

SOBRE LA INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE DURANTE EL JURASICO MEDIO

JOSE E. MENDIA

Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad
de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires

Se efectuaron determinaciones de la paleointensidad del campo magnético terrestre en 12 muestras seleccionadas de rocas efusivas de la Formación Chon-Aike de edad jurásica media ($161 \pm ?$ millones de años), empleando el método originalmente elaborado por Van Zijl et al (1962) con las modificaciones introducidas por Smith, 1967a y Strangway, 1968. Por su comportamiento se eliminaron tres muestras, dando las nueve restantes para la intensidad del Campo Magnético Terrestre en el Jurásico Medio un valor promedio de $0,29 \pm 0,03$ oersteds, siendo el valor actual para esa latitud de 0,318 oersteds, hecho llamativo pues América del Sur en esa época habría estado a latitudes muy próximas a las actuales (Valencio y Vilas, 1970).

Los resultados obtenidos varían desde un valor máximo de 0,44 oersteds hasta un mínimo de 0,10 oersteds. Estas variaciones podrían deberse a factores distorsionantes no detectados en el comportamiento de las muestras durante el proceso de laboratorio. Dado que las muestras analizadas corresponden a distintos flujos y lugares de emplazamiento sin una clara correlación estratigráfica, ello sugeriría que las diferencias observadas en los valores obtenidos estarían causadas, más bien, por fluctuaciones en la intensidad del campo geomagnético a lo largo del tiempo.

There have been carried a series of measurements of paleointensities in 12 selected samples from the Middle Jurassic Formation Chon-Aike ($161 \pm ?$ m.y.), employing the method originally elaborated by Van Zijl et al, 1962, with the modifications introduced by Smith, 1967a, and Strangway, 1968. Three samples were discarded because of their behaviour and the rest of them gave a mean value of $0,29 \pm 0,03$ oersteds for the intensity of Middle Jurassic Geomagnetic Field, being the actual intensity for the sampling latitude 0,318 oersteds. The similarity between this last value and the paleointensity here obtained is an interesting fact because South America could have been at latitudes very close to the present ones in the Middle Jurassic (Valencio y Vias, 1970).

The results obtained vary within a maximum of 0,44 oersteds and a minimum of 0,30 oersteds. These fluctuations could be caused by troublesome factors non detected in samples behaviour during reheating. Owing to the fact that all the samples correspond to different sampling sites without a clear stratigraphic correlation, the different values observed more probably are due to fluctuations in the intensity of the geomagnetic field during time.

INTRODUCCION

Los estudios paleomagnéticos han ido adquiriendo cada vez mayor importancia en los últimos años tanto en lo que hace al conocimiento de las direcciones del campo magnético terrestre en el pasado (paleo direcciones) como al de su intensidad (paleointensidades). Particularmente este último aspecto, que es el que nos interesa en el presente trabajo, es de fundamental importancia para comprobar la validez de la teoría del dínamo autoexcitado, que procura explicar el origen del magnetismo terrestre y sus fluctuaciones a través del tiempo. Esta teoría requiere que en el momento de producirse una reversión del campo magnético terrestre, la intensidad del campo dipolar se anule para crecer luego en sentido contrario. Otros aspectos importantes comprenden la determinación de: i) diferencias notables que puedan haber existido entre la intensidad en el pasado y la actual; ii) comportamiento del campo normal y reverso; y iii) la posible periodicidad en las fluctuaciones de la intensidad a través del tiempo.

Los estudios de paleointensidad se realizan sobre rocas, en general vulcanitas o sedimentos cocinados, o bien cerámicas y otros objetos productos de la industria humana en el pasado histórico. Las técnicas empleadas son particularmente laboriosas y tropiezan comúnmente con dificultades propias de la naturaleza inestable de los materiales, sometidos a procesos que alteran sus propiedades físicas y químicas, especialmente cuando se trabaja con vulcanitas. Es tal vez por ello que los investigadores han orientado su mayor esfuerzo a la determinación de paleodirecciones, dejando un poco de lado el estudio de la intensidad del campo geomagnético en el pasado. No obstante es necesario destacar que en los últimos años este campo de investigación ha ido paulatinamente desarrollándose y en la actualidad se publican gran número de trabajos relacionados con este tema, lo que da una idea de la importancia alcanzada por el mismo.

FUNDAMENTOS TEORICOS

El principio en que se basa la determinación de la intensidad del campo magnético terrestre en el pasado fue expuesto por Nagata (1943), quien demostró que la intensidad de la magnetización remanente térmica (MRT) inducida en una roca al ser calentada por encima de los puntos de Curie de sus minerales ferromagnéticos, y luego enfriada bajo la acción de un campo magnético conocido es proporcional al mismo siempre que éste no exceda de un oersted.

Johnson et al (1948) demostraron además que, para intensidades de campo magnético del orden de hasta dos veces la del campo magnético terrestre actual, la misma proporcionalidad es válida para rocas sedimentarias que adquieran magnetización detrítica (MRD) remanente.

Por lo tanto, la relación entre la magnetización remanente natural (MRN) adquirida por una roca durante su formación en una determinada edad geológica o histórica, bajo la influencia del campo magnético terrestre presente en ese momento (H_p), y la magnetización remanente térmica (MRT) inducida artificialmente en el laboratorio por un campo conocido (H_A), está expresada por:

$$\frac{H_p}{H_A} = \frac{MRN}{MRT} \quad (1)$$

Los valores de MRN y MRT pueden ser medidos en el laboratorio de modo que la única incógnita H_p se puede calcular a partir de esta expresión.

En la práctica, la determinación de paleointensidades tropieza con serias dificultades especialmente en el caso de rocas sedimentarias, donde se hace difícil diferenciar la magnetización detrítica remanente primaria de la magnetización química remanente (MRQ) secundaria. Por otra parte la intensidad de la magnetización en estas rocas es muy pequeña y requiere equipos de alta sensibilidad para medirla, lo que unido a las dificultades en reproducir con exactitud el proceso de adquisición de su magnetización, hacen que las rocas sedimentarias sean poco apropiadas para estudios de paleointensidad (Smith, 1967b).

Para el caso de rocas ígneas, en particular las de origen volcánico que son las que comúnmente se utilizan para estudios de paleointensidad, los problemas surgen como consecuencia principalmente de la presencia de componentes secundarios en la magnetización natural y de alteraciones químicas de sus minerales ferromagnéticos constituyentes producidas en el proceso de adquisición de la magnetización remanente térmica artificial en el laboratorio.

La presencia de componentes secundarios puede ser detectada mediante ensayos de estabilidad de la magnetización remanente natural, tales como desmagnetización térmica pudiendo efectuarse así una primera selección.

Por otra parte, el proceso de calentamiento necesario para inducir una magnetización remanente artificial a la muestra estudiada, produce generalmente cambios cualitativos y cuantitativos en los minerales ferromagnéticos presentes difícilmente detectables aun mediante el examen microscópico de secciones pulidas.

Para evitar estos efectos indeseables se hace necesario seleccionar muestras que se mantengan estables durante el proceso de remagnetización. El principal responsable de los cambios producidos durante el calentamiento es la oxidación, siendo por ello las rocas más apropiadas aquéllas ya altamente oxidadas por procesos deutéricos, ésto es durante el enfriamiento inicial de una lava a temperaturas entre 600° a 1000° C. Especialmente las rocas con bajo punto de Curie tienden a oxidarse durante el calentamiento ocasionando un incremento en dicho punto por lo que un punto de Curie inicialmente alto es otra condición necesaria.

Los sedimentos naturalmente cocidos, como los adyacentes a una roca ígnea o las llamadas porcelanitas originadas por combustión espontánea de mantos de carbón, y los objetos producidos por la industria humana como ladrillos y cerámicas, han demostrado ser los más apropiados para este tipo de investigación debido a sus altos puntos de Curie (la hematita es generalmente el mineral ferromagnético presente) ya que la cocción de los mismos ha redundado en una alta estabilidad mineralógica (Smith, 1967b).

RESULTADOS OBTENIDOS

Para el presente estudio se utilizaron muestras orientadas de porfiritas provenientes del llamado Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina (Formación Chon Aike), que fueron colectadas en las proximidades de Puerto Deseado, Provin-

cia de Santa Cruz, por J. F. Vilas en el transcurso de una campaña realizada en 1969. El estudio paleomagnético clásico de estas magmatitas fue realizado por Valencio y Vilas, 1970. Como se verá a continuación sólo se emplearon 12 de las muestras disponibles para la realización de este estudio; estas muestras corresponden a distintos flujos y lugares de emplazamiento, sin una correlación estratigráfica clara.

En lo que hace a la edad de esta formación Stipanovic y Reig, 1956, en base a consideraciones estratigráficas, la asignaron al Jurásico Medio Inferior. Posteriormente estas rocas fueron datadas por el método K—Ar que arrojó para las mismas una edad de $161 \pm ?$ m.a. o sea que corresponden al Jurásico Medio (Cazeneuve, 1965).

La técnica empleada en este trabajo para determinar la intensidad del campo magnético terrestre en esa época es similar a la adoptada por Strangway et al, 1968, que reconoce sus antecedentes en los trabajos de Van Zijl et al, 1962, y Smith, 1967 a y b. El procedimiento seguido por estos autores consta de las siguientes etapas: i) selección de las muestras sobre la base de su grado de oxidación a altas temperaturas; ii) desmagnetización por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes de la MRN; iii) inducción de MRT artificial en sucesivas etapas de calentamiento bajo la acción de un campo magnético conocido; iv) desmagnetización por campos alternos de la MRT artificial en las etapas por encima del punto de Curie; y v) selección de los resultados sobre la base de la comparación de las curvas de desmagnetización de la MRN y de la MRT artificial, así como a la tendencia indicada por las curvas de remagnetización. Así la coincidencia de las curvas de desmagnetización demostraría que el calentamiento no ha provocado alteraciones en los minerales ferromagnéticos de la muestra y también la ausencia de componentes secundarias importantes. Asimismo las posibles alteraciones cuantitativas y/o cualitativas en su mineralogía estarán registradas por una falta de estabilización de las curvas de adquisición de la MRT artificial a temperaturas superiores a la del punto de Curie.

En este trabajo se han seguido los lineamientos anteriormente descriptos, excepto que la selección de las muestras se hizo teniendo en cuenta la estabilidad del magnetismo remanente natural de las mismas y que éste también fue analizado mediante lavado térmico. Así las pruebas de estabilidad consistieron en el lavado por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y lavado térmico a fin de suprimir las componentes secundarias de la MRN.

La primera de estas pruebas se realizó en etapas de 50 Oersteds (Oe.) hasta alcanzar los 300 Oe., midiéndose luego de cada una de ellas la MRN residual; se consideraron aceptables aquellas rocas cuya MRN durante este proceso no disminuyó en más del 50 % de la inicial.

El lavado térmico adicional comprendió distintas etapas hasta la desmagnetización total de la muestra al llegar a su punto de Curie. En cada etapa del lavado se midió la susceptibilidad magnética de la roca rechazándose las muestras en que se produjeron modificaciones sustanciales de sus propiedades magnéticas. Los puntos de Curie determinados mediante el proceso de desmagnetización térmica oscilaron entre 640 y 670° C los que corresponderían a hematita u óxidos de hierro y titanio ricos en hematita.

Cabe hacer notar que estas pruebas de estabilidad de la MRN se realizaron por separado sobre dos discos adyacentes de un mismo cilindro cortado de la roca

bajo estudio, prosiguiéndose en los pascs subsiguientes con el utilizado en el lavado por campos alternos.

Solo 12 de las 66 muestras analizadas satisficieron los criterios de selección adoptados. En las Figuras 1 y 2 se ha graficado el comportamiento de una de las muestras seleccionadas durante los ensayos a que fue sometida. En la Figura 1 se observa la estabilidad en la dirección de la MRN a través de los lavados por campos alternos y térmico, en tanto que la Figura 2 muestra las curvas de intensidad relativas de $(\frac{I}{I_0})$ respectivas; la forma de éstas indicaría la ausencia prácticamente total de componentes secundarias. Las muestras seleccionadas provienen de distintos lugares de muestreo y con ellas se continuó el proceso de desmagnetización por campos

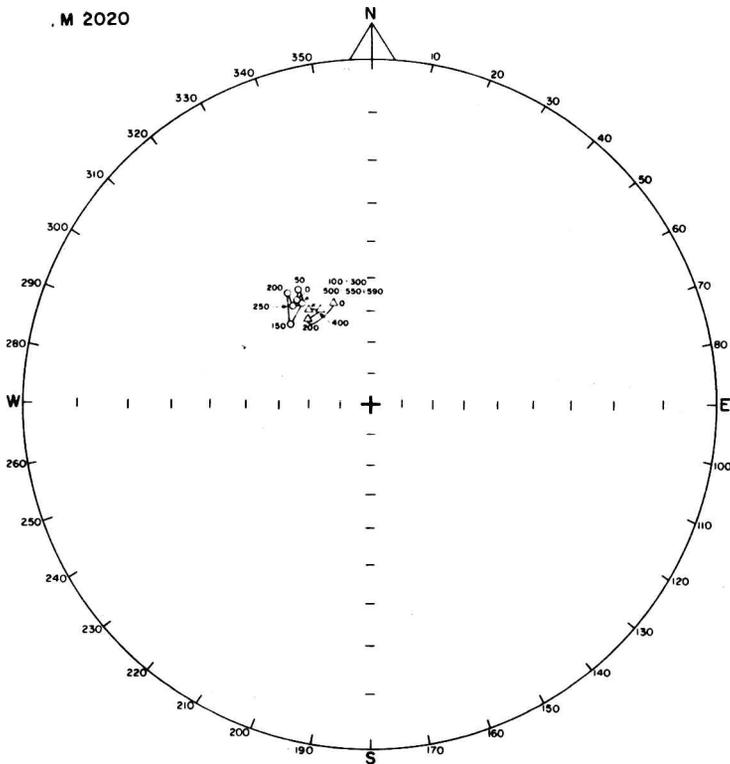


Figura 1. Estereograma representativo del comportamiento del magnetismo remanente de las muestras estudiadas. Cada circulito representa una etapa de lavado por campos magnéticos alternos. Los triángulos indican las correspondientes etapas de lavado térmico.

alternos hasta los 1500 Oes., máximo alcanzable con los equipos de que se dispone en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires.

El paso siguiente consistió en someter las muestras seleccionadas y desmagnetizadas a calentamiento, para luego dejarlas enfriar bajo la acción de un campo

magnético de 0,5 Oe. de dirección y sentido conocidos, en etapas sucesivas hasta alcanzar los 800° C. Luego de cada una de ellas se midió la magnetización adquirida

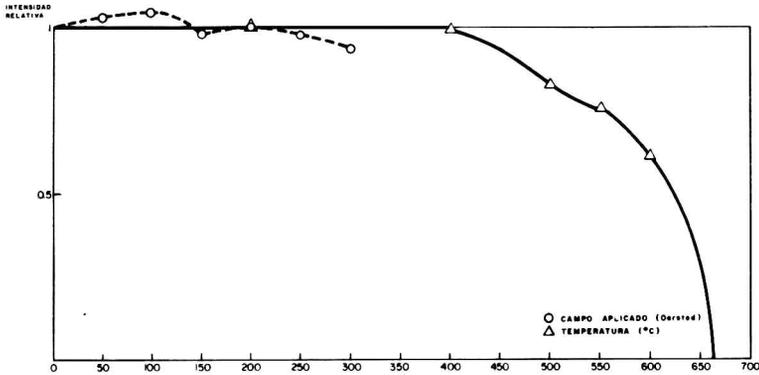


Figura 2 : Representación de la disminución de la intensidad relativa del magnetismo remanente para la muestra graficada en la Fig. 1.

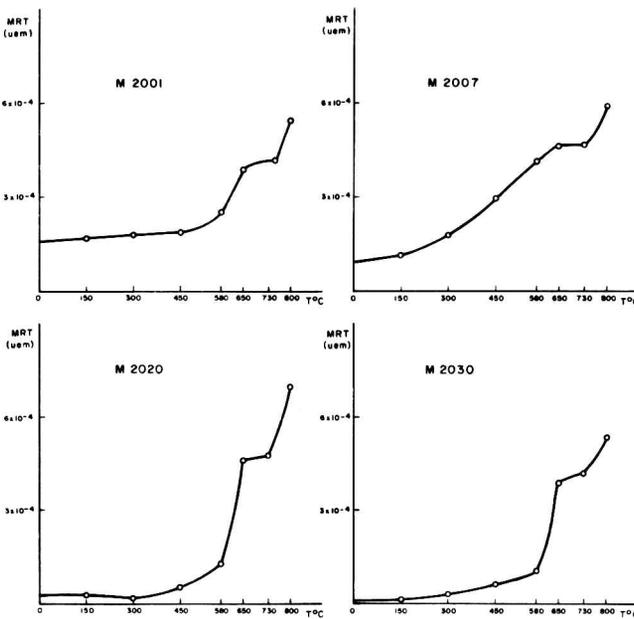


Figura 3 : Curvas de adquisición de MRT artificial en función de la temperatura para cuatro de las muestras aceptadas.

rida. Después de las etapas de remagnetización correspondientes a los 650, 730 y 800° C, se efectuaron ensayos de estabilidad de la MRT artificial adquirida por medio de lavados por campos alternos, llegando en todos los casos hasta los 1500 Oe., a fin de poder comparar las curvas de desmagnetización de las MRT y artificial.

En la Figura 3 pueden observarse las curvas representativas de la MRT arti-

ficial en función de la temperatura para cuatro de las muestras estudiadas: 2001, 2007, 2020 y 2030. Se aprecia que el valor de la MRT artificial se estabiliza entre los 650 y 730° C para seguir creciendo luego en la etapa 730–800° C. Se interpreta que al alcanzar temperaturas superiores a los 730° C se produce una creación de minerales ferromagnéticos, a partir probablemente de silicatos de hierro, con el consiguiente aumento de la intensidad de magnetización de la muestra. Esto se vió corroborado por el aumento observado de la susceptibilidad magnética en esta etapa.

Las curvas de desmagnetización de la MRN y de las MRT artificiales adquiridas a 730 y 800° C, correspondientes a estas muestras, se observan en la Figura 4. Hasta los 500 Oes. puede notarse la similitud entre estas curvas, siendo remarcable la estabilidad de la magnetización remanente tanto natural como artificial, lo que indica la ausencia de componentes secundarias considerables. Curvas similares se obtuvieron para otras cinco muestras: 2021, 2041, 2046, 2049 y 2050. Las tres muestras restantes (2026, 2034 y 2069) arrojaron distintos resultados los que indicaron que las mismas no reunían las condiciones de aceptabilidad fijadas. La Figura 5 ejemplifica ésto: para la muestra 2026 la intensidad de la MRT artificial crece hasta un valor pico a los 650° C para luego caer en las etapas de calentamiento subsiguientes, reduciéndose en más del 40 %; la muestra 2069 acusó el mismo comportamiento. La muestra 2034, cuya curva de MRT artificial en función de la temperatura se observa también en la Figura 5, no llegó a estabilizarse en ninguna etapa si bien se nota una inflexión entre los 650 y 730° C que indica una tendencia en cierto modo comparable con la estabilización producida en las muestras presentadas en la Figura 3. En la Figura 5 se observa para la muestra 2026 el entrecruzamiento de las curvas de desmagnetización de la MRT artificial correspondientes a las etapas de 730 y 800° C, lo que estaría evidenciando posibles alteraciones mineralógicas. Un comportamiento semejante tuvo la muestra 2069, no graficada, y ambas fueron descartadas. En la misma figura pueden verse las curvas de desmagnetización de la muestra 2034 que presentan una marcada coincidencia en su forma; sin embargo esta muestra también fue rechazada debido al crecimiento continuo de su MRT artificial, ya señalado, que estaría indicando una constante creación de nuevos dominios magnéticos producidos por oxidación de minerales ferrosos.

Sobre la base de todo lo hasta aquí expuesto se consideraron aceptables los resultados obtenidos con las muestras: i) cuyas curvas de MRT artificial en función de la temperatura mantuvieron un valor constante entre los 650 y 730° C, y ii) cuyas curvas de desmagnetización pro campos magnéticos alternos decrecientes de sus MRN y MRT artificial a 650 y 730° C presentaron coincidencia en su forma hasta los 500 Oe como mínimo.

Los valores de la intensidad del campo magnético terrestre para la edad de formación de estas rocas (Jurásico Medio, 161 m.a.) se obtuvieron mediante la relación:

$$H_p = 0,5 \text{ Oe.} \frac{\text{MRN (500 Oe.)}}{\text{MRT (730° C, 500 Oes.)}}$$

Las distintas muestras seleccionadas arrojaron los resultados que a continuación se indican:

| Muestra Nº | Valor de H_p (Oersted) |
|------------|-----------------------------|
| 2001 | 0.27 |
| 2007 | 0.36 |
| 2020 | 0.37 |
| 2021 | 0.25 |
| 2030 | 0.10 |
| 2041 | 0.36 |
| 2046 | 0.25 |
| 2049 | 0.44 |
| 2050 | 0.21 |

El promedio de estos valores, que representaría una mejor aproximación al valor de la intensidad del campo magnético terrestre en el Jurásico Medio, es de $0,29 \pm 0,03$ Oe siendo el valor actual para esa latitud de $0,318$ Oe; luego la relación entre la intensidad del campo geomagnético en el Jurásico Medio y la actual es de 0.9 ± 0.1 .

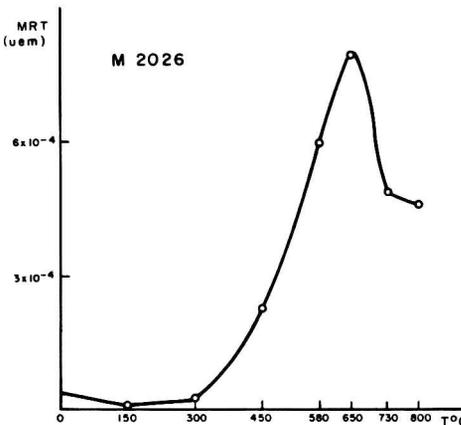
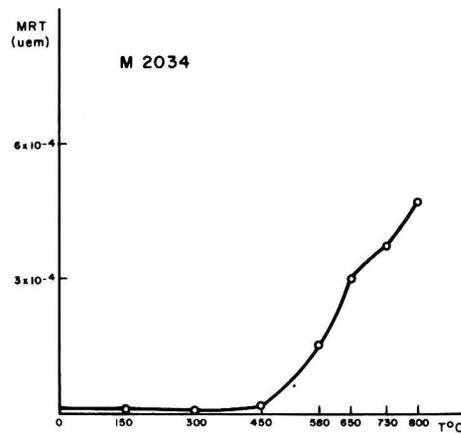


Figura 5

Curvas de adquisición de MRT artificial en función de la temperatura para dos muestras de comportamiento anómalo.

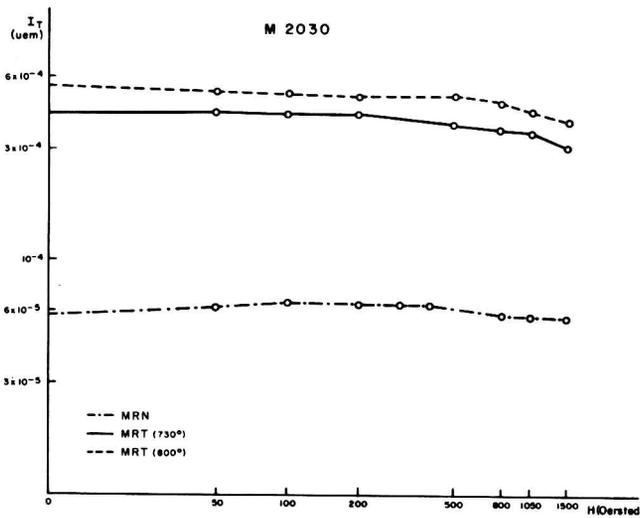
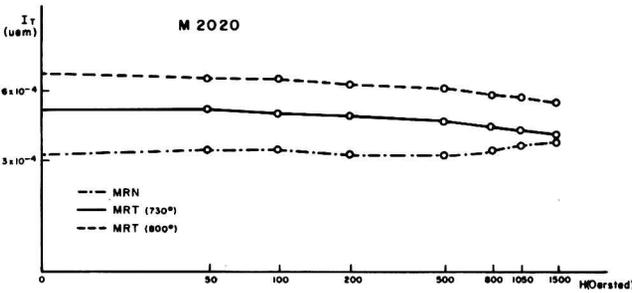
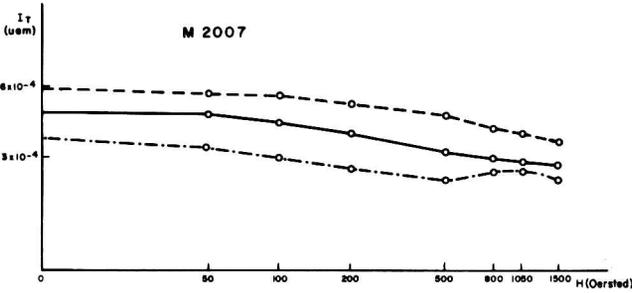
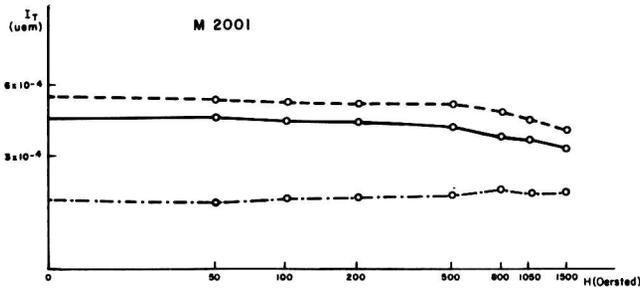


Figura 4

Curvas de desmagnetización de la MRN y MRT artificial de las muestras graficadas en la Figura 3.

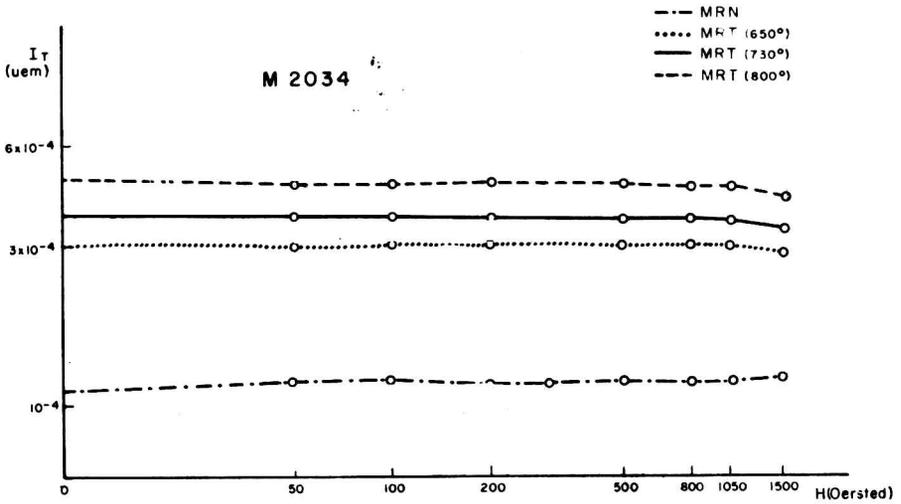
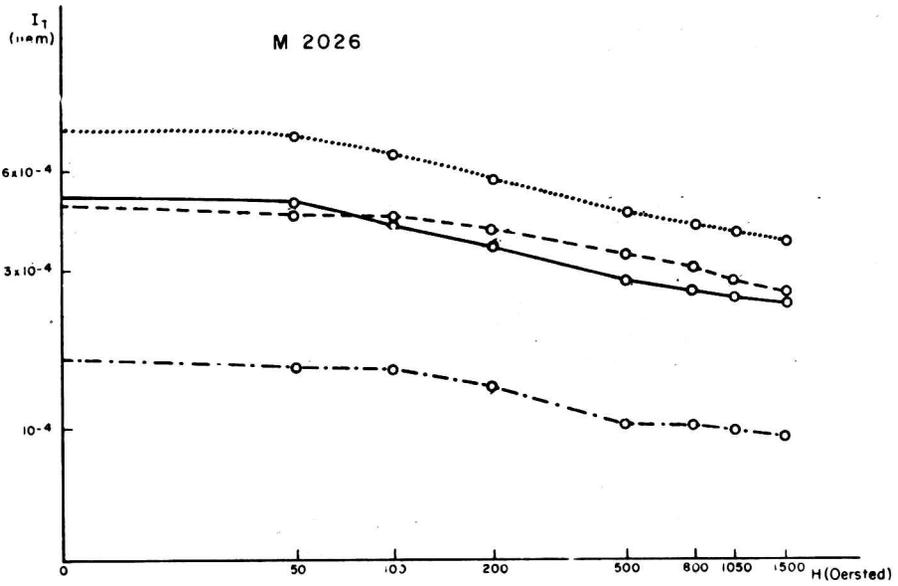


Figura 6

Curvas de desmagnetización de la MRN y MRT artificial de las muestras graficadas en la Figura 5.

CONCLUSIONES

Los estudios realizados han permitido observar diferencias en los valores de paleointensidad obtenidos, que van desde un máximo de 0.44 Oe hasta un mínimo de 0.10 Oe. Estas diferencias pueden ser debidas a fluctuaciones a través del tiempo de la intensidad del campo magnético terrestre en el pasado tal como sugiere Smith, 1969b, quien sostiene la necesidad de hacer un gran número de determinaciones para obtener un valor representativo de la intensidad media del campo magnético terrestre en una época determinada del pasado geológico, libre de los efectos de variación secular y otras fluctuaciones del campo no dipolar. Bucha et al, 1970, dan cuenta de cambios producidos en la intensidad del campo magnético terrestre durante los últimos 4000 años, ésto es en el pasado histórico, sobre la base de determinaciones realizadas usando la técnica diseñada por Thellier y Thellier, 1959, en cerámicas y ladrillos (Arqueomagnetismo). Estos cambios alcanzan una magnitud considerable, llegando a valores máximos que duplican su valor actual. Los autores llegan a la conclusión de que el campo no dipolar ha alcanzado valores considerables en ciertos períodos del pasado geológico, en los cuales la relación intensidad campo no dipolar a campo dipolar ha sido muy superior a la actual. Cox, 1970, sobre la base de valores del campo magnético terrestre observado en los últimos años y los obtenidos de estudios paleo y arqueomagnéticos, ha sugerido que la intensidad del campo dipolar ha sufrido una variación cíclica, con un período del orden de los 10.000 años, en los últimos miles de años; superpuesta a ella se manifestarían variaciones del campo no dipolar de períodos mucho menores.

No se descarta tampoco la posibilidad de que los diferentes valores de H_p obtenidos en este trabajo se deban a factores distorsionantes en el comportamiento de las muestras durante el proceso de remagnetización, que no han podido ser detectados. Sin embargo, a este respecto cabe señalar que del examen petrográfico efectuado sobre pulidos de muestras, antes y después de ser sometidas a calentamiento, no surgieron evidencias de cambios cualitativos en los minerales ferromagnéticos presentes.

Luego, las evidencias actuales sugerirían que los diferentes valores de H_p obtenidos se deben a distintas intensidades del campo magnético terrestre en el Jurásico Medio (debido ya sea a diferentes intensidades del campo dipolar y/o no dipolar). De una forma u otra el valor 0.29 ± 0.03 sería representativo de la intensidad media del campo magnético terrestre en esa época. Al presente se han encarado estudios ulteriores que permitirán valorar esta interpretación.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer al Profesor Daniel A. Valencio por las valiosas sugerencias recibidas así como la revisión final del manuscrito; a la Universidad de Buenos Aires, en cuyas dependencias se llevó a cabo el mismo, y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas que de diverso modo hicieron posible la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- BUCHA, V.; TAYLOR, R.E.; RAINER BERGER y HAURY, E.W. (1970): "Geomagnetic intensity: changes during the past 3000 years in the western hemisphere". *Science*, vol. 168, pp. 111-114.
- CAZENEUVE, H. (1965): "Datación de una toba de la Formación Chon-Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia), por el método de K-Ar. Amegh". *Rev. Asoc. Pal. Arg. IV (5)*, pp. 156-158.
- COX, A. (1969): "Geomagnetic reversals". *Science*, 163, 237.
- JOHNSON, E.A.; MURPHY, T. y TORRESON, O.W. (1948): "Prehistory of the earth's magnetic field". *Terr. Magn. Atmos. Electri.*, 53, 349.
- NAGATA, T. (1943): "The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena". *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 21, 1.
- SMITH, P.J. (1967a): "The intensity of the Tertiary geomagnetic field". *Geophys. J.R.Astr. Soc.*, 12, pp. 239-258.
- SMITH, P.J. (1967b): "The intensity of the ancient geomagnetic field: a review and analysis". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 12, pp. 321-362.
- STIPANICIC, P. N. y REIG, O.A. (1956): "El Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina". *Acta Geológica Lilloana*, 1, pp. 185-230.
- STRANGWAY, D.W.; McMAHON, B.E. y LARSON, (1968): "Magnetic paleointensity studies on a recent basalt from Flagstaff, Arizona". *J. of Geoph. Res.*, 73, 22, pp. 7031-7037.
- THELLIER, E. y THELLIER, O., (1959): "Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique". *Annls. Geophys.*, 15, 285.
- VALENCIO, D.A.; y VILAS, J.F. (1970): "Paleomagnetism of some Middle Jurassic lavas from South-East Argentina". *Nature*, Vol. 225, N° 5229, pp.262-264.
- VAN ZIJL, J.S.V.; GRAHAM, K. y HALES, A.L. (1962): "The palaeomagnetism of the Stormberg lavas: II, The behaviour of the magnetic field during a reversal". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 7, 169.