

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)

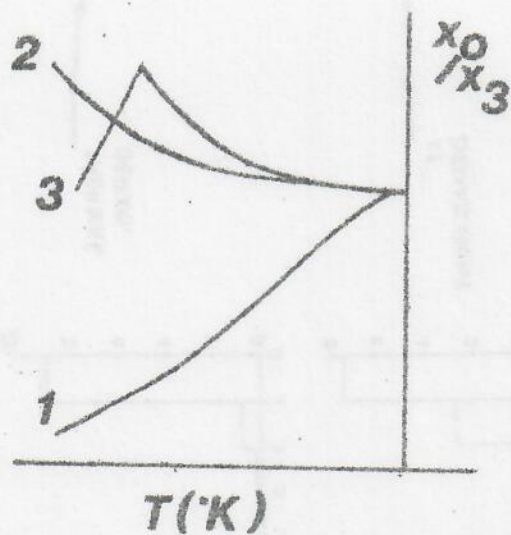
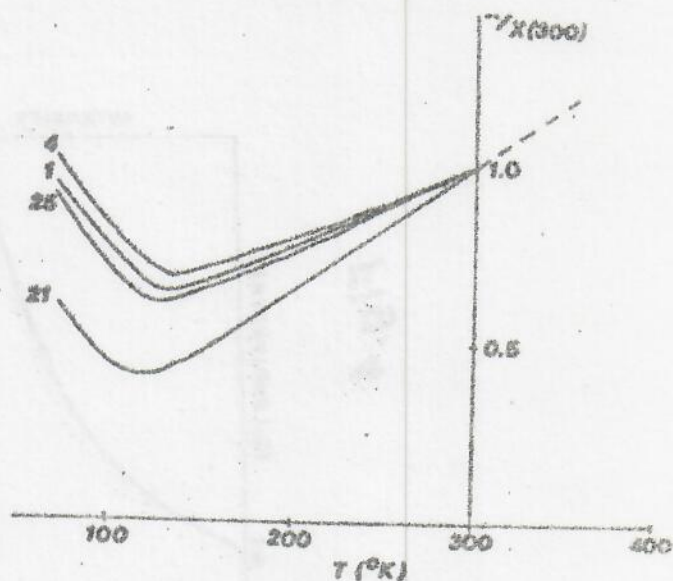


Fig. 1

Fig. 2



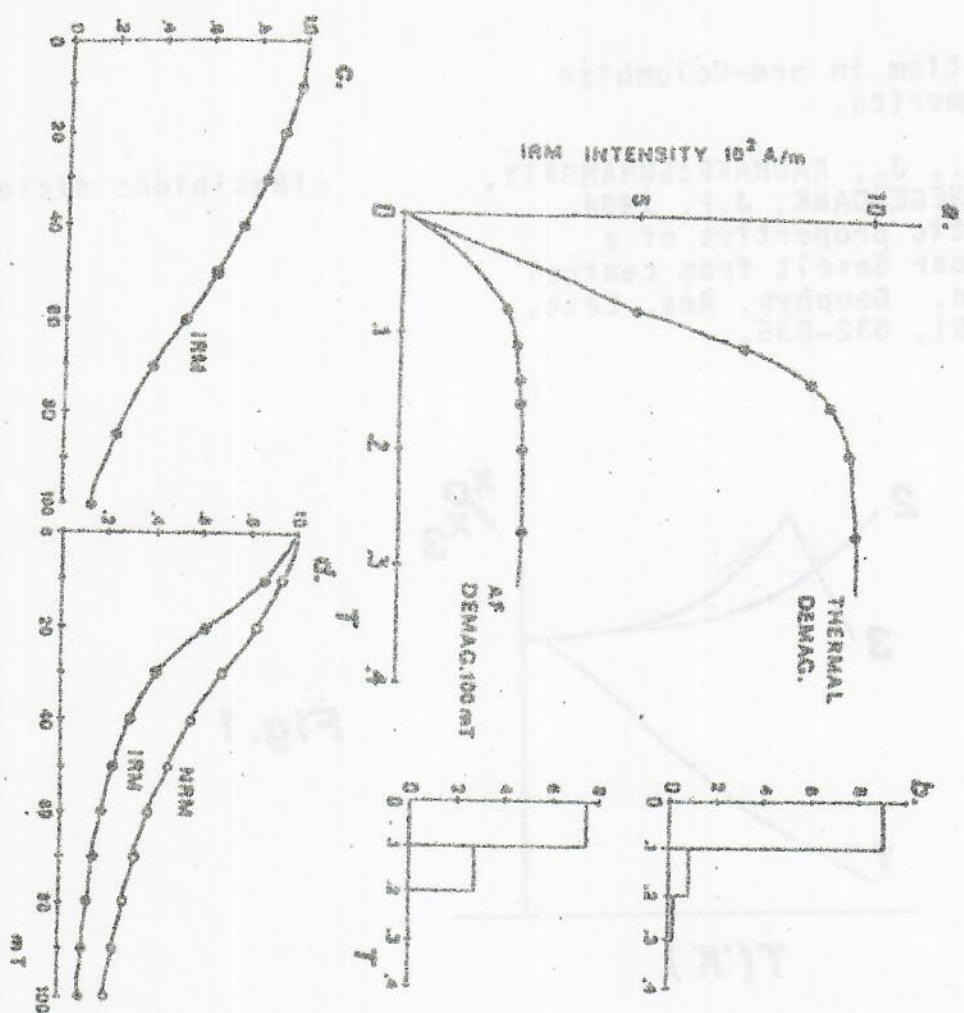


Fig. 3

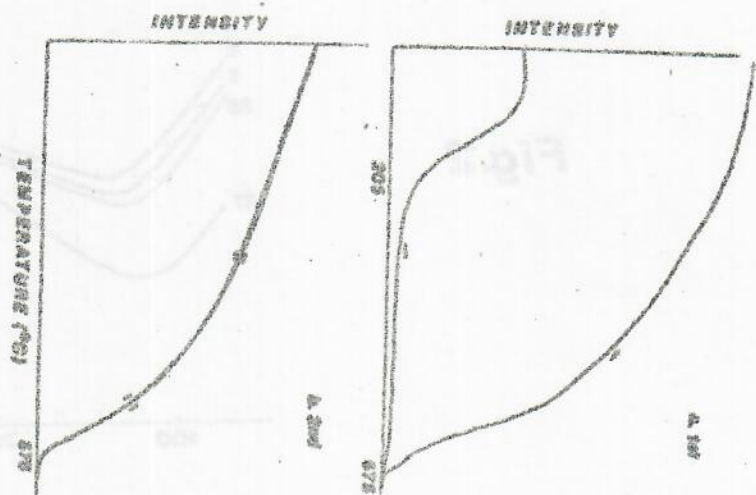
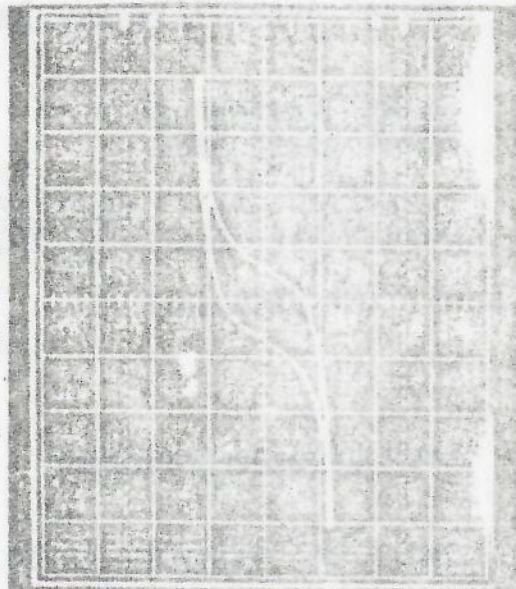
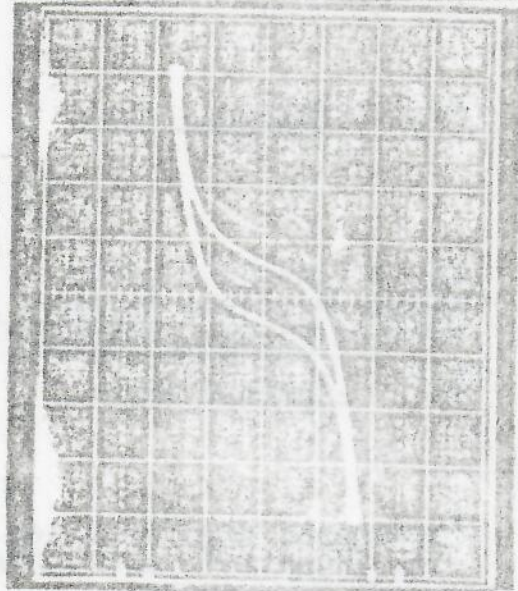


Fig. 4

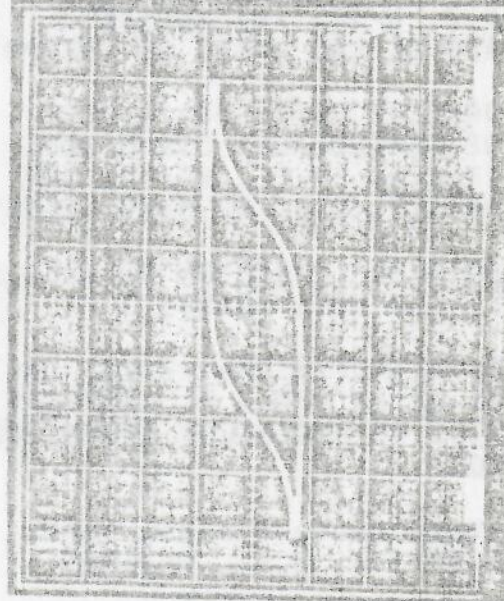
300°K

300°K

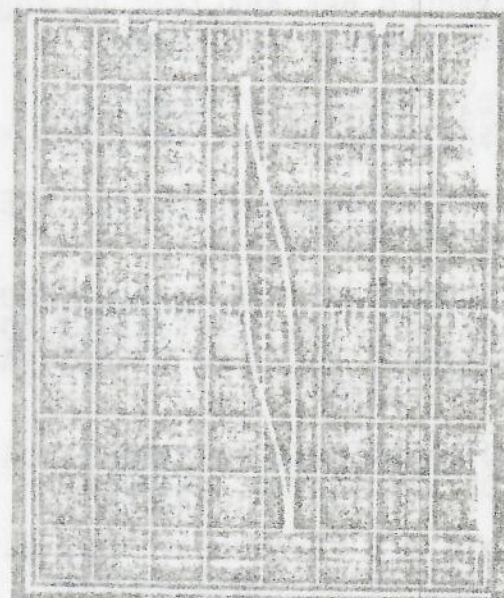


21

25



77°K



77°K

a



b



Fig. 6

Fig. 5