la redistribución de masa y energía a través de cambios de fase) es de reducir la energía superficial libre al mínimo. Esto significa que los cristales de nieve tenderán a cambiar y por ello, que la relación de área respecto al volumen se aproximará al mínimo. La forma ideal de este mínimo es la esfera. Por ello hasta el más intrincado cristal de nieve tiende con el tiempo a convertirse en una partícula de hielo arredondada. A este proceso se le conoce como metamorfismo de equitemperatura o metamorfismo destructivo. El producto inicial de dicho proceso es un número de pequeños granos de hielo. Estos dan una apariencia de grano fino a la "nieve vieja" la cual, por definición es el producto final del metamorfismo de equitemperatura (Fig. 4). Este es completo cuando las partículas de nieve han sido reducidas a granos redondos de hielo, de esta manera se tiene que la nieve vieja normalmente posee una densidad de 500 a 600 kg por metro cúbico (vs 50% de la densidad del agua).

Los cambios que llevan a un incremento en la densidad de la nieve se llaman congestificación, el cual tiene lugar por dos procesos: 1) por recongelación del agua de fusión atrapada dentro de los granos por capilaridad y el otro, 2) es por compactación de la matriz bajo presión. Ambos procesos aparecen nor-

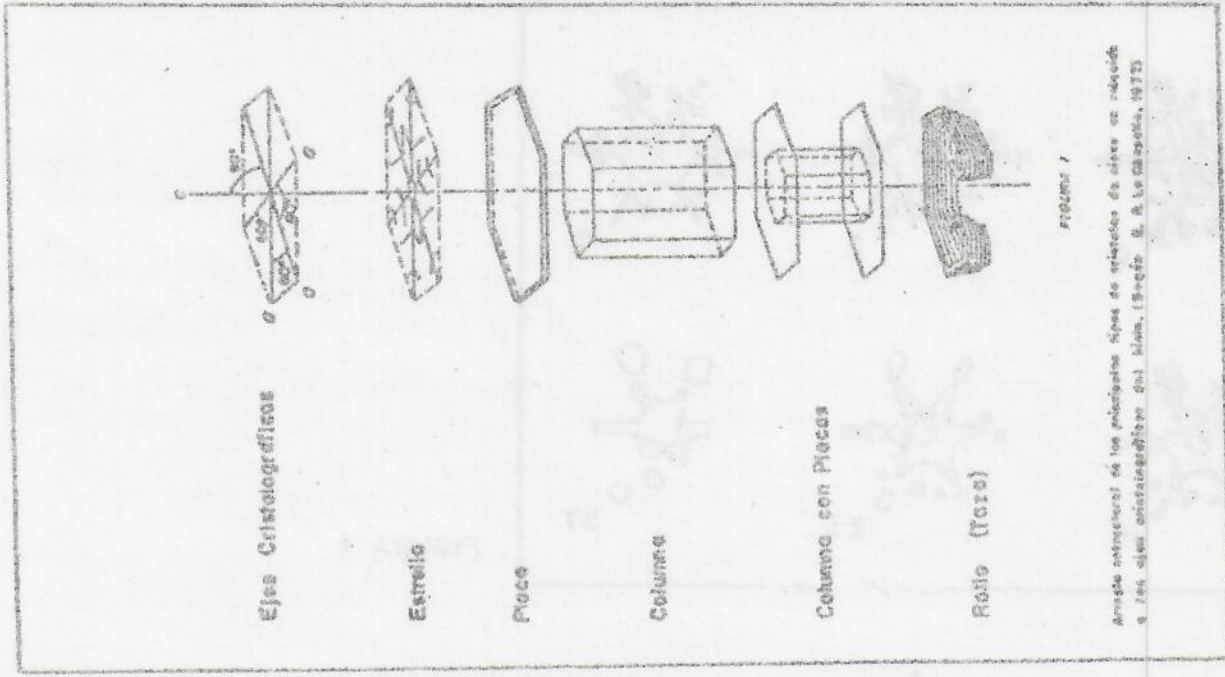


FIGURA 1

Símbolo Gráfico	Ejemplos	Símbolo	Tipo de Partícula
		F1	Placa
		F2	Cristal Estelar
		F3	Columna
		F4	Aguja
		F5	Dendrita Espacial
		F6	Columna con Placas
		F7	Cristal Irregular
		F8	Granular
		F9	Pelota de Hielo
		F0	Granito

FIG. 2

	M1a esqueleto elemental		C1a columna básica		P1a cristal estelar com seis pontos no plano		P1a cristal estelar com seis pontos no plano		CP1a plano com desdobramento		P1a cristal estelar com desdobramento no plano		P1a cristal estelar com desdobramento no plano
	M1b pacote de espelhos elementares		C1b plano editado grupos		P1b cristal desdobrado com pontos no plano		P1b cristal desdobrado com pontos no plano		CP1b plano com desdobramento		P1b cristal estelar com desdobramento no plano		P1b cristal estelar com desdobramento no plano
	M1c vetor elemental		C1c espelhos de plano grande		P1c cristal desdobrado com pontos no plano		P1c cristal desdobrado com pontos no plano		CP1c plano com desdobramento		P1c cristal estelar com desdobramento no plano		P1c cristal estelar com desdobramento no plano
	M1d pacote de vetores elementares		C1d vetor		P1d plano com auto- desdobramento		P1d plano com auto- desdobramento		CP1d plano com desdobramento		P1d cristal estelar com desdobramento no plano		P1d cristal estelar com desdobramento no plano
	M1e coluna longa editada		C1e combinação de vetores		P1e plano com auto- desdobramento		P1e plano com auto- desdobramento		CP1e plano com desdobramento		P1e cristal estelar com desdobramento no plano		P1e cristal estelar com desdobramento no plano
	M1f combinação de espelhos		C1f combinação de colunas		P1f plano com auto- desdobramento		P1f plano com auto- desdobramento		CP1f plano com desdobramento		P1f cristal estelar com desdobramento no plano		P1f cristal estelar com desdobramento no plano
	M1g combinação de vetores		P1g plano hexagonal		P1g cristal com dois vetores		P1g cristal com dois vetores		CP1g plano com desdobramento		P1g cristal estelar com desdobramento no plano		P1g cristal estelar com desdobramento no plano
	M1h combinação de colunas longas editadas		P1h cristal com pontos no plano		P1h cristal com três vetores		P1h cristal com três vetores		CP1h plano com desdobramento		P1h cristal estelar com desdobramento no plano		P1h cristal estelar com desdobramento no plano
	C1a pirâmide		P1a cristal com pontos no plano		P1a cristal com três vetores		P1a cristal com três vetores		CP1a plano com desdobramento		P1a cristal estelar com desdobramento no plano		P1a cristal estelar com desdobramento no plano
	C1b espaço		P1b cristal estelar		P1b cristal com pontos no plano		P1b cristal com pontos no plano		CP1b plano com desdobramento		P1b cristal estelar com desdobramento no plano		P1b cristal estelar com desdobramento no plano
	C1c bola editada		P1c cristal desdobrado ordinário		P1c cristal desdobrado com 12 pontos		P1c cristal desdobrado com 12 pontos		CP1c plano com desdobramento		P1c cristal estelar com desdobramento no plano		P1c cristal estelar com desdobramento no plano
	C1d bola básica		P1d cristal desdobrado		P1d cristal desdobrado		P1d cristal desdobrado		CP1d plano com desdobramento		P1d cristal estelar com desdobramento no plano		P1d cristal estelar com desdobramento no plano
	C1e coluna editada		P1e cristal desdobrado com pontos no plano		P1e plano com pontos espetrais		P1e plano com pontos espetrais		CP1e plano com desdobramento		P1e cristal estelar com desdobramento no plano		P1e cristal estelar com desdobramento no plano

FIGURA 3

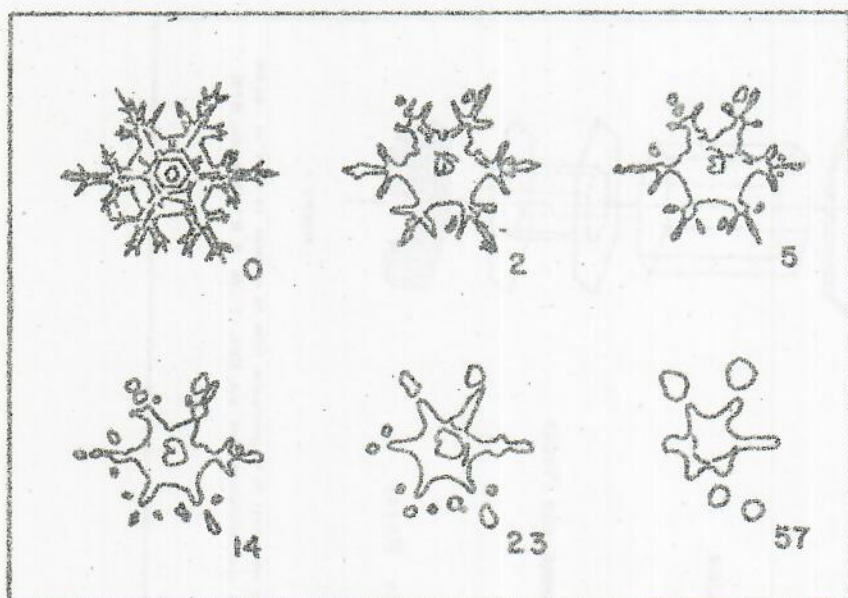


FIGURA 4

malmente en las zonas de acumulación de los glaciares templados (en glaciares polares donde nunca hay fusión, la compactación hace todo el trabajo). A la nieve que sufre estos dos procesos se le llama congesta y el producto final de la congestificación es el hielo.

El recongelamiento es el mecanismo dominante en las primeras etapas de la congestificación, cuando las capas de nieve vieja están cerca de la superficie y sujetas a congelación invernal. Posteriormente la compactación viene a ser más importante, cuando la congesta es enterrada bajo acumulaciones anuales sucesivas. Ambos procesos unen los granos individuales cada vez más cercanos unos a otros incrementando la resistencia mecánica así como la densidad de la congesta. El proceso es mucho más rápido en lugares donde las temperaturas son cercanas a 0°C (Embleton y King, 1968) en tales lugares la nieve recién caída se convierte en granular gruesa en pocos días. En climas polares muy fríos como los de Groelandia o la Antártida, el proceso puede tardarse muchos años. En latitudes intertropicales (como en México), la nieve cae frecuentemente como granizo, el cual se funde después bajo la influencia de los poderosos rayos solares durante el día y se recongela por la noche. Por este proceso, la nieve rápidamente es transformada en una forma granular gruesa. El clima, por lo tanto, juega un papel muy impor-

tante en el cambio a nieve granular. También la compactación tenderá a ser más rápida donde la temperatura es cercana a 0°C , debido a que las nevadas individuales pueden ser pesadas. Donde la presión de las capas sobreyacentes es considerable, la nieve se observa como pequeños granos pero es compacta y muy resistente.

En este caso la densidad de la nieve recién caída puede ser de 0.06 a 0.08, pero después de dos días en una pendiente puede incrementarse a 0.2 en un clima templado.

El tiempo requerido para la conversión de congesta en hielo varía, como se mencionó, con el clima y particularmente con la relación de acumulación de nieve y con la temperatura. Este tiempo se estima en un rango que va de un año (raramente) o (más usualmente) dos o tres décadas a 300 años o más (Flint, 1971).

El producto final del metamorfismo de la nieve, cuando los poros de comunicación han sido cerrados para formar burbujas de aire separadas, es el hielo de glaciar (Fig. 5).

Sin embargo, los cristales de hielo de glaciar continúan evolucionando, cambiando sus patrones y las burbujas de aire son transformadas lentamente y reducidas de tamaño. El material se convierte en hielo azul duro y los cristales aumentan de tamaño hasta que al final de un glaciar pueden alcanzar cerca de 10 cm de largo. Las burbujas de

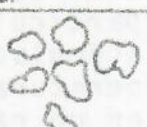
I.- Nieve metamorfozada (nueva)	II.- Metamorfismo de E- quitemperatura (destruc- tivo)	III.- Metamorfismo Temperatura-Gradiente	IV.- Congestificación
(Ver la clasificación de Ma- gono-Lee, para detalles)			
I.A.- Poco o nada de viento, cristales grandes in- fectos.	II.A.1.- Formas cristalinas origina- les fácilmente distingui- bles.	III.A.1.- Cristales angulares no esta- tificados, (comienza en nie- ve nueva.)	IV.A.- Metamorfismo por fusión- congelamiento; granos uni- dos por congelamiento.
I.B.- Acción del viento, cristales fragmentados.			
	II.A.2.- Formas originales distin- guibles con dificultad.	III.A.2.- Cristales estratificados pe- queños y pobremente for- mados.	IV.B.- Metamorfismo por presión; granos unidos por compres- ión y recristalización; (también es posible al congelamiento.)
			
	II.B.1.- Formas originales fragmen- tadas y no muy reconoci- bles, nieve vieja de gra- no fino.	III.A.3.- Helada profunda de grano ma- duro, fino o medio; estrati- ficación prominente.	Hielo de glaciar. (Pores incomunicados)
		III.B.1., III.B.2., Secuencia similar a III.A., pero empieza con nieve vie- ja y llega a helada pro- funda de grano grueso.	
	II.B.2.- Granos de hielo redondeados.		

FIGURA 5

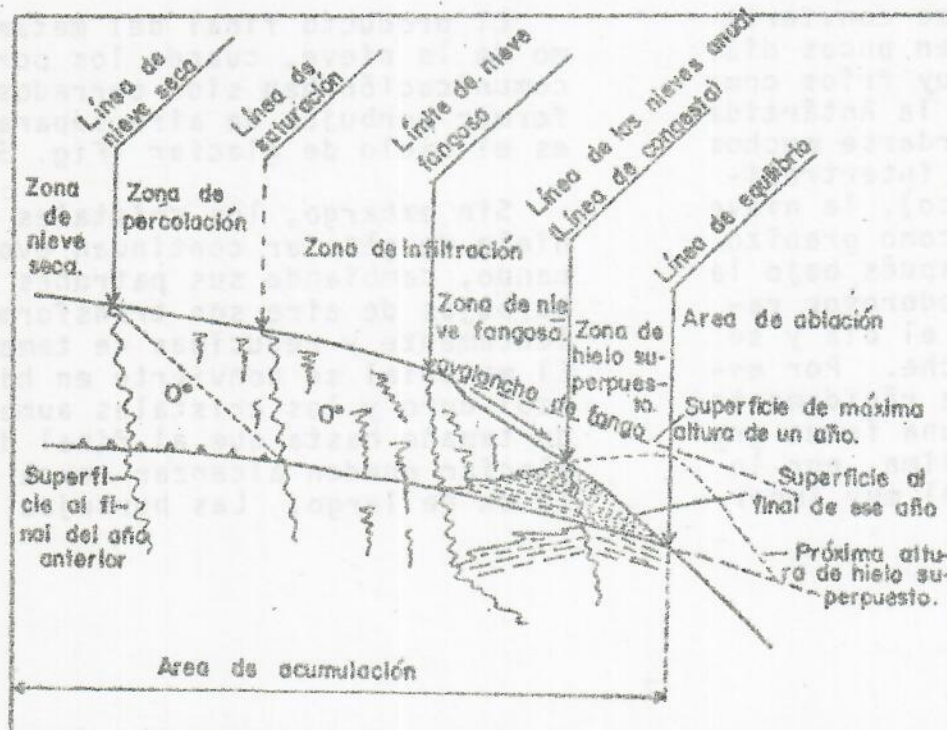


FIGURA 6

aire son expelidas del hielo solo muy lentamente, pero finalmente llegan a ser muy pequeñas y el hielo adquiere una densidad de 0.9 (Embleton y King, 1968).

Nieve no precipitada. Son dos tipos principales, a los cuales no se les puede llamar propiamente nieve y se forman sobre la superficie de la tierra. Estos son: escarcha y helada blanca (hoar frost). La escarcha es un depósito de gotas de agua congelada sobre cristales de nieve los cuales también se pueden formar sobre objetos terrestres expuestos a las nubes super enfriadas en condiciones de viento. La helada blanca se forma por sublimación de cristales de hielo sólido directamente de vapor de agua en el aire, es el hielo equivalente al rocío.

Los glaciares, independientemente de su forma, se puede decir que consisten de hielo policristalino derivado fundamentalmente de cristales de nieve. El hielo es ambas cosas, mineral y roca, que a las temperaturas existentes sobre las superficies excepcionalmente inestable. Según Shumskii (1964) se pueden clasificar como:

Rocas de hielo Magmático:

- A. Rocas que se originan de magmas continuos los cuales no están separados en gotas.
- a) Cubiertas de hielo. Las cuales se forman sobre

superficies de aguas tranquilas.

- b) Hielo de corrientes. El cual se forma dentro de aguas que fluyen más o menos rápido.

- c) Hielo de fondo. Se origina en y asociado al fondo de corrientes de agua.

- B. Rocas originadas de un magma el cual es separado en gotas (escarcha de montaña o depósitos sólidos).

- C. Rocas compuestas. Suelos congelados.

Rocas de hielo sedimentario:

Se consideran diferentes etapas de metamorfismo de la cubierta de nieve.

- a) Cubierta de nieve.

1. Protegido del viento

2. Expuesto al viento. Roca clástica expuesta a la erosión del viento.

- b) Nieve-congesta

- c) Hielo-congesta

- d) Hielo de glaciar

En glaciares regenerados constituye una roca clástica de grano grueso.

Una vez que se ha acumulado una cantidad suficiente de hielo y nieve, éste comienza a moverse en dirección de la pendiente bajo la influencia de la carga que soporta. La orientación de los cristales individuales y la recristalización parecen jugar un papel importante en el movimiento y la deformación del

hielo. Los cristales de hielo se funden en un punto y precipitan en otro lugar para formar nuevos cristales o cristalizar sobre el mismo cristal en una dirección paralela a la de la pendiente. Este movimiento por recristalización se conoce bien gracias al estudio de los cristales de hielo en los glaciares, ya que sus ejes tienen una orientación preferente típica de los minerales recristalizados bajo presiones dirigidas.

Algunas pruebas realizadas en el laboratorio muestran que todos los tipos de hielo se deforman plásticamente bajo tensión y compresión (Embleton y King, 1968) además, se ha encontrado que la deformación del hielo es análoga a la de los metales a altas temperaturas. Dichas pruebas indican que el hielo es una sustancia parcialmente plástica la cual se puede deformar por deslizamiento lento bajo tensión, amoldándose a las irregularidades del piso, pero que permanece rígido cuando la presión contra el piso disminuye. Se ha observado que en el hielo comprimido contra una protuberancia de roca en una zona cercana a la superficie de ella, la velocidad se incrementa y su consistencia se suaviza.

Para comprender como se lleva a efecto el movimiento de un glaciar es necesario mencionar sus partes:

Una zona de acumulación y otra de ablación. Acumulación

incluye a todos aquellos procesos por medio de los cuales hielo sólido y nieve son agregados al glaciar y la ablación se refiere a todos aquellos procesos por medio de los cuales el glaciar pierde hielo y nieve.

La acumulación en un glaciar se da principalmente por la precipitación de nieve, por lluvia si ésta se congela y por recongelación de agua líquida y condensación de hielo directamente del vapor (sublimación).

Los procesos que causan la ablación incluyen la fusión, evaporación, separación de bloques y erosión eólica y remoción de hielo o nieve por avalanchas.

La zona de acumulación está separada de la zona de ablación por la línea de equilibrio (Fig. 6), la cual no debe confundirse con la línea de congesta o línea de las nieves, que es la línea más alta sobre un glaciar a la cual las nevadas invernales se funden durante la temporada de ablación de verano. Un perfil esquemático de las facies glaciales puede ser el siguiente según el Guide Book on Nuclear Techniques in Hydrology, I.A.E.A., 1968).

- a) Facies de ablación. Se extienden desde los márgenes del glaciar hasta la línea de equilibrio.
- b) Facies de hielo superpuesto. Se extiende desde la línea de equilibrio hasta la línea de las nieves anual o línea de congesta, la cual es la

elevación más alta a la cual la cubierta de la nieve retrocede durante la temporada de fusión. Está constituida por hielo formado por recongelación de nieve fundida, agua o lluvia.

c) Facies de infiltración.

En estas facies existe una gran humedad que ocasiona que todo se moje durante la temporada de fusión y se extienda desde la línea de congesta al límite superior de humedad completa o línea de saturación. La línea de saturación es la cota más alta a la cual la isoterma 0°C penetra la superficie de fusión del verano anterior.

d) Facies de Percolación. Esta zona está sujeta a una percolación localizada del agua de fusión desde la superficie sin ocasionar que todo se moje. La percolación puede ocurrir en nieve y congesta a temperaturas subcongelantes a través de conductos que funcionan como canales de percolación. Cuando sobreviene el recongelamiento se forma una red de glándulas de hielo, lentes y capas. Estas facies se extienden desde la línea de saturación hasta la línea de nieve seca, arriba de la línea de nieve seca puede ocurrir una infiltración y percolación insignificante.

e) Facies de Nieve seca. Incluyen todo el glaciar que

se encuentra arriba de la línea de nieve seca. En ella se verifica una fusión insignificante.

En glaciares templados (temperatura de hielo 0°C) se exhiben sólo las dos facies abajo de la línea de saturación, ya que una o ambas facies arriba de dicha línea, están presentes en glaciares polares donde la temperatura del hielo es menor de 0°C , por lo que dichas facies no aparecen en México.

El régimen de un glaciar, balance de masa o hídrico (Embleton y King, 1968) se refiere a la pérdida o ganancia de nieve en un glaciar. Cuando el glaciar tiene un régimen positivo, está ganado hielo y por lo tanto, avanzará y engrosará. Lo inverso sucede cuando el régimen es negativo.

El régimen de los glaciares está íntimamente relacionado con el clima y sus cambios. Además los glaciares proveen datos hidrológicos importantes. Desde el punto de vista geomorfológico glacial, el régimen es de gran importancia ya que el comportamiento del hielo, puede relacionarse directamente con la formación de morrenas, las cuales pueden marcar etapas de equilibrio o de reactivación del avance, límites de los glaciares, algunos canales de fusión y otras características.

Para determinar un balance hídrico hay que tener en cuenta los siguientes conceptos:

1. Acumulación bruta anual. Es

el volumen total de agua equivalente, agregada al glaciar durante un año de balance.

2. Acumulación neta anual. Es la cantidad de agua equivalente que se agrega a un glaciar y que se encuentra presente todavía al final del año del balance.
3. Ablación bruta anual. Es la cantidad total de agua equivalente de nieve y hielo consumida durante un año de balance por todos los procesos de ablación.
4. Ablación neta anual. Es el volumen de agua equivalente que en un momento dado pierde un glaciar durante un año de balance. La diferencia entre la ablación anual neta y bruta está constituida por aquellos procesos tales como el recongelamiento de agua de fusión sobre o dentro del glaciar, la fusión de la acumulación temporal en el área de ablación y el almacenaje interno de agua.

El balance hídrico de un glaciar depende entonces del balance entre la acumulación y la ablación. En una localidad dada la relación neta de acumulación es la diferencia entre la acumulación (superposición de nieve, lluvia congelada, helada blanca

o ventisca, escarcha y agua de fusión recongelada) y la ablación (fuga de agua de fusión, evaporación y la recarga total) es la relación neta integrada en toda el área del glaciar. Desde las últimas décadas del siglo XIX la mayoría de los glaciares han tenido una recarga total negativa. No obstante, algunos glaciares exhiben un aumento en la recarga desde los años 40's. La recarga total en los grandes campos de hielo en Groelandia y Antártida no son muy conocidos todavía.

Para conocer el movimiento de un glaciar es necesario conocer la velocidad con la que se mueve. Esto es posible saberlo colocando una serie de marcas sobre su superficie.

Estas marcas deben ser controladas constantemente desde puntos fijos en las rocas que bordean al glaciar. En algunas áreas se hacen estudios en base a fotografías aéreas que son tomadas periódicamente para detectar cambios que revelen movimiento. Se ha observado que la mayoría de los glaciares experimentan cambios estacionales en la velocidad del flujo y que ordinariamente el promedio de velocidad anual cambia lentamente en respuesta a cambios del clima. También suele utilizarse la fotogrametría terrestre.

El movimiento que se mide en la parte más superficial es producido por el deslizamiento del glaciar sobre el lecho rocoso y por flujo

plástico dentro de la masa rocosa (Flint, 1971). En la mayoría de los glaciares el deslizamiento del fondo proporciona la mayor parte del movimiento.

Para poder medir el deslizamiento se han diseñado diferentes sistemas como los siguientes:

El criocinógrafo diseñado por Goldthwait en 1973 (en Goudie, 1980) es usado para registrar variaciones en la rapidez de deslizamiento basal (Fig. 7); consiste básicamente de un registro de nivel de agua, conectado a un cable de acero invariable, atado por medio de un tornillo de hielo al fondo del glaciar; el movimiento es transmitido por el cable y registrado en el nivel. El cavitómetro, diseñado por Vivian en 1971 (en Goudie, 1980) es un método de registro de velocidades de deslizamiento basal (Fig. 8). El instrumento consiste de una rueda, sostenida en contacto con el fondo del glaciar con un brazo voladizo. El instrumento se fija al lecho rocoso y dos cables salen de la rueda (uno hacia una fuente de poder y otro al registrador) hacia un cuarto construido debajo del glaciar donde se efectúan pruebas y se analizan los registros.

El movimiento del glaciar causado por flujo plástico depende de la inclinación de su superficie, temperatura del hielo y otras propiedades físicas. Ordinariamente la veloci-

dad de movimiento relacionado con el flujo plástico es más grande en la superficie cerca del centro y decrece hacia los lados y el fondo del glaciar (Fig. 9). En la mayoría de los glaciares el movimiento relacionado a flujo plástico no excede de unas decenas de metros al año (Fig. 10).

Agradecimientos

Se agradece a Selma Campos por su cuidadosa preparación de las figuras.

Lista de figuras

- Fig. 1 Arreglo estructural de los principales tipos de nieve en relación a los ejes cristalográficos del hielo (La Chapelle, 1977).
- Fig. 2 Resumen pictórico de la Clasificación Internacional de la Nieve por precipitación sólida. Esta clasificación se aplica a nieve que cae. (La Chapelle, 1977).
- Fig. 3 Clasificación meteorológica de cristales de nieve de acuerdo al esquema de Magono y Lee. Este esquema permite clasificar mucho más detalladamente, que la clasificación internacional. También se aplica para nieve que cae.
- Fig. 4 Metamorfismo destructivo de un cristal de nieve estelar. Los números significan la edad del cristal de nieve.

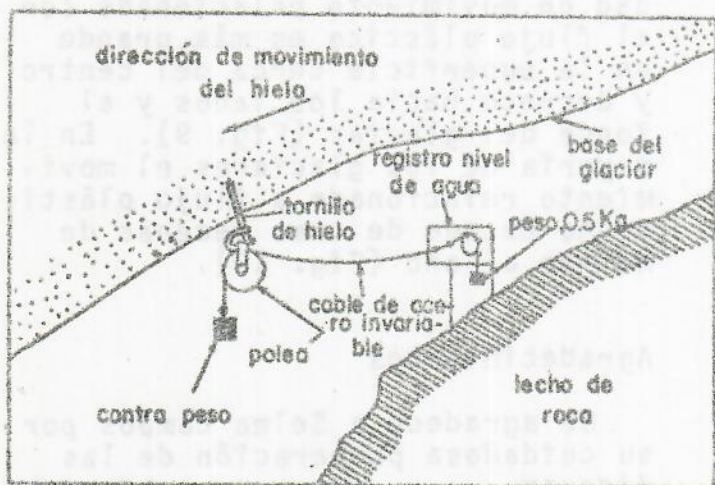


FIGURA 7

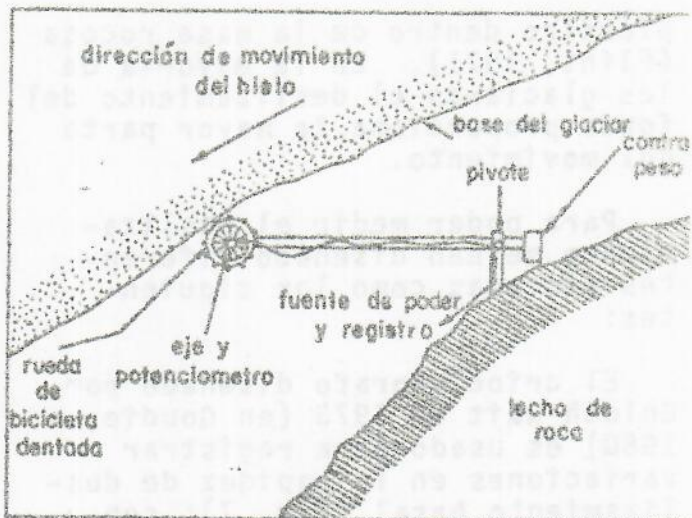


FIGURA 8

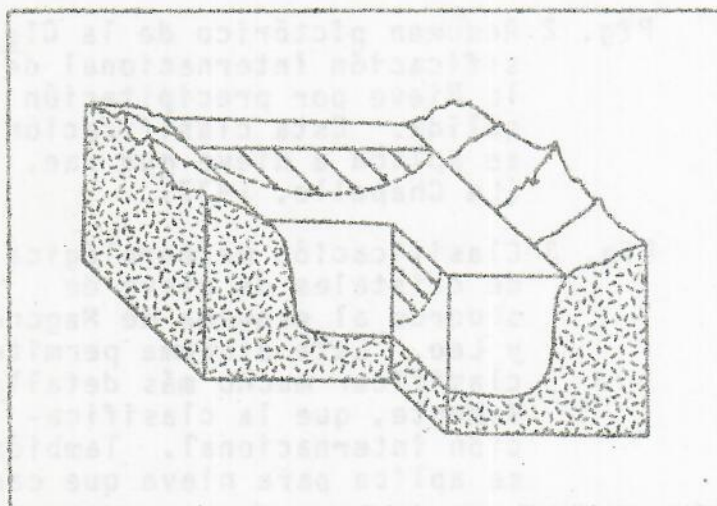


FIGURA 9

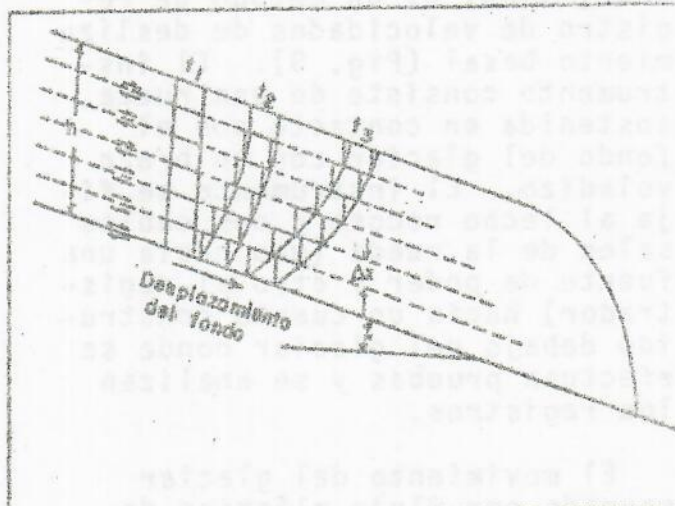


FIGURA 10

en días, (La Chapelle, 1977).

Fig. 5. Clasiificación de nieve metamorfofizada de acuerdo al esquema propuesto por Sommerfeld y La Chapelle en 1969. Este esquema se aplica a nieve depositada (La Chapelle, 1977).

Fig. 6. Zoneamiento esquemático del área de acumulación (modificado de Muller, 1962).

Fig. 7. Criocinógrafo

Fig. 8. Cavitómetro

Fig. 9. Flujo de un glaciar. Probado por líneas de estacas y testigos curvados.

Fig. 10. Movimiento de una capa inclinada de hielo por deslizamiento del fondo y de formación por cizallamiento plástico. Se observa la posición de una columna de hielo, vertical al tiempo t_1 , siendo desplazada y deformada a los tiempos t_2 y t_3 . El movimiento es representado por desplazamientos de laminaciones infinitamente delgadas en el hielo (según Robinson, 1982).

Bibliografía

EMBLETON, C., y King., 1968, Glacial and Periglacial Geo-

morphology, Edward Arnold (Publishers) Ltd., Great Britain, 608 p.

FLINT, R.P., 1971, Glacial and Quaternary Geology, John Wiley & Sons Inc., New York, 892 p.

GOUDIE, A., 1980, Geomorphological Techniques, Edited for the British Geomorphological Research Group, Published by George Allen & Unwin, London, p. 213-225.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 1968., Guide book on Nuclear Techniques in Hidrology, World Group on Nuclear Techniques in Hidrology, International Hydrological Decade, Technical Report Series, No. 91, Vienna, p. 75-84.

LA CHAPELLE, E.R., 1977., Field Guide to Snow Crystals, Published by J.J. Douglas Ltd, Vancouver, Canada, 101 p.

MULLER, F., 1962, Zonation in the accumulation areas of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada, Glaciol., 3., p. 392-397..

ROBINSON, E.S., Basic Physical Geology, John Wiley & Sons, New York, p. 521.

SHUMSKII, P.A., 1964, Principles of Structural Glaciology, Translated from the Russian by Peter Kraus, Dover Publications Inc., New York, 497 p.

(Recibido: febrero de 1985)

CURIOSAS PROPIEDADES MAGNETICAS DE UN BASALTO COLUMNAR

J. Urrutia Fucugauchi*

Resumen

El estudio de las propiedades magnéticas de rocas y minerales se inició hace miles de años (por ejem. por chinos, olmecas y griegos) y debido a la importancia de estos estudios en otras disciplinas (inicialmente la aplicación de la brújula magnética a problemas de orientación y posteriormente en muchas otras aplicaciones), trabajos teóricos y experimentales han continuado hasta el presente. Dentro de los minerales magnéticos, primeramente identificados (y quizá el más conocido) tenemos a la magnetita (Fe_3O_4), de la serie de óxidos de Fe y Ti de las titanomagnetitas. Minerales de esta serie se encuentran en una gran variedad de rocas y frecuentemente en tamaños muy finos, dando lugar a magnetizaciones remanentes estables durante períodos geológicos, que representan un registro del campo geomagnético del pasado. En este trabajo se presentan algunos resultados del estudio de titanomagnetitas de un basalto columnar, con objeto de ilustrar los métodos del magnetismo de rocas y para mostrar que estos estudios aún continúan produciendo sorpresas.

*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, D. F., México 04510, D.F., México

"Mi Musa canta ahora, por ésta, una causa poderosa
Explicar el imán, porque
éste, poderoso, atrae al
rudo hierro en orgulloso
abrazo.

Los hombres admiran al
haber visto frecuentemente,
pequeños anillos de
hierro, seis, ocho, o
diez componer una cadena,
sin ninguna unión entre
ellos; suspendidos por el
imán parecen suspendidos
en el aire uno a otro se
unen y permanecen.

Tan grande es la fuerza de
la piedra imán...."

(Lucretius Carus, en "De
Rerum Natura", Ier siglo
antes de Cristo, Roma).

Las propiedades de la 'piedra imán' (óxidos de Fe y Ti, de la serie titanomagnetita) con seguridad cautivaron a muchos de los pueblos en la antigüedad. Los griegos minaron la magnetita (Fe_3O_4) en la Provincia de Magnesia, de donde probablemente deriva el nombre de 'magneto' (L. Carus)¹. Estudios y descripciones pueden encontrarse en escritos griegos desde el año 800 antes de Cristo (AC); por ejemplo en los escritos de Tales de Mileto y de Anaxágoras, quienes le suponían una 'alma' a la magnetita. Diógenes de Apolonia sustentaba que la magnetita se alimentaba de hierro y había también otras ideas sobre el efluvio o emanaciones invisibles, sustentadas por Empédocles, Epicuro y Demócrito. Muchas de estas ideas permanecieron en Europa durante la Edad Media.

¹ Otra posibilidad es que derive del nombre del pastor 'Magnes', quien supuestamente descubrió la magnetita (Plinio).

Otras culturas², en particular la china, también se interesaron en las propiedades de la magnetita. Los chinos realizaron un importante descubrimiento al usar las propiedades direccionales en la brújula magnética, posiblemente en el siglo 2 A.C. (Needham, 1962). De aquí, la brújula magnética viajó a Europa, durante el siglo XII cuando se tienen las primeras referencias en los criterios del monge inglés Alexander Neckham, en 1190. Durante el siglo XIII se observó la correspondencia entre la dirección magnética y la dirección norte-sur; de donde se sugirió que la magnetita obtenía sus propiedades de la estrella polar y también se sugirió la posible existencia de montañas de magnetita en los polos. Esta última idea, era apoyada por las observaciones sobre depósitos de magnetita y tenía el mérito de ascribir la propiedad direccional a un fenómeno de la tierra y no de los 'cielos'. De estas observaciones, se tienen indicaciones del uso de la brújula magnética en prospección por magnetita; sin embargo, todavía habría de transcurrir un largo tiempo antes de que esto fuese entendido y usado.

² Estudios recientes de las culturas Mesoamericanas parecen indicar que los olmecas conocieron las propiedades magnéticas y aún las usaron en orientación por medio del compás magnético (Urrutia et al., 1982). Esto tuvo lugar en una época anterior a la china, posiblemente unos 10 siglos antes.

Magnetismo de rocas y paleomagnetismo

En la actualidad, el estudio de la magnetita y de otros minerales magnéticos continúa atrayendo la atención y constituye un área de investigación de diversos estudios de Geofísica, Física, Química, Metalurgia, etc. En Geofísica, su estudio ha adquirido una gran importancia dado que, además de su interés propio, el magnetismo de rocas ha encontrado una cantidad de aplicaciones en las ciencias de la tierra. Algunas de las propiedades de los minerales magnéticos (en particular, la de conservar un registro de campos magnéticos tales como el terrestre, en la forma de la magnetización remanente) han permitido estudiar el campo magnético terrestre en el pasado geológico. Las implicaciones de estos estudios han sido profundas y han alterado nuestras concepciones en muchas otras disciplinas como geomagnetismo, tectónica, estratigrafía, exploración magnetométrica, mecánica y evolución de la corteza, manto y núcleo, etc. (Tarling, 1984).

Conforme se ha ampliado el número de aplicaciones del paleomagnetismo e incrementado el conocimiento sobre la magnetización remanente (NRM) y los procesos que la afectan, se ha vuelto más importante el poder identificar los minerales magnéticos presentes en las rocas. Dentro de estos estudios, la identificación de aquellos minerales que portan la magnetización remanente y su estado magnético constituyen los aspectos más difíciles y de mayor interés. Existe una gran variedad

de métodos, algunos basados en propiedades, por ejem. análisis con rayos X, mediciones de conductividad eléctrica y constante dieléctrica, separación líquidos pesados, estudios con microscopio óptico en luz transmitida y reflejada, estudios con microscopio electrónico. No obstante la variedad de métodos, la identificación de minerales magnéticos con grano de tamaño fino (por ejem. en rocas volcánicas), o muy poco abundantes (por ejem. en rocas carbonatadas), continua siendo un problema difícil.

Para el estudio del magnetismo de rocas, una partícula de tamaño fino tiene diferentes significados sobre el tamaño mismo de la partícula. Esto es debido a que la estructura de dominio, más que el tamaño, es el aspecto de interés. De aquí que una partícula de magnetita de $0.04 \mu\text{m}$ (10^{-4}cm) y una partícula de $10 \mu\text{m}$ puedan considerarse similares al ser ambas de dominio sencillo (SD). Podemos considerar a los dominios magnéticos como las proporciones mayores de un material dado capaces de retener una dirección de magnetización única. En general, el magnetizar un mineral ferromagnético resulta en un campo interno que tiende a oponerse al campo magnético externo. Esto puede verse en términos de la energía magnética, la cual puede ser minimizada para un tamaño y forma del mineral dado por división en 'regiones magnéticas'. Estas divisiones

ocurren hasta que la energía requerida para formar las fronteras entre dominios magnéticos es mayor que la reducción en energía magneto-estática lograda con la división. Dependiendo del balance de energía, se tendrán tamaños críticos (para distintas composiciones y formas) para la formación del dominio; lo que resulta en partículas de dominio sencillo (SD) o de dominios múltiples (MD). El comportamiento magnético de granos de SD es muy diferente del de MD, por lo que es de interés el estudio de la estructura magnética de los minerales magnéticos. Los fundamentos de la teoría de SD-MD fueron desarrolladas por Neel, 1955 y posteriormente han sido estudiadas por otros investigadores (Dunlop & West, 1969; Moskowitz & Banerjee, 1979). Dado el tamaño de las partículas y las dificultades en observar las divisiones entre los dominios, es estudio de las propiedades magnéticas parece ser la clave para interpretar las estructuras de dominio.

Como ejemplo del tipo de trabajo requerido en los estudios de magnetismo de rocas y, además para ilustrar que aún cuando han sido largamente investigadas, éstas aún continúan mostrando 'sorpresas', en esta nota presentamos algunos resultados de un estudio de un basalto columnar del Salto de San Antón, Cuernavaca, Morelos. Detalles han sido reportados por Urrutia et al. (1984).

Los estudios sobre la variación de la susceptibilidad inicial y la histeresis magnética con bajas temperaturas (entre 77°K y 300°K) en

rocas basálticas han sido empleados para estimar la distribución de tamaño de grano y estructura de dominio (por ejem. Radhakrishnamurty et al., 1979, 1981; Senanayake & McElhinny, 1981; Urrutia et al., 1984). En estos estudios se observó que más del 95% de las muestras estudiadas presentaban una de tres formas de variación de susceptibilidad, las cuales se ilustran en la Fig. 1. Radhakrishnamurty y colaboradores consideran que el comportamiento de las muestras del grupo 1 es debido a granos de magnetita de dominio sencillo (SD) o superparamagnéticos (SP), a las del grupo 2 como granos de magnetita con deficiencias de cationes (CD) y a las del grupo 3 como granos de magnetita de dominio múltiple (MD). Por otro lado, Senanayake & McElhinny han propuesto que las muestras del grupo 1 presentan titanomagnetitas ($x > 0.3$) predominantemente de MD, las del grupo 2 consisten de titanomagnetitas con ilmenita que divide los granos y da comportamiento se SD, y las del grupo 3 como titanomagnetitas ($x < 0.15$) o magnetitas de MD.

Con objeto de estudiar en más detalle estas explicaciones, se inició un estudio de muestras basálticas de México. Dentro de las muestras estudiadas se incluyeron algunas de los basaltos columnares de San Antón, Cuernavaca, Morelos; las cuales proporcionaron resultados interesantes, con un comportamiento de susceptibilidad-temperatura

distinto de los ilustrados en la Fig. 1. La susceptibilidad de estas muestras disminuyó al enfriarse con nitrógeno líquido hasta alcanzar un valor mínimo, a partir del cual comenzó a aumentar nuevamente (Fig. 2). Entre las miles de muestras estudiadas por Radhakrishnamurty y colaboradores y por Senanayake & McElhinny, sólo se había reportado una muestra con este tipo de comportamiento. Esta muestra corresponde a un basalto oceánico de la dorsal Atlántica (latitud 45°N) y los resultados fueron interpretados en términos de titanomagnetitas ($x \sim 0.6$) de SD, con pequeñas cantidades de granos sp^* (de tamaño muy fino).

Considerando las propiedades poco usuales del basalto columnar de San Antón, se realizaron varios experimentos para investigar sus minerales magnéticos. Entre los experimentos para la identificación de los minerales portadores de la magnetización (NRM) se tienen los de demagnetización con campos magnéticos alternos decrecientes. Los resultados nos indican que la magnetización consiste de dos componentes, una de origen viscoso de pequeña intensidad y otra de origen posiblemente térmico. Estas componentes residen principalmente en minerales con coercitividades menores de 100 mT (más una contribución pequeña de minerales con coercitividades mayores). Una gráfica de demagnetización (cambios de intensidad se incluye en la Fig. 3d). Ello permite eliminar la presencia predominantemente de minerales de alta coercitividad, tales como hematita, que presentaría una

curva sin cambios en intensidad. Esto fué corroborado con experimentos de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM). Estos experimentos (ver Fig. 3a, b) indican minerales que saturan en campos menores de 0.1T, como los de las series de titanomagnetitas (TM) o titanomaghemitas (TMh). Minerales tales como la hematita o la goetita se saturan en campos más altos. La magnetización con la aplicación de campos magnéticos directos (IRM) fue también demagnetizada con campos alternos. La comparación de las gráficas de demagnetización de la NRM y de la IRM permite detectar la presencia de minerales de un cierto tamaño de grano y estructura de dominio. Lowrie & Fuller (1971) han indicado que la presencia de minerales de SD o de MD pueden observarse de la comparación de las curvas, con la curva de IRM debajo de la NRM en el caso SD y la curva de IRM por arriba de la NRM (asumiendo que la NRM es una componente térmica). Los resultados (Fig. 3d) indican predominantemente minerales de SD.

La determinación de la temperatura de Curie es útil para estimar la composición de minerales de las series de titanomagnetitas o titanomaghemitas, así como estudiar los cambios químicos debidos al calentamiento. La temperatura de Curie es de aproximadamente 200°C (Fig. 4a), lo que corresponde a titanomagnetitas o titanomaghemitas de composición intermedia (TM60).

El calentamiento hasta 600°C produce una curva irreversible, con nuevos minerales de temperatura de Curie de 575°C (magnetita). Las curvas (Fig. 4a) son similares a las obtenidas en basaltos oceánicos. Los nuevos minerales son estables al calentamiento y las curvas son reversibles (Fig. 4b). Los efectos del calentamiento pueden también observarse en los experimentos de IRM y de demagnetización con campos magnéticos alternos. La presencia de minerales de alta intensidad y saturación a menos de 0.1T puede observarse en la Fig. 4a, b, y el incremento en la coercitividad (curva IRM) en campos alternos puede verse en la Fig. 4c (la curva de IRM de la muestra calentada está por arriba de las curvas de NRM y de IRM de la muestra sin calentar).

Observaciones al microscopio usando luz reflejada indican la presencia de titanomagnetitas y de otros minerales opacos de tamaño muy fino. Con objeto de estudiar estos minerales de tamaño pequeño, se hicieron observaciones de ciclo de histéresis a temperatura ambiente (300°K) y a temperatura de nitrógeno líquido (77°K). Los resultados se presentan en la Fig. 5. A 77°K, los ciclos son más anchos, lo que indica un aumento en la coercitividad (por ejem., de 30 mT a 90 mT para la muestra 21). Los ciclos de histéresis corresponden a titanomagnetitas de SD con composición intermedia y con minerales de tamaño muy fino. Finalmente, también se hicieron observaciones con un microscopio electrónico y determinaciones de composición. Se detec-

tó titanomagnetitas con alto contenido de titanio (TM60 a TM70) y con pequeñas cantidades de Cr y Mn. Se observaron tipos principales de granos: (1) titanomagnetitas de formas alargadas sin estructura cristalina apreciable y tamaños de $\sim 30\mu\text{m}$ de largo y $0.2\mu\text{m}$ de ancho; (2) titanomagnetitas en forma de esqueletos de hasta $25\mu\text{m}$ (Fig. 6a) y (3) titanomagnetitas en forma de cruces (Fig. 6b) con anchos de 0.5 a $2\mu\text{m}$ (ocasionalmente hasta $10\mu\text{m}$) que ocurren aislados o en grupos de dos o tres. La forma predominante alargada de las titanomagnetitas es compatible con las coercitividades y la estabilidad magnética de las muestras.

Los resultados permiten explicar el patrón de susceptibilidad-temperatura (Fig. 2), en términos de la predominación de titanomagnetitas de composición intermedia (TM 60) y de tamaño fino (estructura SD), cuya susceptibilidad decrece con el enfriamiento y con minerales muy finos (SP^*) de comportamiento superparamagnético a temperatura ambiente, que contribuyen a la susceptibilidad a bajas temperaturas dando lugar al incremento observado hacia los 77°K (Fig. 2).

Estudios de este tipo semejan una labor de detective, al tratar de identificar minerales difíciles de observar ópticamente, y de tratar de entender sus propiedades magnéticas. Los resultados de los estudios de magnetismo de rocas permiten entender los mecanismos de registro del

campo magnético y ayudar en las aplicaciones del paleomagnetismo a problemas diversos de geofísica y geología.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en colaboración con el Dr. C. Radhakrishnamurty (India) y el Dr. J.F.W. Negendank (Alemania Federal). El apoyo económico de la Fundación Científica Volkswagen, del Tata Institute of Fundamental Research y del CONACYT fue importante en la realización del trabajo.

Lista de Figuras

Fig. 1 Variación de susceptibilidad a bajas temperaturas en basaltos. Valores de susceptibilidad normalizada a temperatura ambiente (x/x_{300}).

Fig. 2 Ejemplos de variación de susceptibilidad a bajas temperaturas en basaltos columnares de San Antón, Morelos. Compare con los resultados de la Fig. 1.

Fig. 3 (a) Adquisición de magnetización isothermal (IRM) en muestras de basalto columnar, después de demagnetización con campos alternos y después de demagnetización hasta 600°C . (b) Histogramas de adquisición de IRM. (c) Gráfica de demagnetización de la IRM de la muestra calentada previamente.

te a 600°C. (d) Gráficas de demagnetización de la NRM y de la IRM (muestra sin calentar).

Fig. 4 Curvas termomagnéticas para determinación de temperatura de Curie (a) muestra de basalto columnar, primer calentamiento; (b) segundo calentamiento.

Fig. 5 Ejemplos de ciclos de histéresis a campos altos (0.2T), medidos a temperatura ambiente (300°K) y a temperatura de nitrógeno líquido (77°K). La escala vertical está en unidades de intensidad arbitrarias, pero es la misma escala para las 4 gráficas. La escala horizontal está en MT (1 división = 10 mT).

Fig. 6 (a) Ejemplo de una titanomagnetita elongada, observación en microscopio electrónico con magnificación de 3500x. (b) Ejemplo de una titanomagnetita de forma de cruz, magnificación de 9 200x.

Referencias

- DUNLOP, D.J. & WEST, G.F., 1969. An experimental evaluation of single domain theories. *Rev. Geophys.*, 7, 709-757.
- LOWRIE, W. & FULLER, M.D., 1971. On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite. *J. Geophys. Res.*, 76, 6339-6349.
- MOSKOWITZ, B. & BANERJEE, S.K., 1979. Grain size limits for pseudo single domain behavior in magnetite: implications for paleomagnetism. *IEEE Trans. Magn.* 15, 1241-1246.
- NEEDHAM, J. 1962. *Science and civilization in China*. Vol. 4, Cambridge Univ. Press, 434 p.
- NEEL, L., 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.* 4, 191-243.
- RADHAKRISHNAMURTY, C., DEUTSCH, E.R. & MURTHY, G.S., 1979. On the presence of titanomagnetite in Basalts. *J. Geophys.*, 45, 433-446.
- RADHAKRISHNAMURTY, C., LIKHITE, S.D., DEUTSCHE, E.R. & MURTHY, G.S., 1981. A comparison of the magnetic properties of synthetic titanomagnetites and basalts. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26, 37-46.
- SENANAYAKE, W.E. & McELHINNY, M.W., 1981. Hysteresis and Susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26, 47-55.
- TARLING, D.H., 1983. *Paleomagnetism*. Chapman & Hall, England, 379 pp.
- URRUTIA D., J., MAUPOME, L. & BROSCHE, P., 1982. Archeomagnetic research programme. 1. An introduction to the knowledge of

magnetism in pre-Colombian
Mesoamerica.

URRUTIA F., J., RADHAKRISHNAMURTY,
C. & NEGENDANK, J.P. 1984.
Magnetic properties of a
columnar basalt from central
Mexico. Geophys. Res. Lett.,
11 (9), 832-835.

(Recibido: diciembre de 1984)

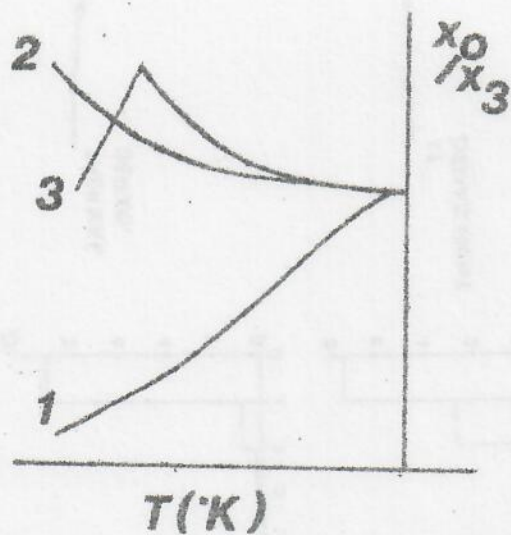
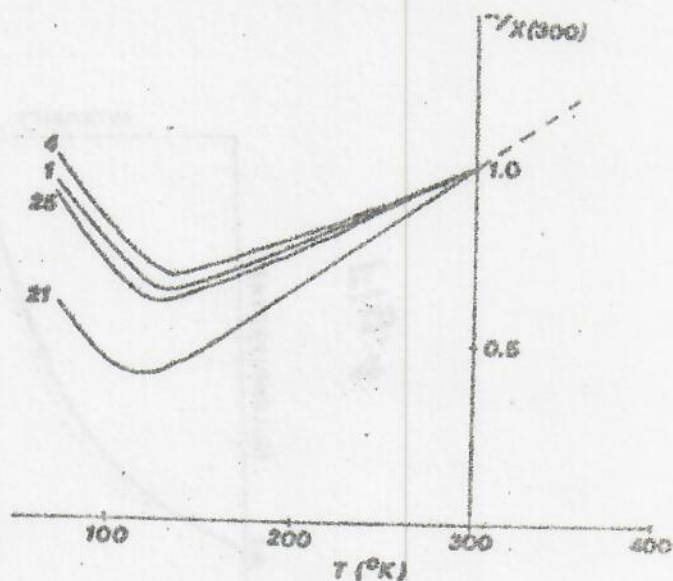


Fig. 1

Fig. 2



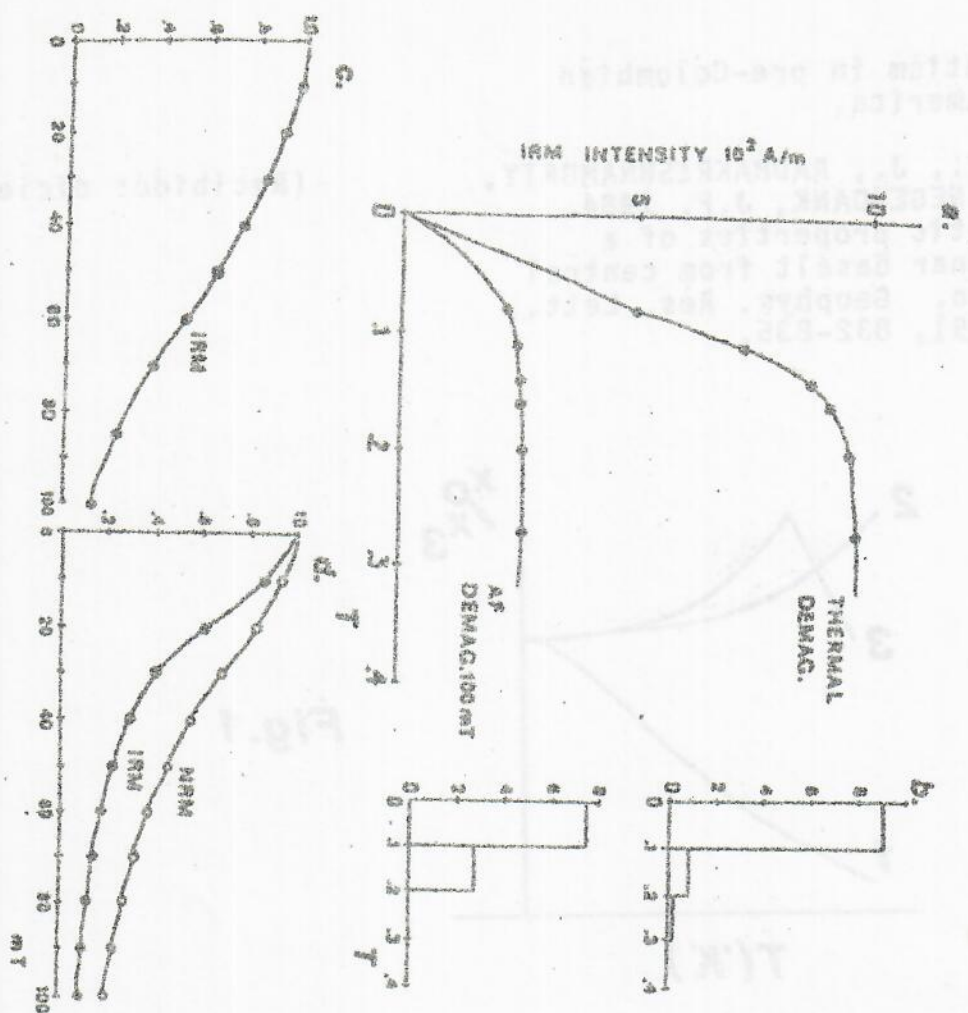


Fig. 3

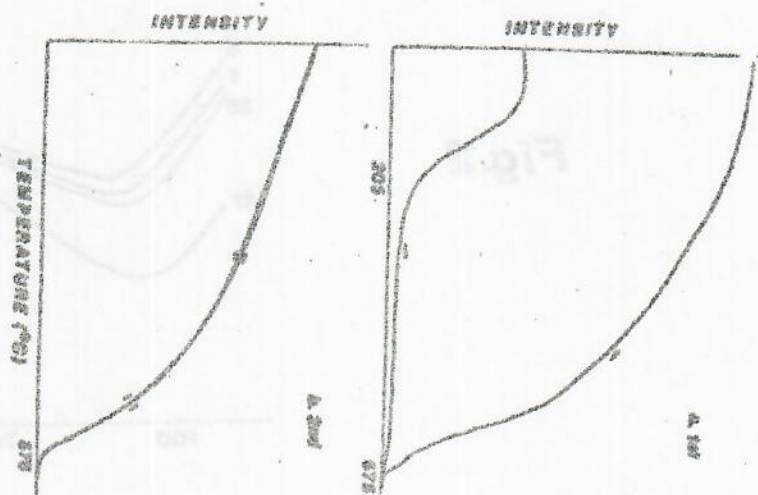
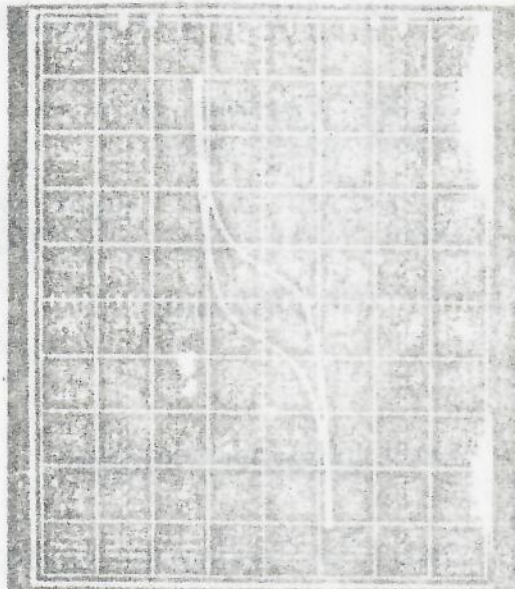
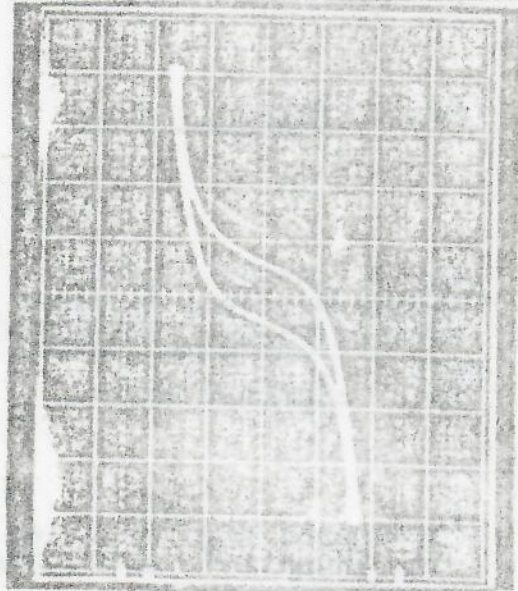


Fig. 4

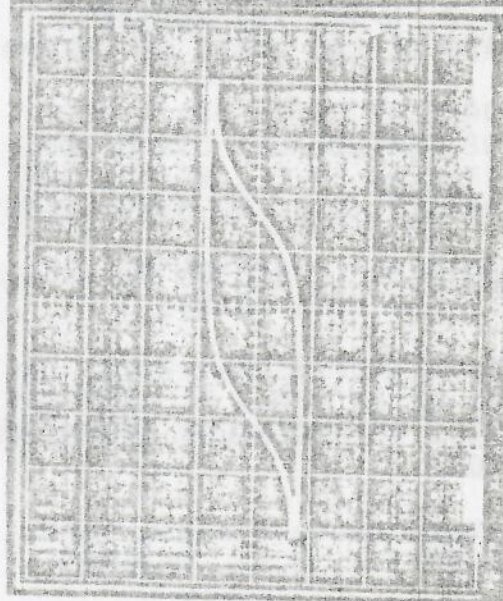
300°K

300°K

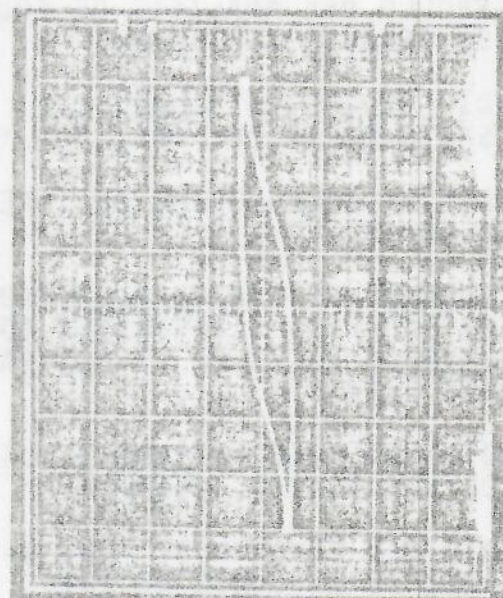


21

25



77°K



77°K

a



b

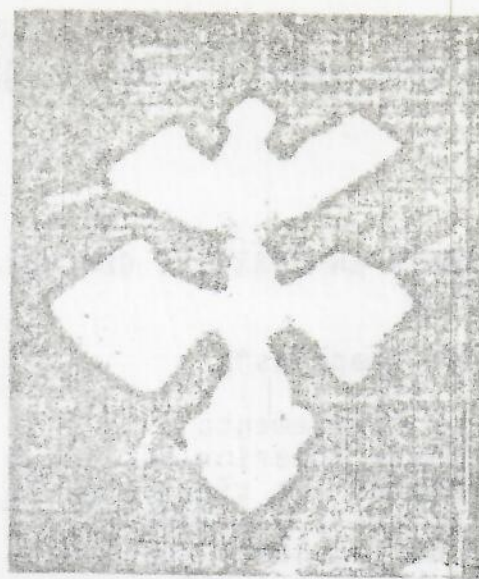


Fig. 6

Fig. 5

BIBLIOGRAFIA EN TESIS DE GEOLOGIA
Y GEOFISICA

H. Delgado Granados*

Como un complemento a la lista del número anterior en la que se presentaron los títulos de tesis profesionales de 1984 de las carreras de Ingeniero Geólogo** e Ingeniero Geofísico** y sus autores, se muestran a continuación otros títulos pertenecientes a los años 1982 y 1983.

"DESARROLLO DEL ANALISIS DE FOURIER EN SEÑALES CONTINUAS"

"ESTUDIO GEOLOGICO MINERO DEL AREA SANTA MARIA DEL ORO, DGO."

"ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DEL AREA DE SAN RAFAEL, N.L."

"UN PROYECTO DE CARTOGRAFIA CRO-NOESTRATIGRAFICA SISTEMATICA COMO UN AVANCE HACIA LA LITOESTRATIGRAFIA FORMAL"

"ESTUDIO GEOLOGICO-MINERO DE LA ZONA DE LAS PLAYAS, CHIH."

"ESTUDIO DEL TEMBLOR DE TEHUANTEPEC DEL 22 DE JUNIO DE 1979 (m_b -6.2, h-113 km) MEDIANTE MODELADO DE LAS ONDAS DE CUERPO"

"EXPLORACION GEOLOGICA SUPERFICIAL DE SEMIDETALLE CON OBJETIVO PETROLERO EN EL AREA DE SAN JOSE RAICES, EDO. DE NUEVO LEON"

"GEOLOGIA DE LA REGION DE CHARCAS VENADO, SAN LUIS POTOSI"

"RASGOS PETROFISICOS DE LOS YACIMIENTOS DE LA SONDA DE CAMPECHE CON DATOS DE REGISTROS GEOFISICOS DE POZO"

*Instituto de Geofísica, UNAM
04510-México, D.F., MEXICO.

Miguel Angel Alvarado Omaña

Rafael Berumen Esparza
Ruben Pavon Leal

Francisco Javier Botello Jiménez
Juan Manuel Barragan Hernandez

Cecilia Caballero M.

Hugo Delgado Granados

Tonatiuh Domínguez Reyes

Miguel Espinoza Nava

David Ignacio Jiménez
Raquel Patricia Porres L.
Enrique Rivera Carranco

Oscar López Salinas

**Carreras impartidas en la Fac.
de Ingeniería de la UNAM.

"ESTUDIO DEL POTENCIAL GEOLOGICO MINERO DEL DISTRITO DE PARRAL, CHIH."

Gerardo Javier Moreno Serrano

"ESTUDIO DE GEOLOGIA SUPERFICIAL DE RECONOCIMIENTO Y SEMIDETALLE PARA MINERAL DE HIERRO EN EL AREA DE SAN EDUARDO, CHIH."

Eduardo Muhech Jallath

"PROSPECCION GEOLOGICA, EN EL DISTRITO MINERO DE ZACUALPAN, EDO. DE MEXICO"

Cutberto Oropeza Ortiz

"PROSPECCION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA EN LA ZONA SANTIAGO, AREAS, I, II y III, ESTADO DE COAHUILA"

Raucel Pascacio Toledo

"ESTUDIO GTOLOGICO DEL YACIMIENTO OXIDADO DE LA GLORIA, VILLA AHUMADA, CHIHUAHUA"

Horacio Reyes Butron

"ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE RAYONES, ESTADO DE NUEVO LEON"

Alejandro Reyes Medina

"GEOLOGIA DE LA SIERRA LA CANDELARIA, MUNICIPIO DE VILLA AHUMADA, EDO. DE CHIH."

Miguel Royo Ochoa

"ESTUDIO GEOLOGICO DE DETALLE ESTRATIGRAFICO DE LA FORMACION BATAQUE EN LAS HOJAS G12-A42, G12-A43, G12-A44, G12-A53, G12-A54, G12-A63, G12-A65, G12-A74, (DETENAL), ESTADO DE BAJA CALIFORNIA SUR"

José Alejandro Serrano A.

"ESTUDIO GEOLOGICO-MINERO DEL AREA TAHUEHUETO, ESTADO DE DURANGO"

Pablo Iríneo Varela Aguirre

Agradecimientos

Se agradece al Ing. Roboam León (Facultad de Ingeniería) las facilidades otorgadas para la publicación de estos títulos.

POBLACION ESTUDIANTIL EN CIENCIAS DE LA TIERRA
EN LA FACULTAD DE INGENIERIA

Hugo Delgado Cransden*

El número de alumnos registrados durante el semestre 85-1 en la Facultad de Ingeniería de la UNAM en las diferentes disciplinas de la División de Ciencias de la Tierra es como sigue:

Carrera	Alumnos 1er ingreso	Alumnos Reingreso	Total
Ingeniero Petrolero	250	915	1165
Ingeniero Geólogo	130	509	639
Ingeniero Geofísico	60	236	296
Ingeniero de Minas y Metalurgista	50	99	149
Total	490	1761	2251

Por otra parte el número de alumnos titulados en la misma división durante 1984 fue:

Carrera	Titulados
Ingeniero Petrolero	56
Ingeniero Geofísico	19
Ingeniero Geólogo	35
Ingeniero de Minas y Metalurgista	5
Total	115

* Referencia: Notisefi No. 112, febrero 1985

*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F. MEXICO



ARCHIPIÉLAGO REVILLAGIGEDO: UNA INVITACION

D.J. Terrell*

Alejado más de 400 kilómetros de tierra continental mexicana, el Archipiélago Revillagigedo es posiblemente la región más desconocida de nuestro territorio nacional. Está formado por las islas volcánicas Socorro, San Benedicto, Roca-partida y Clairón, y un gran número de volcanes submarinos. A pesar de que son muy importantes por la riqueza marina que nos legan, su existencia es prácticamente desconocida por muchos mexicanos.

La región del Archipiélago es fuente (poco aprovechada) de recursos renovables y no-renovables. Su lejanía en el Océano Pacífico ha hecho que México tenga que realizar esfuerzos especiales para conservar su soberanía. Hoy en día cuando el aprovechamiento de todo tipo de recursos es apremiante, es necesario realizar mayores esfuerzos en esta dirección por todos los mexicanos. Además de los recursos explotables tanto de inmediato como a mediano plazo, la región presenta gran interés científico. En particular en aquellos conocimientos relacionados a las ciencias de la Tierra.

*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear,
Instituto de Geofísica, UNAM
D. Coyoacan 04510, D.F., MEXICO

Para mí como estudiante de la evolución de la Tierra, el Archipiélago Revillagigedo me enfrenta con problemas básicos y profundos acerca de la formación de la corteza terrestre ¿Por qué, cómo y cuando se originaron las islas? ¿Cuál es su relación con la evolución del continente americano? ¿Cuál es su relación con el vulcanismo submarino de la dorsal del Pacífico este? y ¿En dónde se formaron en relación a su posición actual? son algunas de las preguntas cuya respuestas son de interés para la comunidad científica mundial. Son pocas las oportunidades de estudiar este tipo de islas, llamadas "oceánicas", y su relación al esparcimiento de la corteza oceánica. Por un lado se tienen islas muy alejadas de dorsales submarinas (el caso de Hawai), por otro lado las islas se encuentran sobre la dorsal (Islandia). El caso del Archipiélago Revillagigedo es particularmente importante, pues se encuentra cercano a lo que en la teoría de Tectónica de Placas tiene el nombre de "junta triple".

La Unión Geofísica Mexicana ha tenido la preocupación de impulsar los estudios en la zona. En 1981 empezó la organización de una excursión y solicitó al Ing. Sánchez Rubio (Instituto de Geología, UNAM) escribiera un artículo sobre las islas (GEOS 2, 1981, 7-23).

Con anterioridad fueron realizados algunos estudios, principalmente en la Isla Socorro, (algunas referencias son presentadas por

Sánchez Rubio, 1981). En el año de 1958 un grupo multidisciplinario de la UNAM fue encabezado por el Dr. Julián Adem y sus resultados presentados en una memoria del Instituto de Geofísica (La Isla Socorro: Archipiélago de las Revillagigedo; Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM; 1960).

Actualmente están situadas dos bases de observación científica en la Isla Socorro: un observatorio meteorológico de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos y un observatorio sismológico del Servicio Nacional (Instituto de Geofísica, UNAM). Aunque de ellos se obtiene información muy importante no se puede decir que estos observatorios son suficientes, al contrario, los resultados indican que es necesario obtener más y mejores datos, de todas las disciplinas dentro de las ciencias de la Tierra.

Existe, sin embargo, un obstáculo logístico para realizar investigación en la zona: la gran distancia a la que se encuentran las islas. A pesar de que se ha tenido gran apoyo de la Armada de México y de otras instituciones, lo remoto de la región hace imperiosa la coordinación de esfuerzos para usar de manera eficiente los recursos destinados a la investigación. Es por esta razón, principalmente, que se está organizando un plan multidisciplinario-interinstitucional para realizar estudios en la zona. Se está buscando que dentro de un plan general se lleven a cabo investigaciones independientes

cuya coordinación resulte en el aprovechamiento más eficiente de los recursos. Los resultados así obtenidos tendrán una mayor difusión y, por lo tanto mayor impacto. De esta manera se justifica más objetivamente el uso de valiosos recursos y costosos equipos tales como buques oceanográficos.

Esta es una invitación a la comunidad científica para que piense en la potencialidad que el Archipiélago Revillagigedo tiene en su rama de investigación. Espero que a falta de información de esta comunicación sirva para despertar la curiosidad en aquellos colegas que teniendo una gran aportación que hacer no han tenido la oportunidad.

(Recibido: abril, 1985)



GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE
GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Vol. 23

México, D. F., 1o. de julio de 1984

Núm. 3

Contenido

	Págs.
D. J. HOFMANN and J. M. ROSEN: Measurement of the sulfuric acid weight percent in the stratospheric aerosol from the El Chichón eruption.	309
E. J. MROZ, A. S. MASON, R. LEIFER and Z. R. JUZDAN: Stratospheric impact of El Chichón.	321
R. L. CHUAN and D. C. WOODS: Temporal variations in characteristics of the El Chichón stratospheric cloud.	335
G. W. LOCKWOOD, N. M. WHITE, D. T. THOMPSON and H. TÜG: Spectrally resolved measurements of the El Chichón cloud, May 1982 - August 1983.	351
R. S. QUIROZ: Influence of the El Chichón eruption on the stratosphere after summer 1982.	363
I. GALINDO, J. A. OTAOLA and G. ZENTENO: Atmospheric impact of the volcanic eruptions of El Chichón over Mexico.	373
M. C. McCracken and F. M. LUTHER: Preliminary estimate of the radiative and climatic effects of the El Chichón eruption.	385
A. ROBOCK: Climate model simulations of the effects of the El Chichón eruption.	403
G. PITARI and G. VISCONTI: Global transport of volcanic aerosol from El Chichón eruption studied with a three-dimensional circulation model.	415
R. K. R. VUPPUTURI and J. P. BLANCHET: The possible effects of El Chichón eruption on atmospheric thermal and chemical structure and surface climate.	433

Publicada con la ayuda del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

MEXICO
1984

Dirigir toda la correspondencia a:

EDITOR
Instituto de Geofísica, UNAM
Sección Editorial
Círculo Científico
Ciudad Universitaria
Delegación Coyoacán
04510 México, D.F., MEXICO

UNION GEOFISICA MEXICANA

Solicitud de Inscripción

"De los miembros de la Unión".

Ordinarios.- Aquellos individuos dedicados profesionalmente o asociados a la geofísica, que lo soliciten y que a juicio de la Mesa Directiva reúnan los requisitos para ello.

Estudiantes.- Estudiantes de alguna rama de la geofísica o campos conexos aceptados por la Mesa Directiva. La calidad de miembro estudiante podrá conservarse mientras demuestren estar inscritos en algún curso. Al perder su calidad como miembro estudiante, éste podrá pasar a ser miembro ordinario mediante solicitud a la Mesa Directiva. Los miembros estudiantes gozarán de cuotas reducidas establecidas por la Mesa Directiva.

Estatutos de la UGM artículo 7

Membresía

(México)

(Extranjero)

Miembros ordinarios	\$ 3 000.00	\$ 20.00 Dls. USA
Miembros estudiantes	\$ 1 500.00	\$ 10.00 Dls. USA

Los miembros recibirán los números de Geofísica Internacional y Geos que aparezcan durante el año.

Use letra de imprenta.

Nombre y título _____

Dirección (como debe aparecer en la correspondencia) por favor incluya código postal). _____

Compañía o Institución _____

Sección
(señale)

Geofísica de Tierra Sólida

Física de la Atmósfera

Aeronomía y Espacio Exterior

Oceanografía Física e Hidrología

Exploración Geofísica

Firma y nombre del asesor ó
autoridad escolar si es miembro estudiante.

Contribuciones y correspondencia para

G E O S

Favor de dirigirla a:

Editor GEOS
Unión Geofísica Mexicana
Instituto de Geofísica, UNAM
D. Coyoacan 04510-México, D.F.
MEXICO

Solicitudes de Información y Resúmenes para la
Reunión Anual UGM - 1985

Favor de dirigirlas a:

Comité Organizador
Reunión Anual 1985
Instituto de Geofísica, UNAM
D. Coyoacan 04510-México, D.F.
MEXICO

Fecha límite para recepción de resúmenes
31 de agosto de 1985

REUNION ANUAL UGM, OAXACA, OAX., NOVIEMBRE 10-16.

RARA APARECER EN PROXIMOS NUMEROS:

75 AÑOS DEL SERVICIO SISMOLOGICO NACIONAL
por Z. Jiménez

LA PERCEPCION REMOTA: ASPECTOS CONCEPTUALES
por Jorge Lira

INSTALACION DE UN OBSERVATORIO DE PULSACIONES GEOMAGNETICAS
EN LA REPUBLICA MEXICANA

por J.A.López Cruz-Abeyro

MISIONES ESPACIALES LEJANAS

por J.F. Valdés Galicia

HISTORIA DEL OBSERVATORIO MAGNETICO EN LA REPUBLICA MEXICANA

por J.C. Cañón Martínez

LA RADIOASTRONOMIA AL SERVICIO DE LA GEOFISICA

por Silvia Bravo

GASES NOBLES EN BASALTOS MARINOS

por D.J. Terrell

GEODESIA O NO

por Manuel Mena, Julio Monges & Carlos Cañón A.

PROGRAMA INTERNACIONAL DE LA LITOSFERA

por J. Urrutia

1960 - 1985

XXV ANIVERSARIO

U G M

Agradecemos la colaboración de la Facultad de Ingeniería y del
Instituto de Geofísica, para la impresión de este número.

Comite Editorial

G E O S

Organo Informativo de la Unión Geofísica Mexicana

Editor: Jaime Urrutia Fucugauchi

Comité Editorial: Juan Manuel Espíndola

Ruth Gall

Alejandro Nava

Federico Sabina

Colaboradores:

Dante Morán

Hugo Delgado

Enrique Cabral

José Rufz

Guadalupe Rodríguez

Selma Campos

Aurelio Vivar

Jorge Camacho

UGM

Unión Geofísica Mexicana*

Mesa Directiva

Presidente: Federico Sabina

Vice-Presidente: Jaime Urrutia Fucugauchi

Secretario General: David Terrell

Tesorero: Javier Otaola

Secretarios:

Investigación: Mario Martínez

Docencia: Francisco Suárez

Difusión: Ruth Gall

Difusión: Juan Manuel Espíndola

Vocales:

Noroeste: Francisco Medina

Noroeste: Héctor López Loera

Centro: Carlos Gay García

Patrocinadores:

Instituto de Geofísica, UNAM

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT)

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

Secretaría de Educación Pública (SEP)

Coordinación de la Investigación Científica, UNAM

*La Unión Geofísica Mexicana (UGM) es la sociedad civil no lucrativa de los profesionales en Geofísica y ciencias relacionadas.

