

Tesis de Posgrado

Análisis por activación no destructivo de macrocomponentes en meteoritos condríticos

García Agudo, E.

1972

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Químicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

García Agudo, E. (1972). Análisis por activación no destructivo de macrocomponentes en meteoritos condríticos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1426_GarciaAgudo.pdf

Cita tipo Chicago:

García Agudo, E. "Análisis por activación no destructivo de macrocomponentes en meteoritos condríticos". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1972. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1426_GarciaAgudo.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

Tesis
1426

1426

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

1426

ANALISIS POR ACTIVACION NO DESTRUCTIVO DE MACROCOMPONENTES

EN METEORITOS CONDRICTICOS

Por E. GARCIA AGUDO

Tesis presentada para optar al título de

Doctor en Ciencias Químicas

Año 1972



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Buenos Aires, 14 de mayo de 1973.

En la fecha, la Sub-Comisión de Doctorado del Departamento de Química Inorgánica y Analítica, presentó dos ejemplares del trabajo de Tesis doctoral, realizado por el Licenciado EDMUNDO GARCIA AGUDO.

Buenos Aires, 15 de mayo de 1973.

PASE al Jurado designado, a fin de que se sirva considerar el presente trabajo de Tesis.

68.111

Buenos Aires, 16 de mayo de 1973.

En la fecha, el Jurado designado, procedió a considerar el presente trabajo de Tesis, resolviendo aceptarla.

nt.- Nota: El jurado hace notar que ha tenido acceso al trabajo de "TESIS", en el mes de marzo del corriente año.-

La parte experimental del presente trabajo ha sido realizada en el Instituto de Investigaciones de Física Nuclear de Amsterdam (Instituut voor Kernfysisch Onderzoek) bajo la dirección del Profesor Doctor A.H.W. ATEN Junior, haciendo uso de una beca otorgada por el Organismo Internacional de Energía Atómica y la Comisión Nacional de Energía Atómica.

CONTENIDO

	Pag.
RESUMEN	1
CAPITULO I: INTRODUCCION	3
CAPITULO II: CLASIFICACION DE LOS METEORITOS	7
CAPITULO III: PARTE EXPERIMENTAL	11
III.1: Fundamentos del análisis por activación	11
III.2: Preparación del standard	15
III.3: Obtención de las muestras	17
III.4: Preparación de las muestras	17
III.5: Irradiación de las muestras	19
III.6: Medición de las muestras irradiadas....	29
III.7: Resultados de los análisis	40
CAPITULO IV: TEORIAS SOBRE EL ORIGEN DE LOS METEORI- TOS	56
CAPITULO V: INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS	61
CAPITULO VI: CONCLUSIONES	74
APENDICE: DESCRIPCION DE LOS METEORITOS ANALIZADOS.....	75
BIBLIOGRAFIA	81

RESUMEN

En el presente trabajo se muestran las posibilidades que ofrecen los neutrones rápidos obtenidos en un ciclotrón, bombardeando un blanco de berilio con deuterones de 26 MeV, para el análisis por activación de los elementos presentes en mayor proporción en los meteoritos pétricos.

Se desarrolló un método no destructivo para el análisis instrumental simultáneo de Si, Fe, Mg, O y Al en condritas, con precisiones del orden del 2% para los tres primeros elementos y 5% para los dos últimos. Un análisis completo se efectúa en cinco horas, incluyendo el procesamiento de los datos. Al cabo de pocos días puede irradiarse la muestra nuevamente.

Se determinó la composición de 46 condritas hipersténicas, 28 broncíticas, 2 carbonáceas, 1 mesosiderito y tres acondritas.

Se calcularon las relaciones Fe/Si, Si/Mg y Si/Al para todas las condritas. La uniformidad en las relaciones Si/Mg y Si/Al para las broncitas y los hiperstenos es realmente notable.

La dispersión de los resultados obtenidos es muy pequeña. La única excepción es Fe/Si para los hiperstenos, donde se ha encontrado un amplio rango de variación.

Se observó una relación lineal entre la concentración de Fe total y la de silicio para los meteoritos hipersténicos cuya caída a la Tierra fue observada. Este hecho se explica suponiendo que las muestras difieren sólo en su contenido de fase metálica.

SUMMARY

Analysis of major components in stony meteorites were performed by neutron activation using a Philips sincrocyclotron.

Neutrons were produced bombarding a Be target with 26 MeV deuterons, accelerated in the sincrocyclotron.

A method has been developed that allows simultaneous, non destructive, instrumental activation analysis of Si, Fe, Mg, O and Al in chondrites, with precision ranging from about 2% for Si, Fe and Mg to 5% for O and Al. A complete analysis takes about 5 hours, including processing time, and after a few days the same sample can be again irradiated.

The composition has been measured for 46 hyperstene chondrites, 28 broncrite chondrites, 2 carbonaceous chondrites, 1 mesosiderite and 3 achondrites.

Weight ratios for Fe/Si, Si/Mg and Si/Al were also calculated for all the chondrite analysis. The uniformity in Si/Mg and Si/Al ratios for broncrite and hyperstene chondrites is remarkable.

The spread of results was very low. The only exception was Fe/Si for hyperstenes, where a wide range was found.

Linear relation was found plotting total Fe vs Si for hyperstene "falls" . This can be explained assuming that all points on the line represent samples with similar silicate composition and different amounts of metallic phase.

Good agreement has been obtained between expected composition curves after Larimer and Anders' theory and experimental data.

CAPITULO I

INTRODUCCION

De acuerdo a B. MASON (1962) los meteoritos son cuerpos sólidos que han llegado a la Tierra provenientes del espacio. Estos cuerpos han estado cayendo sobre nuestro planeta desde tiempos inmemoriales, como lo prueba el hallazgo de algunos meteoritos "fósiles" en depósitos correspondientes al Eoceno, Mioceno Medio y en otros de la Era Terciaria.

En la literatura china, griega y latina aparecen menciones de piedras caídas del cielo y a lo largo de la historia de la humanidad se han ido registrando comentarios sobre estas caídas. Lamentablemente, debido a la ignorancia y superstición imperantes en esa época, la ciencia negaba la veracidad de dichas caídas. Recién al principio del siglo XIX este estado negativo fue superado, debido fundamentalmente a la información detallada que J.B. BIOT (1806) recopiló respecto a la caída del meteorito L'AIGLE (26 de abril de 1803). A partir de ese momento aparece un interés científico para el estudio de los meteoritos, limitado al principio a registrar toda la información posible sobre las caídas y a un análisis químico de los mismos.

El interés de los geólogos en este campo comenzó después de la construcción del primer microscopio con luz polarizada en 1860, pero podríamos decir que las investigaciones intensivas sobre meteoritos comenzaron después de 1930, cuando se pensó que la composición elemental del material meteorítico podría ser representativa de la composición del universo tomado en conjunto.

Hasta el año 1969 en que la misión Apolo XI trajo las primeras piedras lunares, los meteoritos constituyeron el único material

extraterrestre disponible para estudiar el sistema solar. De acuerdo a los resultados obtenidos con los distintos métodos disponibles para determinar edades, los meteoritos fueron formados entre $4,5$ y $4,7 \times 10^9$ años atrás, siendo por lo tanto más de 10^9 años más antiguos que las rocas más viejas a las cuales tiene acceso el hombre en la corteza de la tierra.

Otro hecho que hace a los meteoritos una fuente de estudio muy importante es que ellos no parecen haber sufrido los procesos geológicos que han borrado la evidencia de la historia más primitiva de las rocas terrestres, siendo hasta el presente el material más representativo para estudiar la génesis del sistema solar.

Muchos de los conceptos que actualmente tiene el hombre sobre la estructura interior de la tierra se han basado también en el estudio de los meteoritos.

Existe una gran variedad de meteoritos, abarcando desde los que están formados por metal casi puro hasta los de silicatos puros. Los análisis químicos de meteoritos comenzaron a efectuarse al principio del siglo pasado, pero la mayoría de los mismos adolecen de serios errores. UREY y CRAIG (1953) estudiaron detalladamente los resultados de más de 300 análisis que se encontraban en la literatura y seleccionaron entre ellos los más confiables, en base a criterios ya comprobados en cuanto a composición se refiere, indicando los motivos por los cuales era descartado cada análisis, llegando a reunir 94 análisis aceptables de condritas, los cuales muestran todavía una dispersión de resultados mayor de la que se espera al aplicar métodos de análisis convencionales. (VON MICHALLIS, 1969).

De los análisis modernos podemos citar como los mejores aquellos efectuados por H.B. WIIK entre 1953 y 1967. Este autor analizó alrededor de 100 meteoritos diferentes por métodos químicos convencionales, siendo evidente en base a sus resultados que las condritas presentan composiciones más similares entre sí que las que se suponía al principio. Una explicación de estos hechos, además de una depurada técnica de análisis, sería la cantidad de muestra analizada. Debido a la heterogeneidad de algunos meteoritos, diversos autores obtienen valores diferentes para los mismos ejemplares, sólo por problemas de muestreo. WIIK (1956) fue el primero en hacer resaltar este aspecto del problema. MASON (1962) considera que la cantidad mínima de muestra necesaria para un análisis representativo es de 10 gr. En muchos casos no resulta posible disponer de una muestra de este tamaño para efectuar un análisis destructivo, pues no hay que olvidar que cada meteorito es de por sí un ejemplar único e irremplazable.

Se impone por lo tanto la necesidad de buscar métodos de análisis instrumentales, no destructivos y de buena precisión para determinar la composición de los meteoritos. Entre los métodos instrumentales más utilizados podemos citar la fluorescencia de rayos x (AHRENS et al, 1968; NICHIPORUK et al, 1967) y el análisis por activación neutrónica, pudiendo dividir a éste en análisis de componentes que se encuentran en baja concentración (< 1%) (FISCHER et al, 1964; LAEDICHER y ZIEHN, 1965; FILBY y BALL, 1965; RANCITELLI y FISCHER, 1965; AKAIANA, 1966; WASSON y KILBERLIN, 1966; LIEBERMAN, 1966; TANNER, 1966; ZHIAN y LOVERING, 1967; KIESL, 1967; KIESL et al, 1967; SNALES et al, 1967) y análisis de componentes presentes en mayores proporciones (silicio: VOGT y ZHIAN, 1965a; aluminio: FISCHER, 1964 a;

aluminio y fluor: FISCHER, 1964 b; silicio y oxígeno: VOGT y EHMANN, 1965 b).

Estos análisis instrumentales presentan el serio inconveniente de determinar uno o dos elementos por muestra, siendo entonces de poco valor para obtener abundancias relativas de los elementos, ya que al relacionar resultados de análisis efectuados sobre diferentes muestras se cae de nuevo en los problemas derivados de la heterogeneidad de los meteoritos. En el presente trabajo se puso a punto un método de análisis instrumental, no destructivo, utilizando neutrones rápidos, para la determinación simultánea de silicio, hierro, magnesio, oxígeno y aluminio en condritas.

Estos cinco elementos constituyen alrededor del 95% en peso de este tipo de meteoritos y su análisis resulta de suma importancia para la determinación de abundancias cósmicas de los elementos.

Normalmente estas abundancias cósmicas se expresan como átomos de cada elemento por cada 10^6 átomos de silicio y por ello es necesario efectuar determinaciones precisas de las relaciones de los diferentes elementos respecto al Si.

Los valores obtenidos en este trabajo son de especial importancia por cuanto los análisis se efectuaron todos sobre la misma muestra. Es necesario hacer notar que estas relaciones no se ven afectadas por un mayor o menor grado de oxidación de los meteoritos debido a la acción de los agentes atmosféricos, contrariamente a lo que ocurre con la composición absoluta de los mismos.

CAPITULO II

CLASIFICACION DE LOS METEORITOS

Los meteoritos están formados esencialmente por una aleación de Fe-Ni (90% Fe y 10% Ni en promedio); silicatos, fundamentalmente olivina - $(Mg,Fe)_2SiO_4$ - y ortopiroxeno - $(Mg,Fe)SiO_3$ - y por troilita - FeS - en proporciones variables. Se los agrupa normalmente en:

I.- Sideritos o meteoritos férricos, compuestos por Fe, Ni y Co a veces con la presencia de nódulos de troilita y mínimas cantidades de otros minerales. A su vez se dividen, de acuerdo a su contenido de Ni en:

- 1) Ataxitas ricas en níquel (Ni > 12%)
- 2) Octaedritas (Ni entre 7 y 11%)
- 3) Hexaedritas (Ni entre 6 y 7%)

Algunos autores consideran otro grupo: Ataxitas pobres en Ni, (Ni entre 4 y 7%) pero la diferencia con las hexaedritas no resulta clara.

II.- Siderolitos, que contienen alrededor de 50% de aleación Fe-Ni y 50% de silicatos. Se dividen a su vez en:

- 1) Pallasitas, consistentes en granos de olivina embebidos en una matriz continua de Fe-Ni.
- 2) Mesosideritos, un grupo muy variable en el cual el metal no forma una malla continua como en el caso de las pallasitas, sino que se encuentra esparcido en toda la matriz de silicatos.

Existen otros dos grupos, los siderófilos y las lodranitas, diferentes a los anteriores, pero sólo se conoce un meteorito de cada especie.

III.- Aerolitos o meteoritos nётreos, compuestos esencialmente por silicatos, con algo de Fe-Ni metálicos. Se los divide en dos grandes grupos, condritas y acondritas, de acuerdo a la presencia o ausencia de cóndrulos en los mismos. Los cóndrulos son agregados esferoidales de olivina y/o piroxeno, de aproximadamente 1 mm de diámetro en promedio.

- 1) Condritas: son los meteoritos más abundantes, y de acuerdo a la composición de sus silicatos, se subdividen en:
 - a) Enstatitas, con silicatos cercanos a la composición $MgSiO_3$, con gran proporción de fase metálica.
 - b) Broncitas, también llamados olivina-broncitas y como su nombre lo indica están formados por olivina y broncita en cantidades aproximadamente iguales
 - c) Hiperstenos u olivina-hiperstenos, conteniendo fundamentalmente estos dos minerales con predominio del primero. Contienen poca fase metálica. Algunos autores (KEIL y FRIEDRIKSSON, 1964; VAN SCHMUS y WOOD, 1967) consideran como grupo separado a las anfoteritas, las que en general son similares a los hiperstenos, conteniendo sólo menor proporción de Fe total.
 - d) Condritas carbonáceas, caracterizadas por contener una elevada proporción de agua (10 a 20%) y carbono (2 a 4%). No contienen fase metálica y los silicatos están hidratados, conteniendo mucho Fe_3O_4 . De acuerdo a su contenido decreciente en carbono se las subdivide en tres grupos: C1, C2 y C3.
- 2) Acondritas: es un grupo heterogéneo de meteoritos, agrupados juntos sólo por la falta de cóndrulos. Se dividen de acuerdo a su contenido en calcio en

- a) Acondritas pobres en calcio, conteniendo CaO entre 0 y 3%. De acuerdo a los minerales más abundantes en las mismas, se las clasifica en:
- I. Acondritas enstatíticas
 - II. Acondritas hipersténicas
 - III. Acondritas olivínicas
 - IV. Acondritas de olivina-pidgeonita
- b) Acondritas ricas en calcio, con 5 a 25% de CaO. A su vez se subdividen en:
- I. Acondritas de dióxido-olivina
 - II. Acondritas de augita
 - III. Acondritas de piroxeno- plagioclasa.

En el Catálogo de Meteoritos de M. HEY (1966) se encuentran inventariados 1773 meteoritos diferentes, separados en dos grupos: los que se observó su caída a la tierra ("Falls") y aquellos que fueron encontrados de casualidad ("Finds").

Si queremos efectuar un estudio de la abundancia relativa de las distintas clases es necesario tener en cuenta sólo los caídos, pues respecto a los encontrados, la fácil identificación de los sideritos y siderolitos respecto de los aerolitos, hace que los resultados no sean representativos.

Computando los meteoritos vistos caer, según el catálogo de HEY, obtenemos las siguientes cifras:

Sideritos	43	ejemplares
Siderolitos	12	"
Aerolitos	723	"

Los aerolitos a su vez se fraccionan como sigue:

		% del total de aerolitos
<u>Condritas</u>		
Enstatitas	11 ejemplares	1,4%
Broncitas	225 "	28,9%
Hiperstenos	312 "	40,1%
Carbonáceas	35 "	4,5%
Sin clasificar	41 "	5,3%
<u>Acondritas</u>		
Ricas en calcio	40 "	5,2%
Pobres en calcio	59 "	7,6%

Podemos decir entonces que casi el 70% de todos los meteoritos que llegan a nuestro planeta son broncitas e hiperstenos (también llamados en conjunto "condritas comunes"). De ahí que el mayor esfuerzo analítico se haya volcado a ellos.

CAPITULO III

PARTE EXPERIMENTAL

III-1. Fundamentos del análisis por activación.

El análisis por activación es una técnica empleada por primera vez por G. HEVESY en 1936. Este autor utilizó como fuente de neutrones una fuente de Ra-Rn (Be), activando el disprosio presente en una matriz de óxido de ytrio y midiendo la actividad resultante con un tubo Geiger Müller.

A partir de ese momento se han producido muchos avances en ese campo, tanto en las fuentes de irradiación como en los detectores.

El análisis por activación se basa en el hecho de que cuando un material es irradiado con partículas nucleares (neutrones, deuterones, protones, partículas α , fotones, etc.), algunos de los núcleos presentes en el material interaccionan con las partículas bombardeantes y son convertidos en núcleos de uno o más isótopos del mismo elemento o en núcleos de diferentes elementos, dependiendo de la naturaleza de las partículas bombardeantes. En muchos casos los isótonos producidos son radioc_utivos y si los distintos tipos de radiaciones emitidas por la muestra pueden ser distinguidas entre sí, entonces la medida de la actividad de cada radionucleido es una medida de la cantidad del elemento original presente en la muestra.

El análisis por activación tiene la ventaja de ser una técnica rápida de análisis elemental y en muchos casos puede efectuarse en forma no destructiva.

La técnica más frecuentemente utilizada en estos momentos es la activación con neutrones térmicos. Esto se debe a que los reactores nucleares experimentales producen altos flujos neutrónicos, entre 10^{11} y 10^{13} n.cm⁻².seg⁻¹, los cuales permiten alcanzar sensibilidades del orden del microgramo.

La reacción que se produce en mayor proporción con los neutrones térmicos es la (n, γ) debido a las elevadas secciones eficaces que presentan muchos elementos para la misma.

Cuando se trabaja en el rango de concentraciones de ppm a ppb, un problema serio en los análisis convencionales es la contaminación introducida por los reactivos. Este problema no existe con el análisis por activación ya que la muestra a analizar es activada antes del agregado de los reactivos y por lo tanto, los elementos cuya actividad se mide son los que se encontraban originalmente en la misma, sin interferencia de los que eventualmente puedan agregarse después de la irradiación, en el procesamiento de la muestra.

Este método de análisis no da buen resultado cuando la sección eficaz es muy pequeña, o cuando el período de semidesintegración de los nucleídos producidos es muy pequeño o muy grande, debido a que la actividad desaparece antes de poderla medir en el primer caso, o se requieren tiempos de irradiación excesivamente elevados para el segundo caso.

Para elementos más livianos que el neón ($Z=10$), la activación con neutrones térmicos no da buen resultado. En ese caso se utilizan neutrones rápidos, que producen reacciones (n,2n), (n,n') y (n, α), pero como todavía hay dificultades en obtener altos

flujos de neutrones rápidos, los límites de detección para elementos de bajo número atómico son relativamente altos.

El análisis por activación de un material consiste en dos etapas: la primera, la activación del material a analizar y la segunda la detección de la radiación emitida por los radionucleidos producidos. En general se miden los rayos γ emitidos por la muestra mediante un cristal de INa(Tl) o uno de Ge(Li), asociados a un analizador multicanal.

La actividad A_{im} correspondiente al componente i de la muestra, medida con un detector al cabo de cierto tiempo, está dada por la ecuación (1)

$$A_{im} = \bar{\sigma} \phi_m \frac{W_{im} \cdot a_{im} \cdot A_v}{A_i} (1 - e^{-\lambda_i t}) e^{-\lambda_i t_m} \cdot \xi_m \cdot F \quad (1)$$

donde

$\bar{\sigma}$ = Sección eficaz promedio.

ϕ_m = Flujo de neutrones que atraviesan la muestra.

a_{im} = Abundancia isotópica del nucleido original en la muestra.

W_{im} = Masa del elemento i en la muestra.

A_v = Número de Avogadro.

A_i = Peso atómico del elemento original.

λ_i = Constante de desintegración del nucleido producido.

t = Tiempo de irradiación.

ξ_m = Eficiencia del detector para la radiación γ que se mide en la muestra.

F = Número de fotones γ por desintegración para la energía que se mide.

t_m = Tiempo transcurrido entre el fin de la irradiación y la medición de la muestra.

En esta expresión podemos despejar W_{im} en función de las otras variables. No obstante, este procedimiento, conocido como "absoluto", no es muy utilizado, debido a incertidumbres en los datos disponibles sobre secciones eficaces y a que los flujos neutrónicos suelen no ser constantes durante la irradiación. Esto se complica aún más en las condiciones de irradiación utilizadas en el presente trabajo (ver III-5.) ya que los neutrones no son monoenergéticos, siendo las secciones eficaces función de la energía de las partículas bombardeantes.

El método más utilizado es el de los standards, que consiste en irradiar las muestras e analizar junto con un patrón de composición similar a las mismas, y donde la concentración de los elementos que se quieren determinar es perfectamente conocida.

Para la actividad medida en el standard se puede plantear una ecuación similar a la (1):

$$A_{is} = \bar{\sigma} \cdot \phi_s \frac{W_{is} \cdot a_{is} \cdot A_v}{A_i} (1 - e^{-\lambda_i t}) e^{-\lambda_i t_s} \cdot \xi_s \cdot F \quad (2)$$

Si la muestra y el standard fueron irradiados con el mismo flujo neutrónico, $\phi_m = \phi_s$; cuando las mediciones de la muestra y el standard se efectúan con la misma geometría, $\xi_m = \xi_s$; la abundancia isotópica del standard y la muestra puede ser considerada igual. (Si bien se ha comprobado que para los elementos de bajo número atómico existen diferencias en abundancia isotópica entre los meteoritos y los materiales terrestres, éstas son de muy pequeña magnitud y pueden no ser tomadas en cuenta).

Tomando en cuenta estas consideraciones, se puede llegar a despejar la masa del elemento i presente en la muestra después de

combinar las ecuaciones (1) y (2), obteniéndose:

$$W_{im} = W_{is} \frac{A_{im}^0}{A_{is}^0} \quad (3)$$

Donde A_{im}^0 es la actividad que tenía el nucleido i al final de la irradiación y A_{is}^0 lo mismo para el standard. W_{is} es un dato, y para obtener las actividades a tiempo cero, el mejor método es medirlas a distintos tiempos, representarlas gráficamente y utilizando el período de semidesintegración teórico para esos nucleidos, extrapolar la actividad a tiempo cero. De esa manera, con un número suficientemente grande de mediciones, se puede disminuir el error estadístico asociado a la medición de actividades.

III.2. Preparación del standard

El standard está formado por una mezcla de óxidos: SiO_2 granular p.a. (B.D.H.), Al_2O_3 y MgO anhidros, ambos Fisher Certified y Fe_2O_3 , preparado a partir de hierro en polvo, electrolítico, disolviéndolo en ácido clorhídrico p.a. y precipitándolo con hidróxido de amonio p.a., según la técnica convencional, (HILLEBRAND et al, 1953), secándolo y calcinándolo a $1100^\circ C$ hasta peso constante.

Masas conocidas de los distintos óxidos fueron molidos juntas en un mortero de ágata, en forma automática, hasta obtener un polvo fino. Antes de tomar cada alícuota para el análisis, la mezcla fue homogeneizada con un mezclador Turbula-Mixer (fig. 1) Antes de la irradiación, el standard fue secado en estufa a $110^\circ C$ durante 30 min. para eliminar toda el agua que eventualmente pudiera haber absorbido en la preparación.

La composición del standard utilizado es la siguiente:

Si = 17,33%

Mg = 16,03%

O = 41,80%

Al = 1,81%

Fe = 23,03%



Fig. 1: Aparato mezclador "Turbula Mixer"

III-3. Obtención de las muestras

La obtención de muestras resultó un problema serio, por cuanto las únicas en venta son las del "American Meteorite Laboratory", institución dedicada a la búsqueda de meteoritos en los Estados Unidos y las de la firma "Dr. F. Krantz" de Berlín. Estas muestras son en general de meteoritos encontrados en la superficie de la tierra, con diversos grados de oxidación.

Los meteoritos que corresponden a caídas observadas se encuentran en general en poder de museos e instituciones dedicadas a su estudio, las que como es natural, son reacias a ceder parte de los mismos.

Se consiguieron muestras en calidad de préstamo en el Museo Británico de Historia Natural (Dr. H. Hey) y del Museo de Historia Natural de Viena (Dr. G. Kurat) y por intercambio con otros ejemplares, se obtuvieron otras del Dr. H. Wiik, del "Geological Survey" de Finlandia, del Dr. F. Wlotzka del Instituto de Química Max-Planck de Mainz, del Dr. W. Herr del Instituto de Química Nuclear de la Universidad de Colonia, del Dr. P.C. Zwaan del Museo de Geología y Mineralogía de Leiden y del Dr. G. Hermans del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht. (Ver apéndice).

III-4. Preparación de las muestras

Los fragmentos de meteoritos a analizar fueron cortados en pequeños trozos con una sierra diamante y molidos en forma automática en un mortero mezclador de acero endurecido especial (Spex Mixer-Mill, fig. 2 a y b), hasta reducirlos a polvo fino. La cantidad utilizada en cada caso fue del orden de los 10 gr.



Fig. 2a: Mortero de acero endurecido.

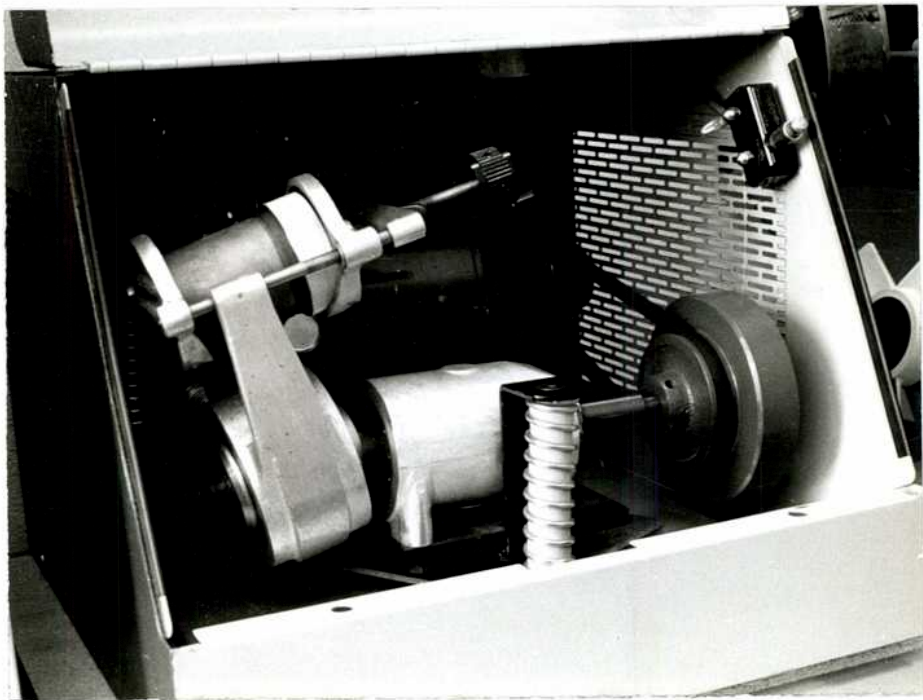


Fig. 2b: Aparato utilizado para la molienda.
En el mismo se observa el mortero de acero endurecido

Para verificar que en la molienda no se producía contaminación de la muestra con hierro proveniente del mortero, se molió en el mismo, cuarzo de alta pureza, irradiándolo luego y midiéndolo en la forma habitual. No se detectó la presencia de hierro en el cuarzo.

Debido a que las condritas contienen partículas de hierro metálico, que son aplastadas pero no disgregadas en el proceso de molienda y como el tamaño de las mismas es a veces de algunas décimas de milímetro, se homogeneizaron las muestras antes de tomar partes alícuotas, en el mezclador Turbula-Mixer.

Para eliminar las partículas de hierro que podían quedar adheridas en las paredes del mortero después de cada operación, se procedió a moler arena gruesa, lavando luego cuidadosamente el mortero y secando todo bien antes de moler un nuevo meteorito.

Las muestras ya molidas y homogeneizadas fueron separadas en fracciones de aproximadamente 4 gr. y conservadas en tubos de vidrio herméticamente cerrados hasta el momento de su utilización.

Las distintas alícuotas de los meteoritos así procesados pueden ser consideradas de composición idéntica, y cualquier diferencia en los resultados de los análisis será debida solamente a factores estadísticos en las mediciones de actividad.

III-5. Irradiación de las muestras

Las muestras fueron irradiadas en el sincrociclotrón Philips del Instituto de Investigaciones de Física Nuclear de Amsterdam, Holanda. En el mismo pueden ser acelerados diversos tipos

de partículas (protones, deuterones, $^4\text{He}^{++}$ y $^3\text{He}^{++}$), pudiendo obtenerse también neutrones en forma indirecta, haciendo incidir el haz de deuterones (con una energía de 26 MeV y una intensidad máxima de $20\ \mu\text{A}$ en el haz interno) sobre un blanco de berilio metálico, de acuerdo a la reacción $^9\text{Be}(d,n)^{10}\text{B}$.

Estos neutrones son los que se utilizaron en el presente trabajo, produciéndose las reacciones nucleares que figuran en la tabla I

TABLA I
Reacciones nucleares utilizadas para
los análisis.

Elemento analizado	Reacción	T1/2	Pico utilizado en los cálculos
O	$^{16}\text{O}(n,2n)^{15}\text{O}$	2,1 min.	0,51 MeV
Si	$^{28}\text{Si}(n,p)^{28}\text{Al}$	2,3 min.	1,78 MeV
Fe	$^{56}\text{Fe}(n,p)^{56}\text{Mn}$	2,58 h.	0,84 MeV
Mg	$^{24}\text{Mg}(n,p)^{24}\text{Na}$	15,4 h.	1,36 MeV
Al	$^{27}\text{Al}(n,p)^{27}\text{Mg}$	9,5 min.	0,83 MeV

El sincrociclotrón permite utilizar dos facilidades de irradiación: con el haz interno, dentro de la cámara de vacío del mismo y en el haz externo. Si bien el flujo de neutrones que se obtiene en el primer caso es notablemente superior, aumentando por lo tanto la sensibilidad de las determinaciones, sólo es po

sible irradiar en ese lugar muestras muy pequeñas, no pudiendo colocarse simultáneamente un standard. En estas condiciones se efectuaron sólo algunos ensayos cualitativos con fragmentos de meteoritos. Para las determinaciones cuantitativas fue necesario utilizar la facilidad del haz externo.

Este dispositivo consiste básicamente en un tubo de aluminio hueco, de 20 cm de diámetro, por cuyo interior es enfocado el haz de deuterones mediante campos magnéticos cuadrupolares. El extremo terminal del tubo se encuentra cerrado por una placa de aluminio, la cual tiene adosada en su cara interna el blanco de berilio (un disco de 15 cm de diámetro y 2,6 mm de espesor, suficiente para frenar los deuterones de 26 MeV). Este disco de aluminio y el blanco pueden ser cambiados sin alterar el vacío en la cámara del ciclotrón. (Fig. 3 y 4).

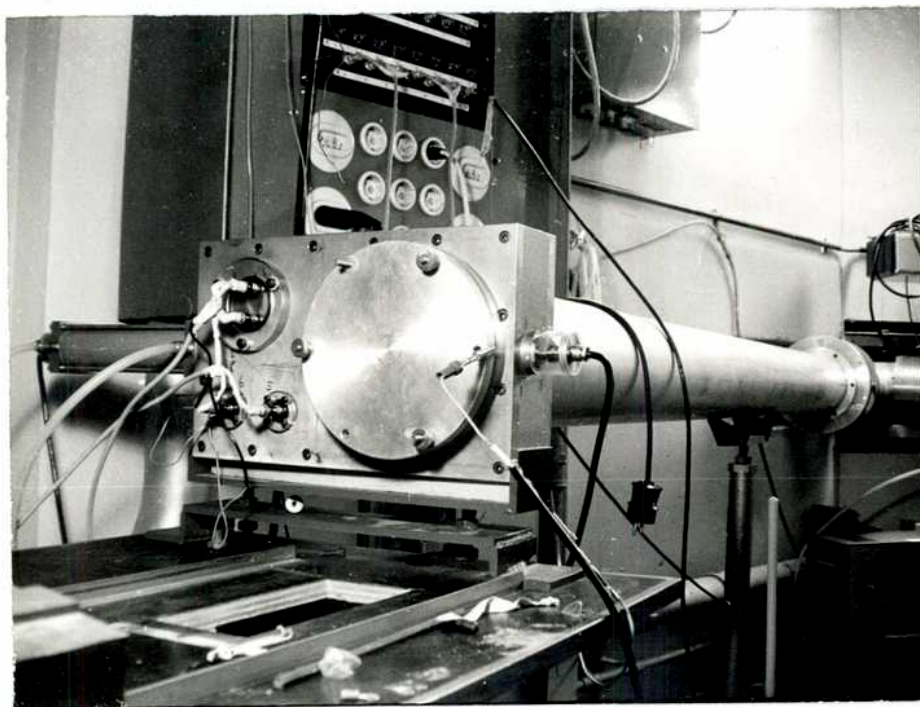


Fig.3: Terminal del haz externo del ciclotrón

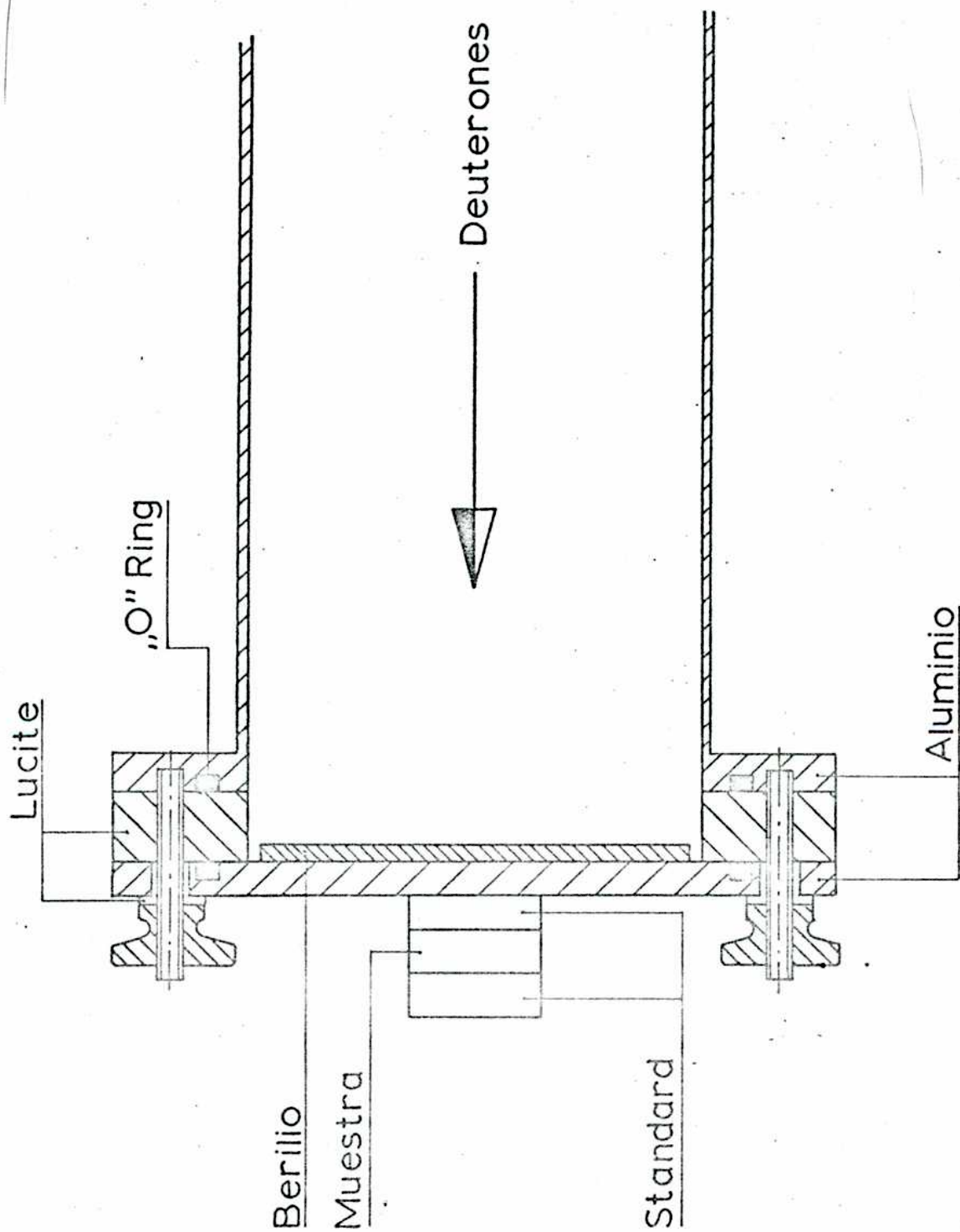


Fig. 4: Sección longitudinal de la terminal del haz externo del ciclotrón, mostrando la geometría de irradiación utilizada por Meyers (1968).

La corriente de deuterones en el haz externo es de 300 nA como máximo. El espectro de energías de los neutrones producidos por la reacción ${}^9\text{Be}(d,n){}^{10}\text{B}$ ha sido determinada por I. Heertje (1963), (fig.5). Muestra un pico alrededor de los 8 MeV y la energía máxima alcanzada por los neutrones es de aproximadamente 29 MeV. Esto permite por lo tanto, la activación del oxígeno mediante la reacción $(n,2n)$, ya que la misma tiene una energía umbral de 18 MeV.

El rendimiento total de neutrones para una corriente de deuterones de 300 nA es de $5,1 \times 10^{10}$ n.seg⁻¹, de acuerdo a lo determinado por Heertje. Se puede obtener información sobre la intensidad y posición del haz de deuterones en el blanco, mediante un "monitor de haz", operado por control remoto; el mismo consiste en una placa de cobre dividida en seis secciones aisladas eléctricamente entre sí, que se interpone en el camino del haz. La corriente interceptada por cada una de estas secciones puede ser medida en forma separada usando voltímetros a válvula (Philips PM 2440). Sin embargo, estas mediciones de corriente no son muy exactas por producirse emisión de electrones secundarios en las placas de cobre.

Debido a la gran distancia existente entre la terminal del tubo y los magnetos, la "mancha" producida por el haz de deuterones es relativamente grande, con el 50% de la intensidad dentro de una sección de 15 cm^2 y el 95% dentro de 60 cm^2 . (MEYERS, 1950).

En las primeras irradiaciones efectuadas se siguió la técnica descrita por Meyers, utilizando como recipientes de irradiación pequeñas cápsulas de polietileno de 16 mm de diámetro y 10 mm de altura, con tapa a presión. La cápsula con la muestra

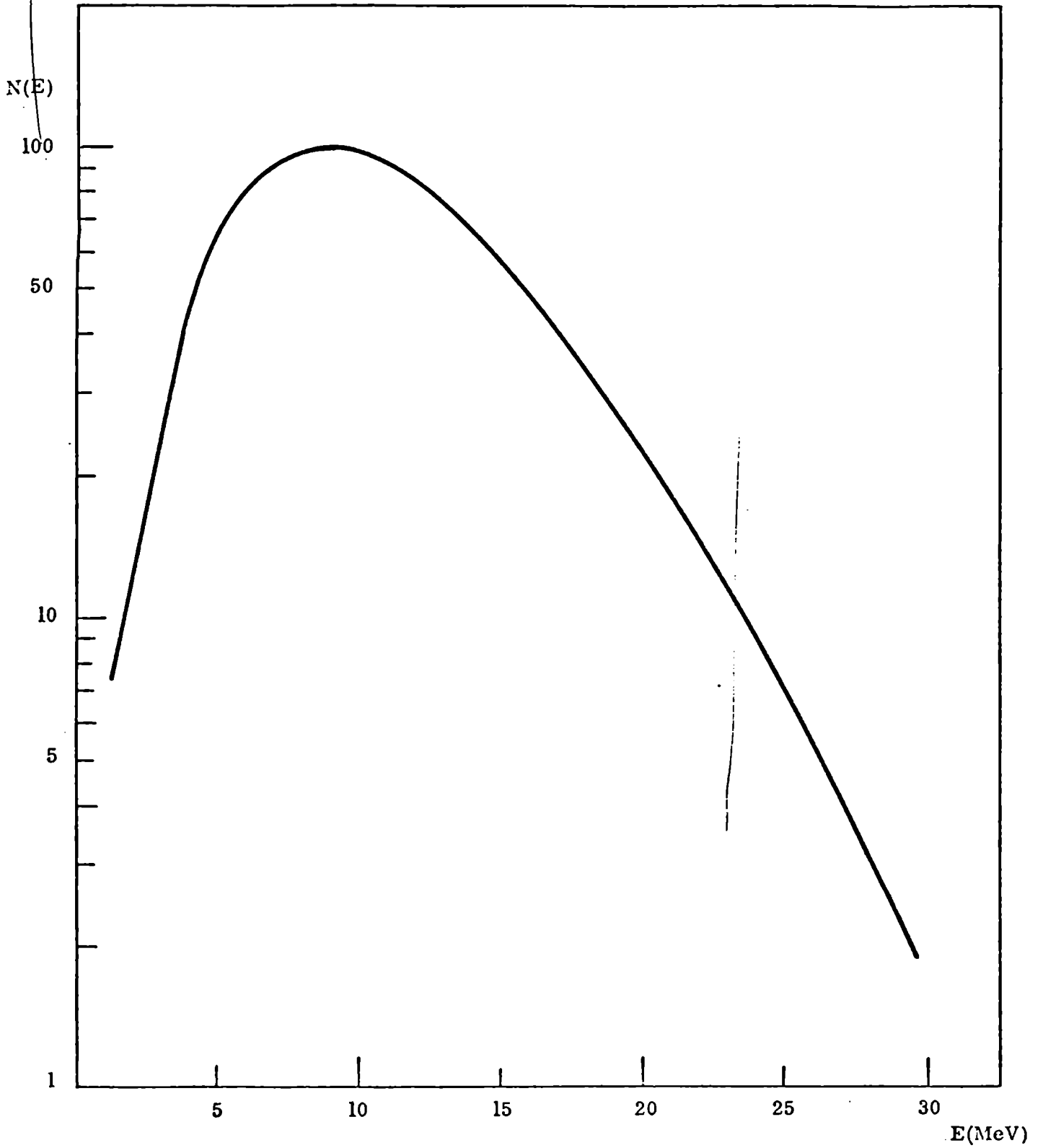


Fig. 5: Espectro de los neutrones obtenidos bombardeando un blanco de berilio con deuterones de 26 MeV.

(Heertje, 1962)

fue colocada entre otras dos cápsulas con standard y el conjunto adosado con cinta adhesiva sobre el centro del disco de aluminio, en su cara externa. Esta geometría perseguía dos objetivos: que la superficie expuesta al flujo de neutrones fuera la misma para la muestra y el standard, y minimizar el error producido por diferencia de flujos entre el standard y la muestra, debido a problemas de autoabsorción y dispersión de neutrones.

Una vez finalizada la irradiación, se mezclaban las dos porciones de standard y se consideraba que la actividad específica para cada nucleído en la muestra y el standard eran iguales.

Los primeros resultados obtenidos, eran concordantes entre sí, pero presentaban diferencias notables con los valores existentes en la bibliografía para esos meteoritos. Se efectuaron entonces tres irradiaciones de una muestra de la roca standard W-1 del U.S. Geological Survey, cuya composición fue analizada en un gran número de laboratorios diferentes (FLEISCHER y STEVENS, 1962), habiéndose certificado su composición. Los resultados de los análisis efectuados en este trabajo se muestran en la tabla II. Se obtuvieron diferencias sistemáticas de casi 7%.

Se buscó cuidadosamente la causa de estas discrepancias y se llegó a la conclusión que el único factor capaz de producir un error de este tipo sería una diferencia en los flujos neutrónicos que atraviesan la muestra y el standard durante la irradiación, debido a la geometría utilizada.

Dado que las muestras, junto con las cápsulas de polietileno, están compuestas en su mayor parte por elementos de Z muy bajo

Elemento	Análisis individuales			Promedio	Valor real	Dif. %
Si	23,0	22,6	23,0	22,9	24,6	6,9
O	43,4	42,6	--	43,0	45,0	4,5
Fe	7,6	7,5	7,5	7,5	7,8	3,9
Mg	3,9	3,8	3,7	3,8	4,0	5,0
Al	7,0	7,4	7,7	7,4	7,9	6,3

TABLA II.: Análisis de W-1 (% en peso)

y debido a que el espesor total de la muestra más los standards con las cápsulas respectivas es de aproximadamente 5 cm, es lógico suponer que los neutrones son frenados en forma apreciable, produciéndose una deformación creciente del espectro neutrónico a medida que atraviesan la muestra, variando por lo tanto el flujo para cada energía. Como la sección eficaz para las reacciones nucleares involucradas, es función de la energía de los neutrones bombardeantes, con diferentes espectros neutrónicos, obtenemos actividades distintas y no comparables, entre la muestra y el standard.

Para confirmar que ésta era la causa de error, se efectuó una irradiación más con la geometría habitual, pero colocando el mismo standard en las tres cápsulas, mezclando después de la irra-

diación el contenido de la primera y la tercera, utilizando esto como standard y midiendo la concentración de la segunda, considerada como muestra. Los valores obtenidos pueden observarse en la tabla III. Resulta evidente que la técnica utilizada por MEYERS en su trabajo (MEYERS, 1968) no es indicada para utilizarla con elementos de bajo número atómico.

Elemento	Conc. medida	Conc. real	Diferencia %
Si	17,4	18,4	5,4
O	42,6	42,0	---
Fe	22,4	23,3	3,9
Mg	14,3	14,6	2,1
Al	1,4	1,6	12

TABLA III: Exactitud del método utilizando la geometría de irradiación de MEYERS (1968).

Para proceder con las determinaciones se hizo necesario utilizar en las irradiaciones un blanco rotatorio accionado por un motor a 100 rpm. (Fig.6). Las muestras fueron irradiadas junto con el standard descrito en III.2, de composición similar a las condritas, utilizando para la irradiación cantidades iguales de muestra y standard, ya que una diferencia apreciable en la com-

posición o cantidad de material, deforma los flujos neutrónicos de manera diferente para la muestra y el standard.

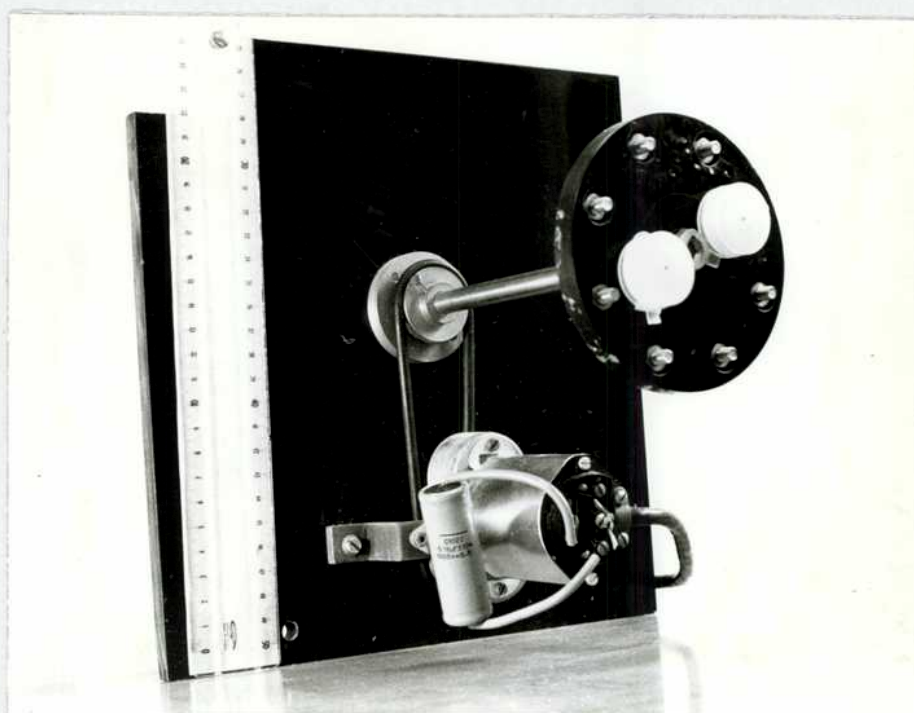


Fig.6: Blanco rotatorio utilizado en las irradiaciones.
Sobre el mismo, las dos cápsulas con el material.

Para las irradiaciones se utilizaron las cápsulas ya descritas, colocadas en posiciones equivalentes sobre el disco rotatorio, el cual iba enfrentando alternativamente las dos cápsulas al haz de neutrones.

Con esta nueva técnica, se efectuó una irradiación conteniendo ambas cápsulas el mismo standard. Se compararon las actividades específicas luego de la irradiación, siendo los resultados esta vez altamente satisfactorios. (Tabla IV).

Elemento	Activ. Específ. (com/mg)		Diferencia %
	Cápsula A	Cápsula B	
Si	192,0	191,5	0,25
O	2,76	2,78	0,72
Fe	3,26	3,22	1,25
Mg	1,29	1,30	0,77
Al	89,2	87,8	1,60

TABLA IV: Exactitud del método utilizando el blanco rotatorio.

III-6. Medición de las muestras irradiadas

La actividad inducida en las muestras fue medida detectando los rayos γ emitidos. Para este fin se utilizó un cristal de centelleo de Na(Tl) de 3"x3", asociado a un analizador de altura de impulsos multicanal, marca Intertecnicue, de 400 canales, que tenía como unidades de salida una máquina de escribir IBM y un registrador gráfico de alta velocidad.

Un espectro típico, medido a distintos tiempos con este equipo, se muestra en la fig. 7.

La actividad de los distintos nucleidos en cada medición, se obtuvo representando en papel milimetrado los fotopicos correspondientes a los rayos γ emitidos por dichos nucleidos e integrando el área bajo los mismos con un planímetro.

$^{53}_{15}\text{O} + \text{Fe}$

0,51 MeV

①

$^{56}_{27}\text{Mn} + \text{Mg}$

0,85 MeV

②

$^{27}_{12}\text{Mg}$

1,02 MeV

$^{28}_{13}\text{Al} - 1,78 \text{ MeV}$

③

$^{56}_{25}\text{Mn}$

1,81 MeV

④

$^{24}_{11}\text{Na}$

1,36 MeV

① 4,5 min del fin de irradiación

② 7,0 min.

③ 26 min.

④ 120 min.

Fig. 7. Actividad γ inducida en el meteorito POTTER. Detector: INa(Tl)

Se siguió el decaimiento de la actividad de los distintos fotopicos a fin de identificar sus componentes. El fotopico de 0,84 MeV corresponde a ^{27}Mg y ^{56}Mn (fig.8); el de 1,84 MeV tiene contribuciones de ^{28}Al y ^{56}Mn (ver fig. 9) y el de 1,36 MeV corresponde a ^{24}Na (fig, 10).

Estos resultados fueron confirmados efectuando una serie de mediciones de las muestras con un detector de Ge(Li) de alta resolución, asociado a un multicanal Nuclear Data de 1024 canales. Los espectros obtenidos pueden verse en la fig. 11.

Considerando que los positrones emitidos por la muestra podían no ser completamente aniquilados en la misma, ya que los β^+ del ^{15}O tienen una energía máxima de 1,74 MeV y por lo tanto un alcance de alrededor de 3 mm en meteoritos, se construyeron cápsulas de aluminio, con paredes y tapas de espesor suficiente para asegurar una total absorción de los positrones. (Fig. 12). Las muestras fueron colocadas dentro de las mismas para su medición.

Al principio se intentó medir las muestras sóloamente con el cristal de $\text{Na}(\text{Tl})$ y el multicanal, pero el pico de aniquilamiento del ^{15}O era muy poco visible. Se decidió entonces medir el mismo con un equipo de coincidencia γ - γ a 180° (Fig. 13) y los demás con el cristal de $\text{Na}(\text{Tl})$, intercambiando las muestras después de cada medición.

El equipo de coincidencia γ - γ consiste en dos cristales de centelleo asociados a un equipo electrónico especial. Los dos detectores miden en forma independiente la radiación que les llega. Mediante dos discriminadores de ventana es posible seleccionar el rango de energías a medir en cada uno. Los impulsos produci-

A (cpm)

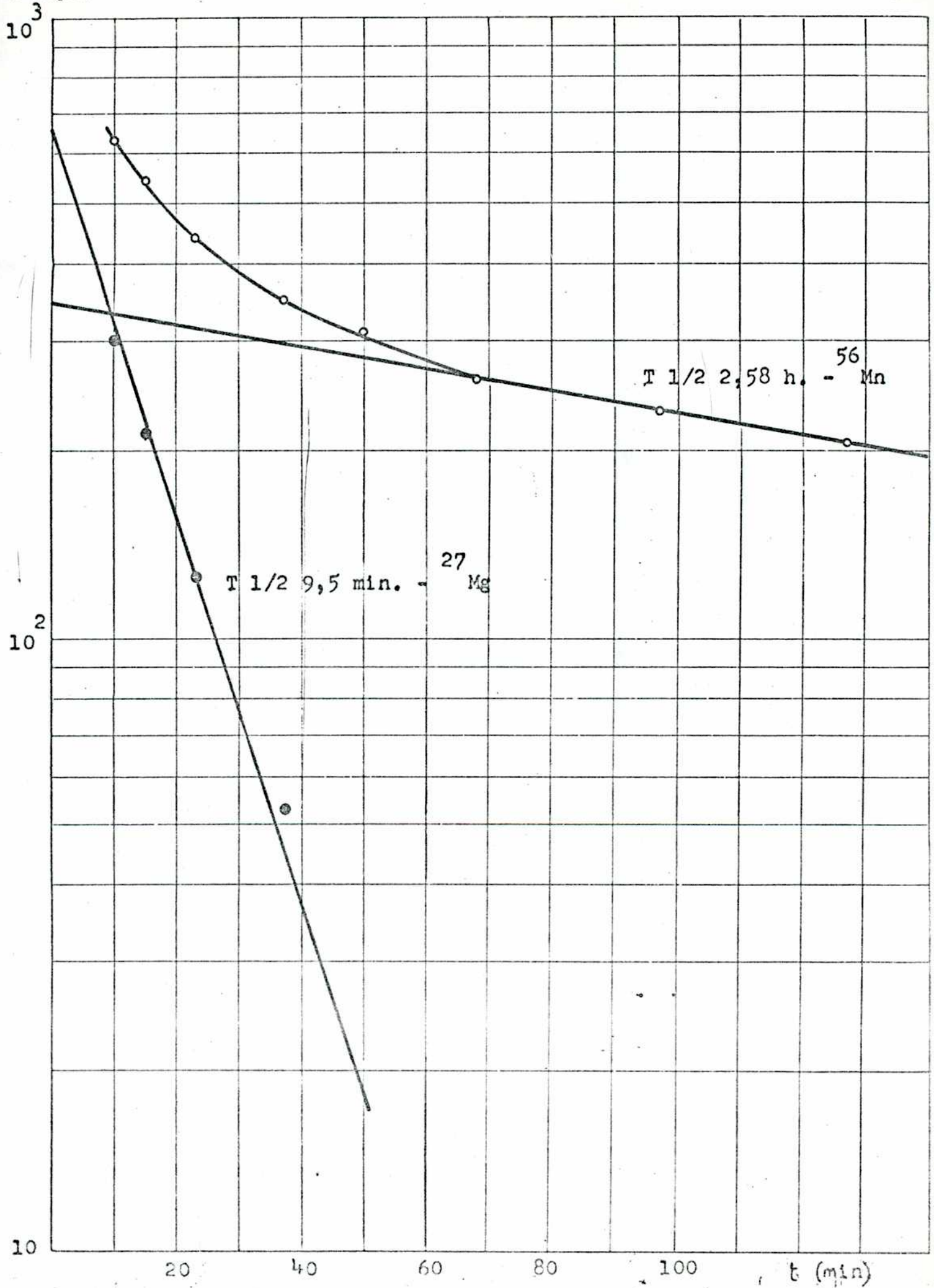


Fig. 8: Decaimiento del pico de 0,84 MeV.

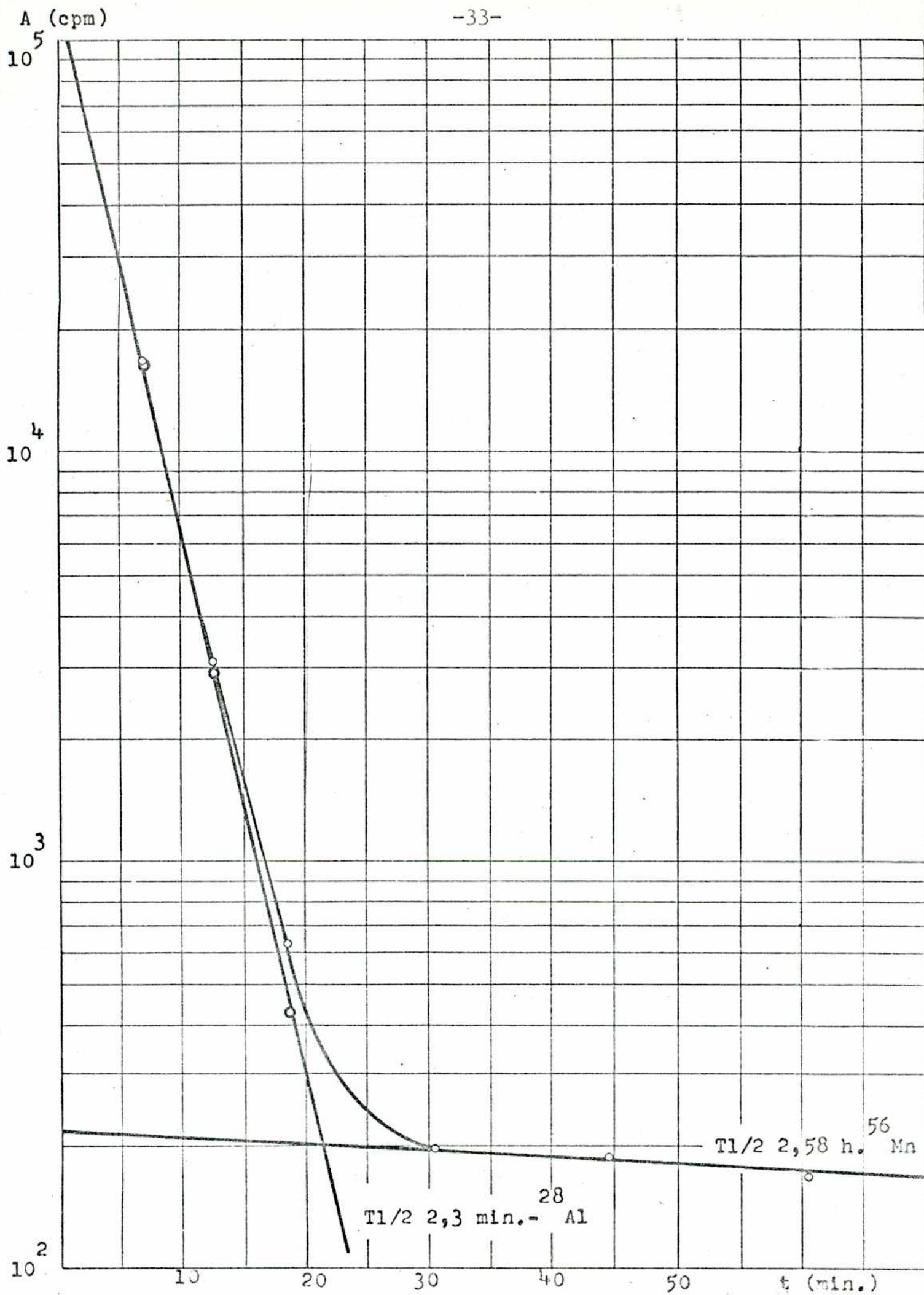


Fig. 9: Decaimiento del pico de 1,81 MeV.

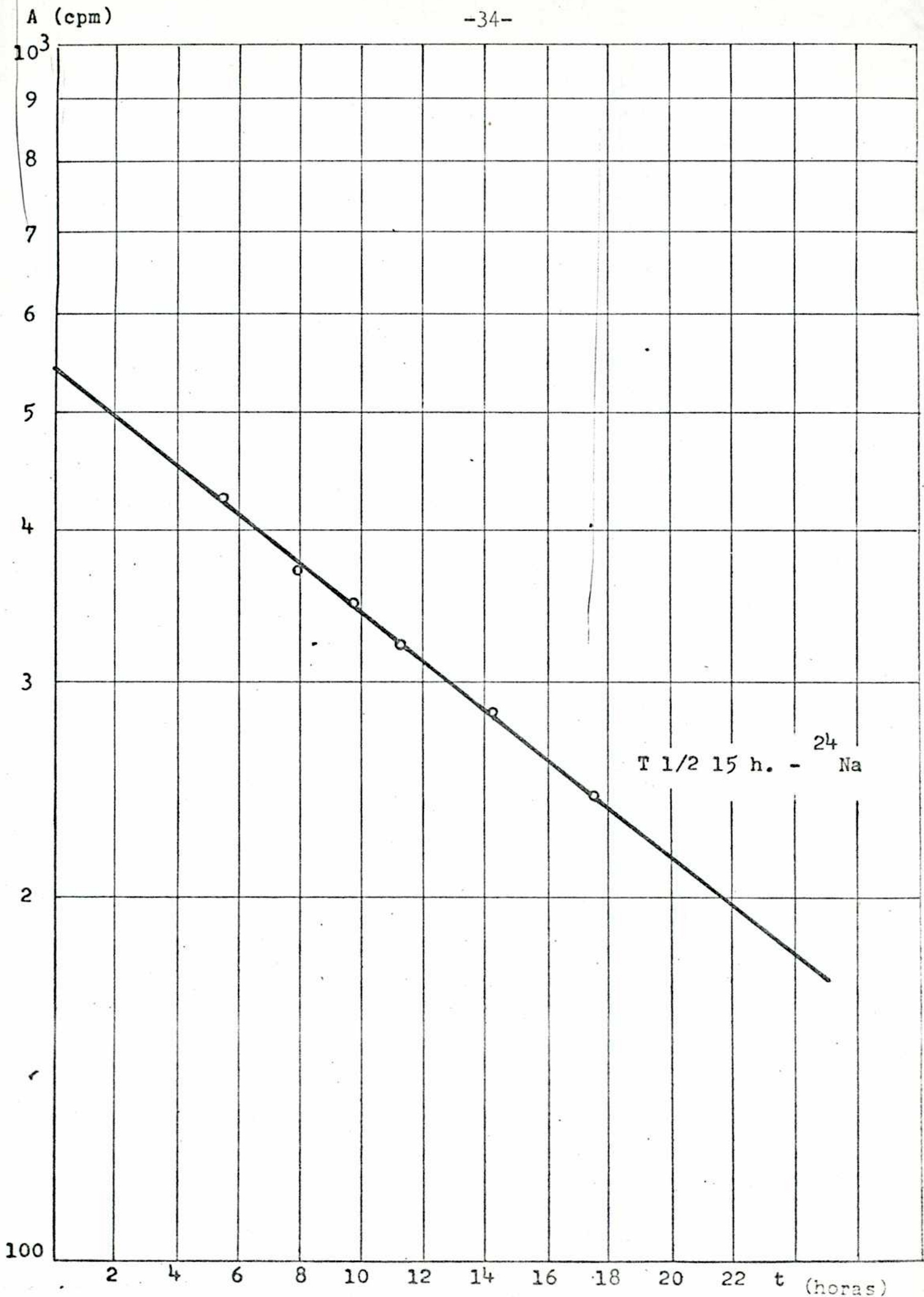


Fig. 10: Decaimiento del pico de 1,36 MeV.

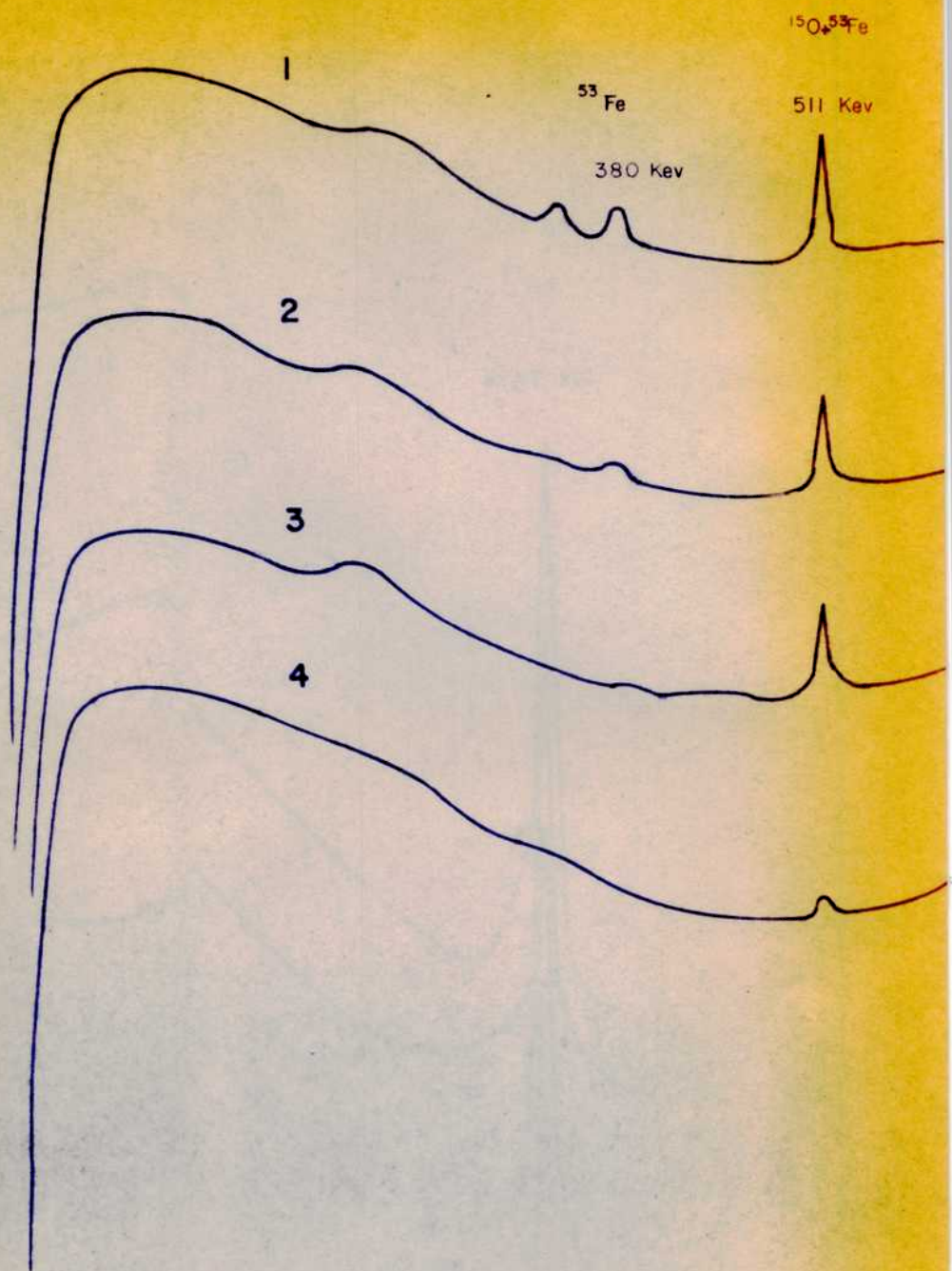


Fig. 11 Espectros γ - Meteorito Potter - Detector: Ge (Li), de

Curva 1 : A los 8 min. del fin de irradiacion.

Curva 2 : A los 13 min.

Curva 3 : A los 24 min.

Curva 4 : A los 70 min.

Escape
de ^{28}Al

$^{56}\text{Mn} + ^{27}\text{Mg}$
847 Kev

^{29}Al

758 Kev

^{27}Mg

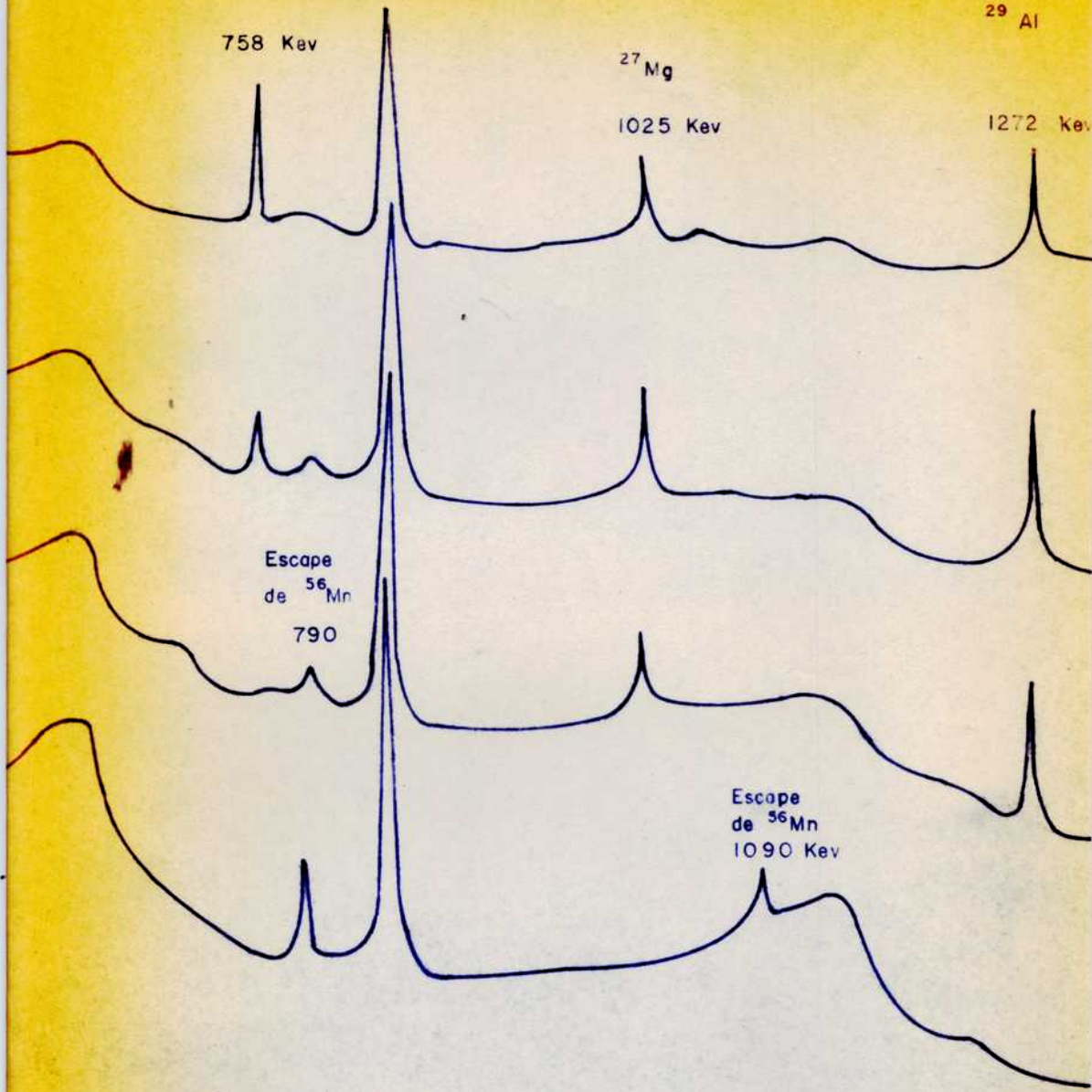
1025 Kev

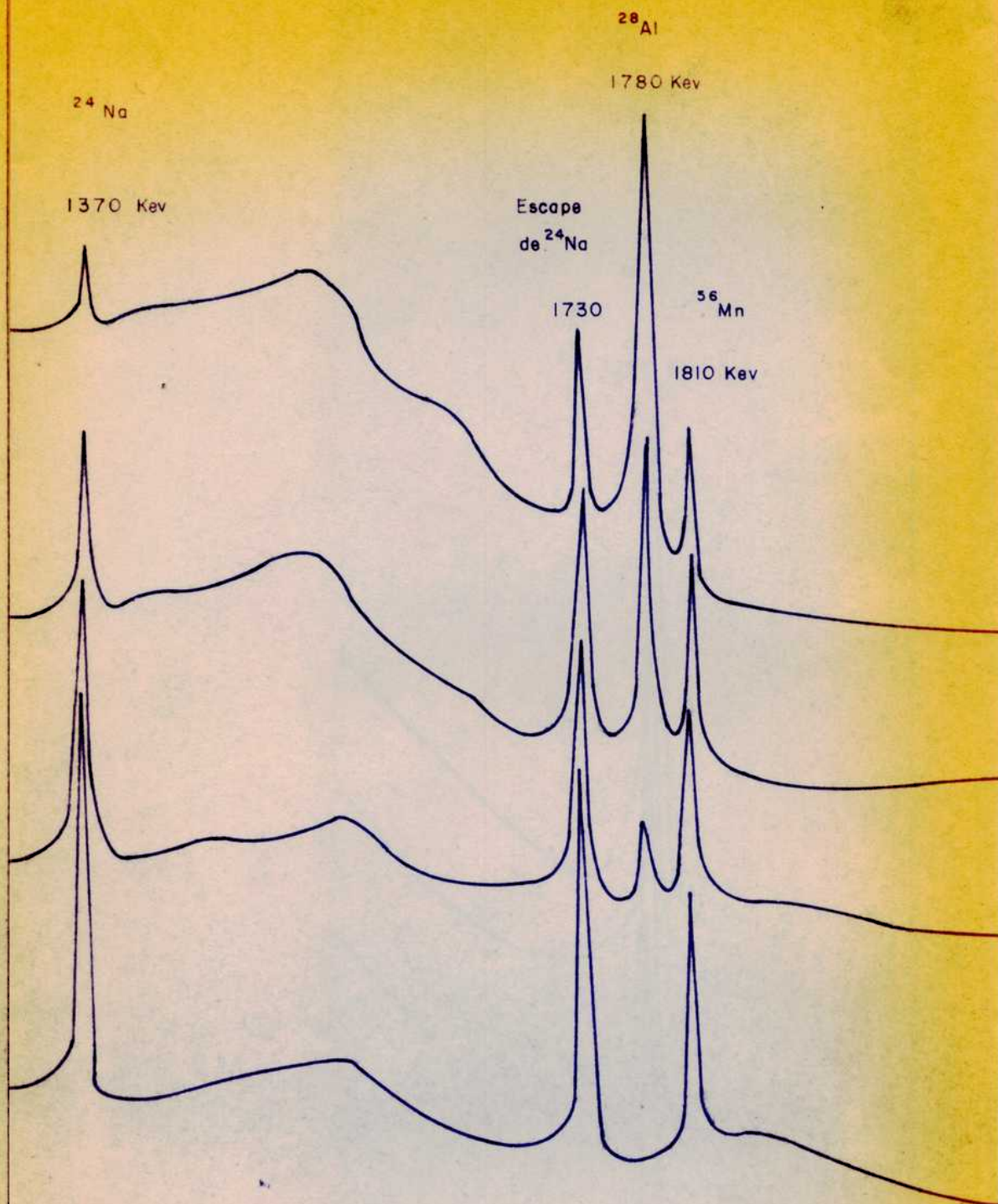
1272 Kev

Escape
de ^{56}Mn
790

Escape
de ^{56}Mn
1090 Kev

8 cm³



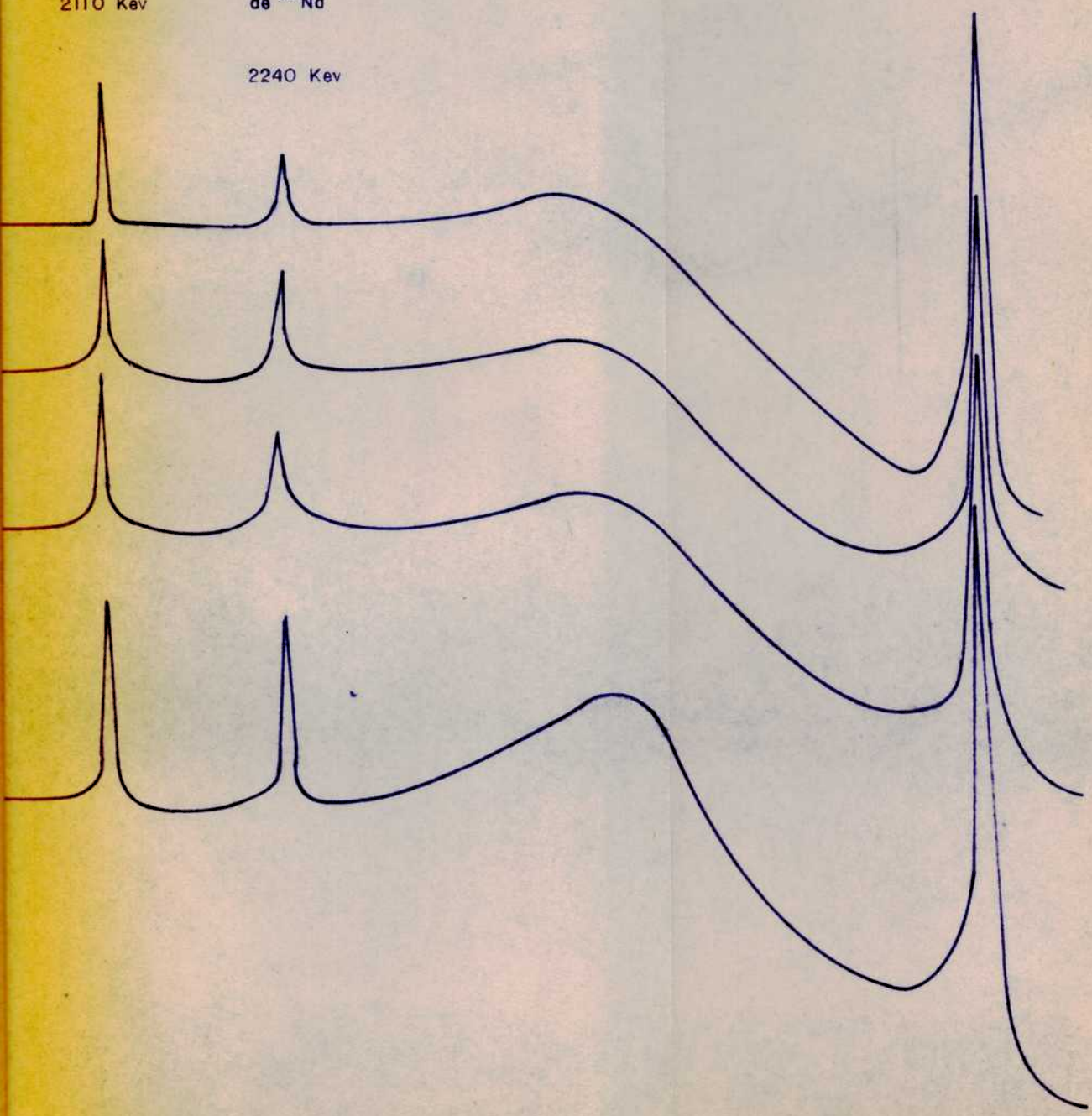


^{56}Mn
2110 Kev

Escape
de ^{24}Na

2240 Kev

^{24}Na
2750 Kev



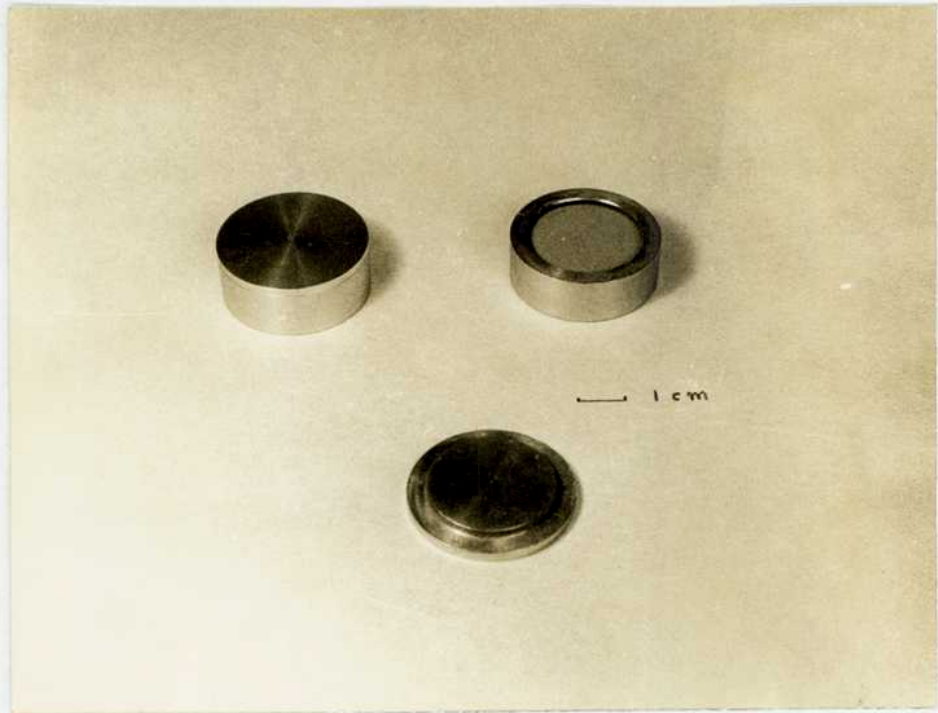


Fig.12: Cápsulas de aluminio utilizadas en la medición de las muestras.

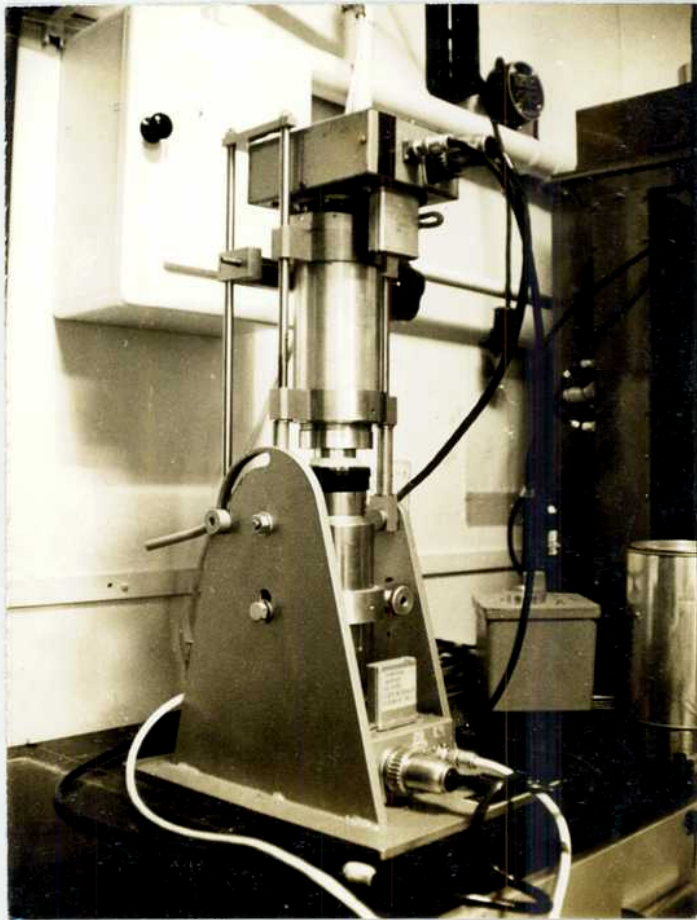


Fig.13: Detector de coincidencia γ - γ a 180°.

dos en cada detector son enviados al equipo electrónico asociado, el cual sólo registra aquellos que se han producido simultáneamente en ambos cristales.

En el proceso de aniquilamiento de positrones, éstos interactúan con los electrones, produciendo dos fotones de 0,51 MeV, los cuales son emitidos a 180° uno del otro.

Si colocamos los dos detectores a 180° entre sí, en contacto con la muestra ubicada entre ellos y seleccionamos los discriminadores de forma tal que sólo se mida en cada cristal el fotónico de 0,51 MeV, este instrumento es muy selectivo para la medición de la radiación de aniquilamiento de los positrones, de acuerdo a lo expuesto anteriormente.

Estos positrones pueden provenir directamente de la muestra (en nuestro caso del ^{15}O y del ^{53}Fe) y también de la interacción de rayos γ de energía superior a 1,02 MeV con la materia, por el proceso de formación de pares, donde un fotón se transforma en un electrón y un positrón. Por este procedimiento contribuyen el ^{56}In y el ^{28}Al a la radiación detectada con el equipo de coincidencia (fig.14). Esta última no puede ser resuelta gráficamente ya que los períodos de semidesintegración del ^{15}O y ^{28}Al son similares.

Para poder calcular la contribución del ^{28}Al a la actividad medida con el equipo de coincidencia, se efectuaron una serie de irradiaciones de NaCl , el cual fue medido en el cristal de Na(Tl) y en el sistema de coincidencia $\gamma-\gamma$, con la geometría habitual. Se determinó que esta contribución resulta ser el 0,32% de la actividad medida en el pico de 1,78 MeV con el cristal de Na(Tl) a tiempo cero. Este valor fue restado en lo

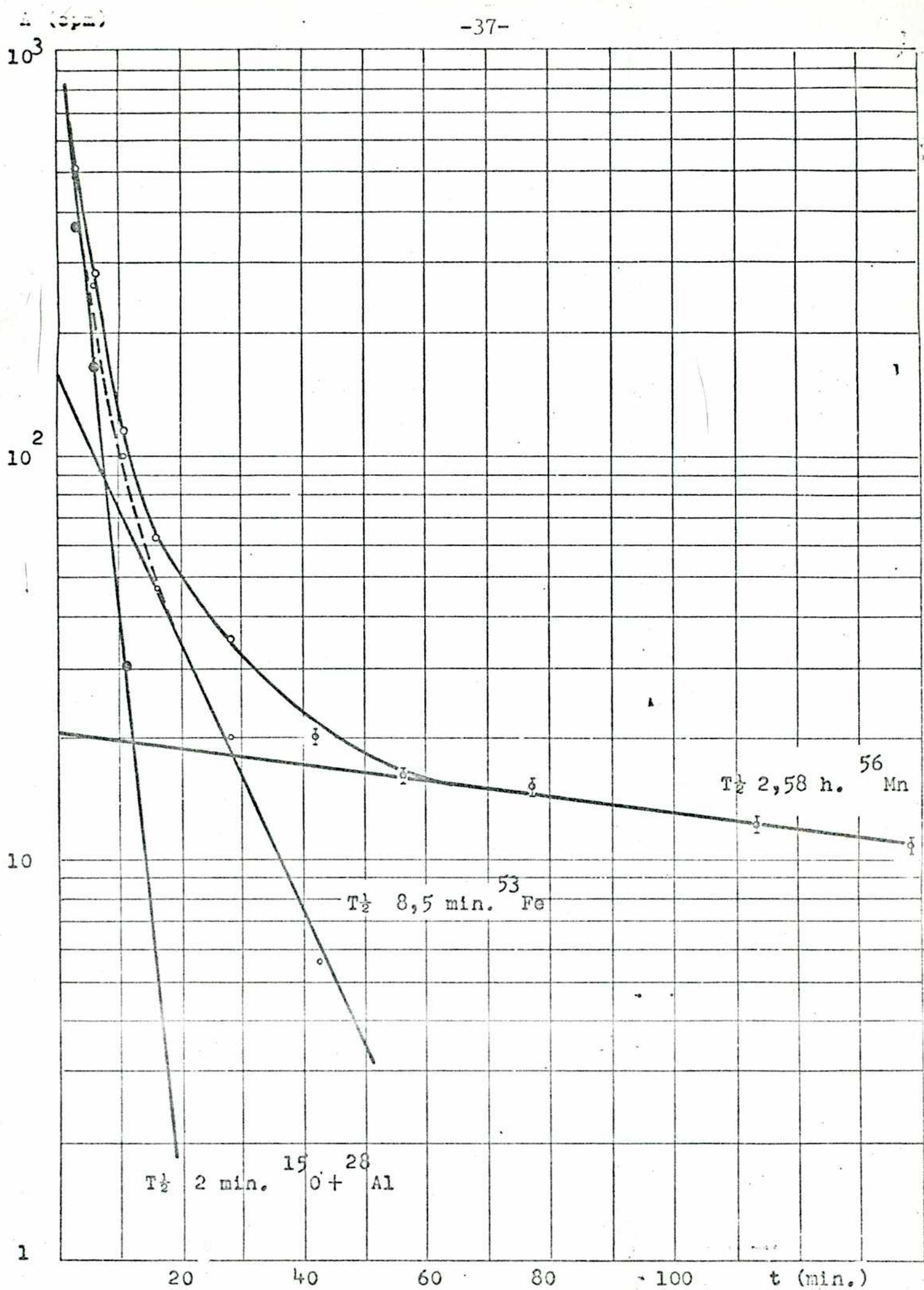


Fig.14.: Decaimiento del picó de 0,51 MeV.

sucesivo a las actividades del ^{15}O .

Se calculó también la contribución del Si al ^{27}Mg de acuerdo a la reacción $^{30}\text{Si}(n,\alpha)^{27}\text{Mg}$, también en función de la actividad de ^{26}Al medida a tiempo cero con el cristal de $\text{I}(\text{Na(Tl)})$. Esta resultó ser 0,54% de A^0 para ^{28}Al .

Otra posible interferencia en lo que a reacciones nucleares se refiere, sería la contribución del ^{24}Na producido a partir del ^{27}Al por la reacción $^{27}\text{Al}(n,\alpha)^{24}\text{Na}$. Esta fue medida irradiando una muestra de Al_2O_3 p.a. y se encontró que la misma es sólo 1,24% de la actividad del ^{27}Mg a tiempo cero.

En los meteoritos, donde la concentración de Al es aproximadamente 1%, esta contribución resulta ser del orden de 100 cpm a tiempo cero. Como la actividad de ^{24}Na debido al ^{27}Mg presente en la muestra es del orden de las 100.000 cpm, también a tiempo cero, no se ha efectuado esta corrección en los análisis, salvo para la roca standard W-1 (tabla II), donde el contenido de Al es elevado.

En las mediciones con multicanal se siguió el decaimiento del pico de 1,78 MeV del ^{28}Al para corregir la contribución del ^{56}Mn , (1,81 MeV) y el de 0,84 MeV, para separar gráficamente sus dos componentes: ^{27}Mg , $T_{1/2} = 9,5$ min. y ^{56}Mn , $T_{1/2} = 2,58$ h. La contribución de ^{57}Ni ($T_{1/2} = 37$ h, $E = 1,36$ MeV) al pico de 1,36 MeV del ^{24}Na , por la reacción $^{58}\text{Ni}(n,2n)^{57}\text{Ni}$, es despreciable debido a que el tiempo de irradiación es sólo 6 min y a que el contenido de ^{58}Ni en las muestras es inferior al 1%.

Las mediciones de ^{24}Na , debido a que posee un período de semi-

desintegración de 15 horas, fueron realizadas al día siguiente de la irradiación, utilizando un cambiador automático de muestras, Philips, con capacidad para 50 muestras.

Se estableció un programa de tiempos y frecuencias óptimas de medición para la muestra y el standard (Tabla V). Debido a que el ^{28}Al tiene un período de semidesintegración de 2,3 min, y el ^{15}O de 2,03 min, era imprescindible iniciar cuanto antes las mediciones, para poder obtener actividades suficientemente altas y disminuir así los errores estadísticos. Normalmente la primera medición se efectuaba a los dos minutos del fin de la irradiación.

TABLA V: Frecuencia y duración de las mediciones
M= muestra; S=standard.

Cristal de INa(Tl)	Det. de coincidencia
---	M 30 seg.
M 30 seg.	S 30 seg.
S 30 seg.	M 30 seg.
M 30 seg.	S 30 seg.
S 1 min.	M 1 min.
M 1 min.	S 1 min.
S 1 min.	M 1 min.
M 1 min.	S 1 min.
S 2 min.	M 2 min.
M 2 min.	S 2 min.
S 4 min.	M 4 min.
M 4 min.	S 4 min.
S 6 min.	M 6 min.
M 6 min.	S 6 min.
S 10 min.	M 10 min.
M 10 min.	S 10 min.
S 10 min.	M 10 min.
M 10 min.	S 10 min.
S 10 min.	M 10 min.
M 10 min.	S 10 min.

III-7. Resultados de los análisis

Se analizaron en total 74 condritas comunes, 5 de las cuales estaban duplicadas; de ellas, 30 corresponden a meteoritos vistos caer y las 44 restantes a las encontradas sobre la tierra.

Se analizaron también dos condritas carbonáceas del tipo C-3, un mesosiderito y tres acondritas. Los resultados para las condritas comunes figuran en la tabla VI y para el resto de los meteoritos en la tabla VII. Se han incluido en las mismas, para cada muestra, su clasificación en la escala Químico-petroológica de VAN SCHEUS y WOOD (1967) y el número de análisis efectuados. Los meteoritos marcados con un asterisco son aquellos cuya caída fue observada.

En general todos los análisis se efectuaron por duplicado, pero cuando la diferencia entre los mismos era mayor de lo previsto, se realizaron nuevas determinaciones.

En el caso de la acondrita hipersténica Ellement, se pudo aislar un cristal de hipersteno de alrededor de 4 gr., habiéndose analizado el mismo en forma separada (tabla VII). La composición obtenida corresponde a la fórmula $\text{SiO}_3(\text{Fe}_{0,37}, \text{Mg}_{0,63})$.

Se puede obtener una idea de la precisión del método para los diferentes elementos calculando el promedio ponderado de las desviaciones standard respectivas. Se llega así al 2% para Si, 3,8% para O, 1,9% para Fe, 2,3% para Mg y 10% para el Al.

El valor elevado para oxígeno se explica teniendo en cuenta que para analizar este elemento, es necesario resolver gráfi-

MATERIA	GRASA	% de		Si	0	Fe	Mg	Al
		ácido	ácido					
ALFALHUCA *	I-6	1	18,6	37,5	23,1	14,5	---	
AMODO (1) *	I-4	2	17,9±0,1	35,4±0,3	24,9	14,7±0,4	1,05	
ALMOCO	I-6	2	18,2±0,2	35,3±1,8	21,7±0,1	14,6±0,4	0,96	
BARNEL *	L	1	18,3	35,4	23,6	14,8	---	
BARNICE	H	2	17,1±0,2	34,7±0,4	27,9±0,4	14,0±0,1	0,97±0,05	
BUREOLE *	I-4	2	19,0±0,2	40,8±1,3	20,3±0,4	16,0±0,8	1,20±0,01	
BUFF (1), (2)	I-5	2	18,4±0,0	38,0±3,1	22,8±0,1	15,4±0,1	1,14	
BUFF (3)	I-5	2	17,0±0,1	37,3	21,7±0,2	14,8	1,10±0,26	
BURGOS *	I-5	2	15,0±0,4	30,9	30,0±0,5	12,4±0,5	1,00±0,30	
BRENER	L	1	18,5	40,9	22,2	14,6	---	
BROHETLE	H-3	4	14,8±0,5	40,4±2,6	23,8±0,7	13,0±0,5	1,03±0,12	
BURWA	H	2	15,8±1,0	37,7	25,8±1,0	13,6±0,1	1,09±0,02	
CALLPA	I	2	17,9±0,0	40,7±1,3	20,5±0,1	14,6±0,3	1,06±0,05	

Tabla VI - Resultados de los análisis de condricas

GENERALIC	GROUP	NO. OF	SI	O	PO	EG	AI
GEN. VICE		2	15, 7+0, 0	37, 3+0, 3	24, 2+0, 0	13, 2+0, 1	1, 03+0, 07
CONTROLLER (1) *	1	2	10, 1+1, 0	35, 2+1, 5	24, 4+0, 0	14, 9+0, 6	0, 94+0, 18
CONTROLLER (1) *		2	18, 4+0, 2	38, 0+4, 2	22, 6+0, 3	15, 1+0, 4	1, 02
CHIEF CLERK *			19, 3	37, 0	10, 8	15, 6+0, 1	1, 15+0, 13
LEADS CLERK	1-6	2	17, 0+0, 1	37, 8+4, 2	20, 0+0, 4	14, 2	1, 14+0, 02
	1-1	3	17, 0+0, 7	37, 7+0, 2	20, 3+0, 7	14, 8+0, 3	1, 05
RECORDEE	1-3, 4	2	15, 8+0, 2	36, 2	24, 3+0, 4	13, 0+0, 1	0, 86+0, 09
MANUAL-OPERATOR *	1-6	3	17, 1+0, 2	34, 3+0, 4	28, 7+0, 2	14, 6+0, 3	1, 13+0, 03
ENCLOSURE	1	2	18, 0+0, 2	38, 0+0, 9	21, 0+0, 3	14, 1+0, 2	1, 00+0, 32
FORWARD (4) *	1-5	3	17, 7+1, 0	36, 2+2, 7	19, 0+0, 7	14, 7+0, 3	1, 09+0, 04
FORWARD (5) *	1-5	3	16, 7+0, 0	41, 7+2, 6	22, 0+0, 6	12, 7+0, 4	1, 01+0, 18
PUBLISHER	1-5	2	15, 5+0, 2	41, 0+3, 0	25, 2+0, 4	12, 3+0, 0	0, 85+0, 03
REMARKS		2	17, 1+0, 1	39, 7+0, 5	22, 0+0, 2	13, 5+0, 4	1, 01+0, 10

Table VI (Cont.)

AMERICAN	PROB	NO. OF	SI	C	NO	NO	SI
PERCIVAL DWIGHT		2	17, 2+0, 2	---	22, 4+0, 3	13, 4	1, 07
CHICCHI	I-5	3	16, 2+0, 0	38, 1+1, 9	24, 5+0, 6	12, 6+0, 6	1, 12+0, 23
CRASSIARD	I	3	17, 7+0, 2	41, 3+0, 6	22, 3+0, 2	12, 1+0, 1	1, 17+0, 21
STYVER	I-4	2	15, 8+0, 1	39, 4+0, 2	25, 9+0, 4	13, 0+0, 4	0, 94+0, 0
HEDJAZ *	I-3	2	17, 5+0, 6	39, 3+0, 5	27, 1	15, 1+0, 5	1, 19
HARRISONVILLE	I-6	5	17, 9+0, 4	37, 7+1, 0	22, 4+1, 0	14, 2+0, 6	1, 15+0, 66
KOLEKOL *	I-6	4	18, 3+0, 2	37, 6+0, 9	23, 0+0, 2	14, 6+0, 4	1, 00+0, 66
HOLESENHO *	I-5	2	18, 4+0, 4	37, 2+0, 2	23, 2+1, 4	14, 9+0, 3	1, 14+0, 10
HUGOTCH	I-5	2	15, 4+0, 1	37, 2+1, 0	24, 9+0, 2	13, 9+0, 2	0, 98+0, 04
JELIICA *	II-6	2	18, 0+1, 4	36, 2+1, 2	20, 5+0, 5	15, 0+0, 4	0, 94
JERICHO	I-5	2	15, 8+0, 7	41, 0+1, 8	25, 3+0, 2	13, 2+0, 2	1, 17
KEHAWAHA *	I-5	3	19, 0+0, 8	39, 9+3, 1	20, 7+0, 1	16, 3+0, 6	1, 10+0, 07
MALE		2	16, 5+0, 1	37, 3+0, 7	22, 2+0, 8	14, 0+0, 2	0, 99+0, 07

Table VI (Contd.)

ITEM DESCRIPTION	Quantity	Size	SI	O	Fe	EG	AI
LANTHANUM	1	1-6	17, 8	12, 5±1, 7	21, 2±0, 4	14, 8±0, 3	6, 96
LANTHANUM	2	1-6	16, 6±0, 1	39, 0±0, 8	25, 1±0, 4	13, 5±0, 3	1, 03±0, 10
LANTHANUM	2	1-6	17, 4±0, 5	35, 9±1, 4	25, 1±0, 1	14, 6±0, 3	1, 12±0, 10
LEAD	3	1-6	18, 3±1, 1	36, 9±2, 0	22, 9±1, 7	15, 5±1, 3	1, 20±0, 15
LEAD	2	1-6	17, 3±0, 8	37, 8±0, 4	21, 7±0, 8	13, 5	0, 96
LEAD	2	1-6	17, 7±0, 1	39, 0±1, 4	26, 7±0, 1	14, 1±0, 1	1, 16±0, 65
LEAD	2	1-4	18, 7±1, 4	34, 2±1, 0	22, 7±0, 6	16, 3±0, 1	1, 05
LEAD	2	1-5	15, 5±0, 0	25, 6±0, 6	36, 7±1, 4	13, 6	0, 90±0, 14
LEAD (3)	3	1-6	18, 4±0, 2	37, 5±0, 7	23, 4±0, 3	14, 7±0, 4	1, 11±0, 17
LEAD (6)	2	1-6	18, 5±0, 5	37, 9±0, 4	22, 0±0, 6	15, 0	1, 11±0, 10
LEAD	2	1-6	17, 9±0, 2	32, 5±4, 2	26, 0±0, 2	15, 6	1, 00±0, 14
LEAD	2	1-6	17, 7±0, 9	33, 3±1, 6	26, 1±0, 2	14, 2±0, 4	0, 79±0, 61
LEAD	2	1-4	15, 7±0, 4	26, 0±1, 7	27, 6±0, 5	13, 7±0, 4	1, 14±0, 66

Table VI (Cont.)

INFORMAZIONE	CLASSI	no. di Tot.	SI	O	To	NS	AI
ST. L'AMMIRAGLIA	I	2	17, 2 \pm 0, 2	39, 0 \pm 0, 9	23, 0 \pm 1, 0	14, 6 \pm 0, 5	1, 19 \pm 0, 12
CELL (S)	(L)	2	16, 0 \pm 0, 1	37, 7 \pm 0, 7	26, 4 \pm 0, 2	14, 1 \pm 0, 1	0, 90 \pm 0, 11
TRAPIE	L	2	18, 4 \pm 0, 1	39, 2	21, 9 \pm 0, 1	14, 4 \pm 0, 5	1, 05 \pm 0, 06
TRAPASILE *	I-4	2	18, 5 \pm 1, 0	39, 5 \pm 0, 2	24, 6 \pm 0, 6	14, 7 \pm 0, 3	1, 25
TORRENTICCI CORRE	II-5	2	16, 9	36, 8 \pm 2, 1	27, 3 \pm 0, 7	13, 8	1, 16 \pm 0, 06
TRAPASILE *	I-5	3	18, 1 \pm 0, 3	34, 7 \pm 1, 0	23, 8 \pm 0, 4	14, 7 \pm 0, 2	1, 06 \pm 0, 07
TRAPASILE	I-6	2	18, 8 \pm 0, 0	36, 9	21, 5 \pm 0, 6	14, 8	1, 20 \pm 0, 12
TRAPASILE NO 1		2	16, 6 \pm 0, 7	35, 1	26, 8 \pm 0, 6	13, 8	0, 85 \pm 0, 10
TRAPASILE NO 2	II	2	16, 8 \pm 0, 5	35, 6	27, 6 \pm 0, 2	14, 1	1, 18 \pm 0, 16

Table VI (Cont.)

NOTAS A LA TABLA VI

- 1) Estas muestras fueron provistas en calidad de préstamo por el Museo Británico de Historia Natural y son las mismas a las que PRIOR (1919) le separó la fase metálica para su análisis. Se utilizaron los valores de cantidad y composición de fase metálica obtenidos por dicho autor para corregir los valores obtenidos en la fase silicatos en el presente trabajo y llegar así a la composición total de las muestras.
- 2) Muestras provenientes del Museo Británico.
- 3) Muestras facilitadas por el Museo de Historia Natural de Viena.
- 4) Muestra obtenida en el Museo de Geología y Mineralogía de Leiden, Holanda.
- 5) Proveniente del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.
- 6) Facilitada por el Dr. Wlotzka, del Instituto de Química Max-Planck, Mainz, Alemania.
- 7) Son dos ejemplares distintos de la "lluvia" de meteoritos Tultusk.
- 8) Según VAN SCHJES y WOOD, (1967), este meteorito pertenece al grupo L, pero su análisis muestra que es un ejemplar típico del grupo H.

TEORETICO	TIPO	Nº de Det.	Si	O	Mo	Hg	Al
CONDCC (Silicatos)	MEGOSTRUMENTO	2	9,2	35,6	43,6	5,2	1,19
ELLERREY (Muestra completa) *	ACQUERITA HIPERSTITICA	2	22,4	37,3	16,7	14,2	0,45
ELLERREY (Iiponstona) *	"	1	23,5	40,7	17,2	12,5	0,17
LANCE *	CARBONATA C-3	2	15,9	38,6	24,8	14,4	1,13
MORTON CO. (Silicatos) *	ACQUERITA ENSTATITICA	2	24,7	47,5	--	23,9	5,6
SPYLLERY *	ACQUERITA DE PIROXENIO- PLACIOGLASA	2	21,3	35,5	16,7	7,8	5,5
VIGORANO *	CARBONATA C-3	3	15,3	34,5	23,2	14,6	1,49

TABLA VII

Resultados de los análisis de otros meteoritos.

camente una curva de decaimiento de actividades con tres componentes, siendo el ^{15}O el de menor período de semidesintegración, acumulándose en el mismo los errores de los otros componentes.

El 10% para el aluminio se explica considerando la baja concentración en que se encuentra este elemento en las muestras, siendo necesario resolver una curva de decaimiento con dos componentes para su determinación.

Como aquellos meteoritos que estuvieron expuestos a los factores atmosféricos en la corteza terrestre, se encuentran oxidados, quizás debido a que en algún momento fueron guardadas en lugares húmedos, la composición absoluta de los mismos determinada en este trabajo, no es representativa de la que tenían originalmente, pues al haber aumentado su contenido de oxígeno, disminuyó paralelamente la de los otros componentes.

A pesar de que KOHLMAN y GOEL (1963) pusieron a punto un método para la determinación de las edades terrestres de los meteoritos, basado en la medición del ^{14}C cosmogénico, se han efectuado muy pocos trabajos al respecto y por lo tanto resulta prácticamente imposible distinguir un meteorito de caída reciente sometido a condiciones desfavorables de los agentes atmosféricos, de otro, caído mucho tiempo antes y que ha permanecido en un lugar bien seco.

Entre los meteoritos cuya edad terrestre determinaron Kohman y Goel hay algunos que fueron analizados en el presente trabajo. Estos son: Hugoton: 4700 ± 1600 a. ; Ladder Creek: 3200 ± 1400 a. Plainview: ≤ 3500 a. ; Potter: ≤ 21.000 a. y Selma: 6600 ± 1500 a.

Una magnitud que es importante para el estudio de los meteoritos y que no es afectada por el problema de oxidación de las muestras, es la relación en peso entre los elementos no volátiles, como ser Fe/Si, Si/Mg, y Si/Al.

Se calcularon estos valores para todas las muestras, agrupándolas en hiperstenos (tabla VIII) y broncitas (tabla IX).

Estos resultados fueron estudiados estadísticamente. Se efectuó la prueba del χ^2 según el procedimiento de J.F. RACTLIFF (1962), para determinar si los valores obtenidos seguían una distribución gaussiana, habiéndose comprobado que esto no ocurre para la relación Fe/Si correspondiente a los meteoritos hipersténicos.

Para todos los demás valores, que siguen una distribución gaussiana, se determinó el valor medio del conjunto y la desviación standard, luego de haber aplicado el criterio de Chauvenet para la eliminación de valores que se apartan excesivamente del promedio (CHASE y RABINOWITZ, 1962).

Se descartaron, de acuerdo a este criterio, el valor de Si/Mg para Grassland; del grupo L, el de Fe/Si para Beardsley y Miller, del grupo H, el de Si/Mg para Saline Township, del grupo H y el de Si/Al para la muestra de New Concord proveniente de Utrecht.

Los promedios y las desviaciones standard respectivas pueden verse en la tabla X.

En la tabla XI se comparan estos resultados con los obtenidos

METEORITO	Fe/Si	Si/Mg	Si/Al
* ALFIABELLO	1,241	1,283	—
* ASIDON	1,391	1,218	18,5
ATWOOD	1,192	1,247	18,9
* BARNWELL	1,290	1,236	—
* BJEURBLE	1,068	1,189	15,8
BLUFF (British Mus.)	1,239	1,195	16,1
BLUFF (Viena)	1,276	1,148	15,5
BREWSTER	1,200	1,267	—
CALLINAN	1,145	1,266	16,9
* CRUMLIN	1,348	1,251	18,7
* CYRHIANA	1,228	1,219	18,0
* CHANDAKAPUR	0,974	1,237	16,8
DIANSLORE	1,176	1,197	14,9
* DEURISALA	1,183	1,149	16,2
EDMONSON	1,154	1,290	18,2
* ERGHEO (Leiden)	1,063	1,204	16,2
* ERGHEO (Utrecht)	1,317	1,325	16,5
FENNY	1,267	1,267	16,9
FRIEHT BUTTE	1,302	1,283	16,1
GRASLAND	1,260	1,463	15,1
* HEDFAL	1,540	1,159	14,7
HONDISCHVILLE	1,251	1,261	15,6
* HOLBROOK	1,257	1,236	18,3
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1
* HONSBURN	1,260	1,235	16,1

TABLA VIII. Composición en peso de los elementos
de los meteoritos.

HERFEROIDIO	Fe/Mn	Si/Mg	Si/Al
LONG ISLAND	1,254	1,291	18,0
LOOF	1,282	1,255	16,1
MC KINNEY	1,214	1,147	17,8
* MOCS (Viena)	1,272	1,252	16,6
* MOCS (Mainz)	1,232	1,233	16,7
* NEW CONCORD (Br. Museum)	1,452	1,147	17,9
* NEW CONCORD (Utrecht)	1,474	1,246	22,4
* PANLOGRAD	1,258	1,235	16,3
ROY	1,198	1,154	15,5
SALLA	1,303	1,144	15,9
ST. LAWRENCE	1,337	1,211	14,5
TEMPLE	1,150	1,278	17,5
* TERNASIA	1,330	1,258	14,8
* UNRECHT	1,315	1,231	17,1
MACORDA	1,144	1,270	15,7

TABLA VIII (Cont.) : Relación en peso de los elementos
no volátiles en las cordieritas del grupo "L"

MEMBRANO	Fe/Si	Si/Mg	Si/Al
BARNESSE	1,532	1,221	17,5
* BEARDSLEY	2,000	1,209	15,2
BROWNFIELD	1,503	1,139	15,3
BURBANK	1,534	1,161	14,5
CEE VEE	1,541	1,180	15,2
DILLING	1,538	1,216	18,4
* DJANI PENGILON	1,578	1,171	15,1
EARLEY	1,525	1,260	18,2
GILGOM	1,512	1,265	14,5
GRUBER	1,539	1,215	16,8
HUGGTON	1,617	1,108	15,7
JEROME	1,665	1,197	13,5
LAWWOOD	1,562	1,185	15,5
MILLER	1,980	1,140	17,2
* OCHAYSKI	1,758	1,131	13,8
OWED	1,571	1,137	13,3
PLANNIS	1,568	1,153	14,6
PLENTIEN	1,537	1,196	16,9
* POWERS-I	1,526	1,270	14,9
* POWERS-II	1,529	1,131	15,4
* RICHARDSON	1,573	1,179	17,8
SALINE BONDHUR	1,567	1,019	14,4
SMITH	1,539	1,146	14,5
SMITH	1,539	1,146	13,7
SMITH	1,539	1,135	17,6
SMITH	1,539	1,204	14,6
SMITH	1,539	1,203	19,5
SMITH	1,539	1,191	14,2

TABLA IX . Relación en peso de los elementos no volátiles en las cenizas del grupo "B"

	Fe/Si	Si/Hg.	Si/Al
GRUPO I	1,252 ± 0,346	1,224 ± 0,045	16,7 ± 1,3
GRUPO II	1,626 ± 0,050	1,183 ± 0,043	15,6 ± 1,6

TABLA X. Relación en peso entre elementos no volátiles en condritas comunes.

RELACION	GRUPO I			GRUPO II		
	A	B	C	A	B	C
Fe/Si	1,252	1,17	1,15	1,626	1,62	1,50
Si/Hg	1,224	1,24	1,23	1,183	1,20	1,21
Si/Al	16,7	16,0	14,7	15,6	15,7	18,0

TABLA XI.: Comparación de los valores obtenidos con los de otros autores

A: Este trabajo

B: VON NICHAKIS (1969)

C: VINT (Compilación personal)

por VON MICHAELIS (1969) utilizando fluorescencia de rayos x y con los de H.B.WIIK (WIJK, 1956; MASON y WIJK, 1960 y WIJK, comunicación personal). La concordancia es buena, salvo para la relación Si/Al obtenida a partir de los valores de WIJK, la cual es notablemente inferior a la encontrada en este trabajo y a la de VON MICHAELIS. La razón de esta discrepancia puede ser el gran error que afecta a las determinaciones de aluminio en los análisis químicos convencionales, debido a que el mismo se determina por diferencia.

CAPITULO IV

TEORIAS SOBRE EL ORIGEN DE LOS METEORITOS

Si bien en el pasado se ha discutido mucho sobre el lugar de donde provienen los meteoritos, actualmente es un hecho ya aceptado que los mismos se han originado en el cinturón de asteroides. Para algunos meteoritos cuya caída fue bien observada, se pudo reconstruir la órbita y ésta cruza efectivamente el cinturón de asteroides.

Las ideas no son tan claras, sin embargo, en lo que respecta a la manera en que fueron formados los mismos.

El tratar de conocer e interpretar hechos ocurridos miles de millones de años atrás es sin duda una tarea árdua y que se presta para hacer volar la imaginación. Las primeras teorías con fundamento científico son relativamente nuevas.

En general la idea más aceptada es que los meteoritos provienen de uno o más planetas, originalmente situados entre Marte y Júpiter, el cual, por algún cataclismo se desintegró, dando origen a los asteroides.

Entre las teorías más importantes podemos citar la de KINECCO (1960, 1961, 1962, 1963). Considera este autor que el ó los cuerpos que dieron origen a los meteoritos se formaron por conglomeración de polvo frío, con composición similar a la de las condritas carbonáceas del grupo 1. En el interior de dichos cuerpos se produjo la fusión de los materiales, debido al calor liberado en procesos de desintegración radiactiva, formándose en el centro un núcleo metálico similar al de la Tierra, que

sería el que dió origen a los sideritos. Los cóndrulos se formaron por fenómenos volcánicos.

FISH, GOLES y ANDERS (1960) desarrollaron una teoría muy parecida a ésta, postulando que los cuerpos primordiales eran pequeños, de tamaño de los asteroides actuales y sugirieron un ciclo térmico en su interior, (ciclo del azufre), que explicaría la concentración anormalmente baja de algunos elementos como In, Pb y Bi.

MASON (1960, 1961), es de la idea de que las condritas nunca estuvieron fundidas, sino que se originaron por recristalización en el estado sólido, a partir de un material de composición similar al de las condritas carbonáceas C-1.

La teoría de UREY (1963, 1964), es mucho más complicada por cuanto implica la existencia de cuernos primarios, los cuales después de experimentar algunos procesos físicos, chocaron entre sí, produciendo cuernos secundarios que serían los que dieron origen a los meteoritos.

Todas estas teorías postulan que los cóndrulos se formaron después que el material original se había conglomerado, formando cuernos sólidos. WOOD (1958, 1962 a, b, 1963), considera sin embargo que los cóndrulos pudieron haberse formado antes de la conglomeración del material, en la nebulosa primitiva, en condiciones de temperatura y presión elevadas.

LARIMER y ANDERS (LARIMER, 1967; LARIMER y ANDERS, 1967, 1969) estudiaron el problema de la formación de los meteoritos desde otro punto de vista, mucho más riguroso. Analizaron termodinám

micamente la secuencia de condensaciones que se irían produciendo en un gas de composición cósmica al enfriarse según dos mecanismos posibles: enfriamiento rápido, con la formación de elementos puros y compuestos y otro, por enfriamiento lento, con la formación de soluciones sólidas.

La secuencia de condensaciones muestra una gran similitud con las tendencias de empobrecimiento de ciertos elementos en las condritas normales. Los elementos Pb, Bi, In y Tl que son los menos abundantes en meteoritos condriticos, respecto a las abundancias cósmicas, son también los últimos en condensar, a temperaturas inferiores a los 500°K, para una presión total de $6,6 \times 10^{-3}$ atm, que es la calculada por Cameron para la región de los asteroides (CAMERON, 1962). Otro grupo de elementos, no tan empobrecidos (Zn, Cd, Ag, Te y Se) condensan aproximadamente a 680°K, que es también la temperatura de condensación de la troilita, de acuerdo a la reacción $Fe + SH_2 = FeS + H_2$. Elementos que se encuentran aun más empobrecidos (Sn, Ga, Ge, Au y Cu) condensarían entre 700 y 1000°K. Mn, Na, Rb y K que están empobrecidos en las condritas carbonáceas, pero no en las comunes, condensarían entre 1100 y 1300°K.

Estos autores proponen que el fraccionamiento de los distintos elementos que se observa entre las diferentes clases de meteoritos, se produjo en la nebulosa solar durante el proceso de condensación y conglomeración y que un posterior calentamiento del cuerpo o cuerpos primordiales, no produjo ningún otro fraccionamiento apreciable, con excepción quizás, de los elementos más volátiles, como los gases nobles y el Hg.

La secuencia de condensaciones calculada a partir de datos fisi

coquímicos por dichos autores se muestra en la tabla XII.

CaTiO_3	1740°K	Cu	1090°K
MgAl_2O_4	1680°K	Ge	970°K
Al_2SiO_5	1650°K	Au	920°K
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	1620°K	Ga	880°K
Fe	1620°K	Zn_2SiO_4	820°K
Ca_2SiO_4	1600°K	Sn	806°K
CaSiO_3	1580°K	Ag	788°K
$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	1560°K	ZnS	730°K
KAlSi_3O_8	1470°K	FeS	680°K
MgSiO_3	1470°K	Pb	570°K
SiO_2	1450°K	CdS	570°K
Ni	1440°K	PbCl_2	535°K
Mg_2SiO_4	1420°K	Bi	530°K
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	1320°K	Tl	475°K
MnSiO_3	1240°K	Fe_3O_4	400°K
MnS	1160°K	In	360°K
Na_2SiO_3	1160°K	H_2O	210°K
K_2SiO_3	1120°K	Hg	181°K

TABLA XII: Temperatura de condensación de compuestos y elementos a partir de la composición química, para una presión total de $6,6 \times 10^{-3}$ atm. (LARIÉR, 1957).

De acuerdo a esta secuencia, los compuestos que primero condensarían serían los silicatos, hierro y níquel metálicos. Cuando el primero de los elementos que encontramos en concen-

traciones anormalmente bajas en los meteoritos condriticos está listo para condensar (Cu a 1090°K), el 90% del material que forma los meteoritos comunes ya ha condensado. Sólo falta la formación de troilita, que ocurrirá a 680°K, por reacción de los gránulos metálicos en la nebulosa con SH₂. Es evidente que cualquier material que haya comenzado a conglomerarse entre 530 y 680°K presentará una composición bastante similar a la de las condritas ordinarias, con una serie de elementos en concentraciones inferiores a las originales en la nebulosa. El material que se conglomere a temperaturas inferiores, tendría una composición similar a la de las condritas carbonáceas con alta concentración de volátiles, silicatos hidratados y Fe₃O₄.

La falta de correlación entre la abundancia de cóndrulos en un meteorito y su composición, sugiere que el fraccionamiento precedió o a lo sumo fue simultáneo con la formación de los cóndrulos, ya que la composición de los mismos en un meteorito es similar a la de la matriz. Además se han encontrado cóndrulos que contienen gránulos de troilita (WALTER, 1969), lo cual indica que los mismos fueron formados después de la condensación de la troilita a 680°K y antes de la conglomeración del material, quizás debido a descargas eléctricas dentro de la nebulosa. Se han tratado de reproducir estos fenómenos en el laboratorio, habiéndose obtenido gránulos similares a los cóndrulos (NELSON et al, 1970).

CAPITULO V

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

De todas las teorías expuestas en el capítulo anterior, la que presenta mayor fundamento teórico y explica mejor todas las observaciones efectuadas en los meteoritos, es la de LARIMER y ANDERS. Trataremos de interpretar los resultados obtenidos a la luz de esa teoría.

El comparar la composición de los diferentes meteoritos, nos conduce a estudiar el fraccionamiento de los elementos entre los distintos tipos de meteoritos.

Dentro del grupo de de las condritas comunes (broncitas e hiperstenos), el fraccionamiento es de poca magnitud. El más importante es el que se presenta entre el Fe y el Si.

UREY y CRAIG (1953) fueron los primeros en reconocer que en los hiperstenos, los elementos Fe, Co y Ni eran menos abundantes que en las broncitas, en un 30% aproximadamente, pudiendo ser ésto utilizado como criterio químico para su clasificación

Esta tendencia se ha confirmado en el presente trabajo. Los valores obtenidos figuran en la tabla XIII, donde también se indican las relaciones Fe total/SiO₂ y SiO₂/MgO, según VAN SCHLUE y MOOD (1957).

La concordancia entre los valores se considera excelente. Los errores informados por dichos autores no son reales, sino que expresan un error probable. Contrariamente, los asignados a los resultados de este trabajo corresponden a la desviación standard obtenida con los datos experimentales. Es importante hacer

notar que las condritas carbonáceas y las broncitas presentan una relación Fe/SiO₂ similar, siendo la de los hiperstenos menor. Otro hecho interesante surge al comparar las desviaciones standard de los dos grupos. Para las broncitas, la relación Fe/SiO₂ presenta una constancia notable, mientras que para los hiperstenos, los valores obtenidos varían dentro de amplios límites. El posible significado de estas tendencias se discutirá más adelante.

LARIMER y ANDERS sugieren que el fraccionamiento silicatos-metal se produjo antes de la conglomeración, posiblemente a temperaturas entre 1050 y 680°K.

GRUPO	Fe Total/SiO ₂		SiO ₂ /MgO	
	a	b	a	b
CARBONACEAS	0,77 ± 0,07	0,72 (1)	1,42 ± 0,05	1,39 (1)
BRONCITAS	0,77 ± 0,07	0,76 ± 0,02	1,55 ± 0,05	1,53 ± 0,05
HIPERSTENOS	0,55 ± 0,05	0,58 ± 0,16	1,59 ± 0,05	1,58 ± 0,05

PI. IIII: Relación entre los elementos presentes en mayor proporción en condritas.

a: Valores de VAN SCHIJNUS y "COD (1957).

b: Resultados de este trabajo.

(1): Promedio de dos determinaciones.

Un posible mecanismo para este fraccionamiento podría ser la existencia de fuerzas magnéticas en determinadas regiones de la nebulosa, que habrían producido migraciones de fase metálica sin actuar sobre los silicatos.

Una vez producidos estos fraccionamientos, cuando la temperatura bajó a 600°K, comenzó la conglomeración de las partículas para formar uno o más planetoides. El material que se conglomeró primero sería el más pobre en elementos volátiles, ya que éstos se encontraban todavía en la fase gaseosa. Este material debió haber formado la parte central de dichos cuerpos. Las capas que se iban depositando paulatinamente deberían ser progresivamente más ricas en elementos volátiles. Los últimos materiales que se agregaron serían los que dieron origen a las condritas carbonáceas, ya que estas están formadas por materiales de baja temperatura de formación (LARIMER y ANDERS, 1969).

La primera conclusión a la que se puede llegar considerando los resultados experimentales, es que las broncitas provienen de uno o más cuerpos de tamaño pequeño, que fueron formados a partir de material proveniente de una región de la nebulosa donde no se produjo fraccionamiento de metal-silicatos, posiblemente debido a que en esas zonas no se produjeron fenómenos magnéticos. Esto está basado en el hecho que la relación Fe/SiO_2 en las broncitas es similar a la de las condritas carbonáceas (tabla XIII) y coincide bien con la composición asignada a la nebulosa primitiva.

Resulta lógico suponer que si el polvo que dió origen a estos cuerpos no experimentó fraccionamiento del metal, éstos deberían haber resultado homogéneos en la distribución espacial de

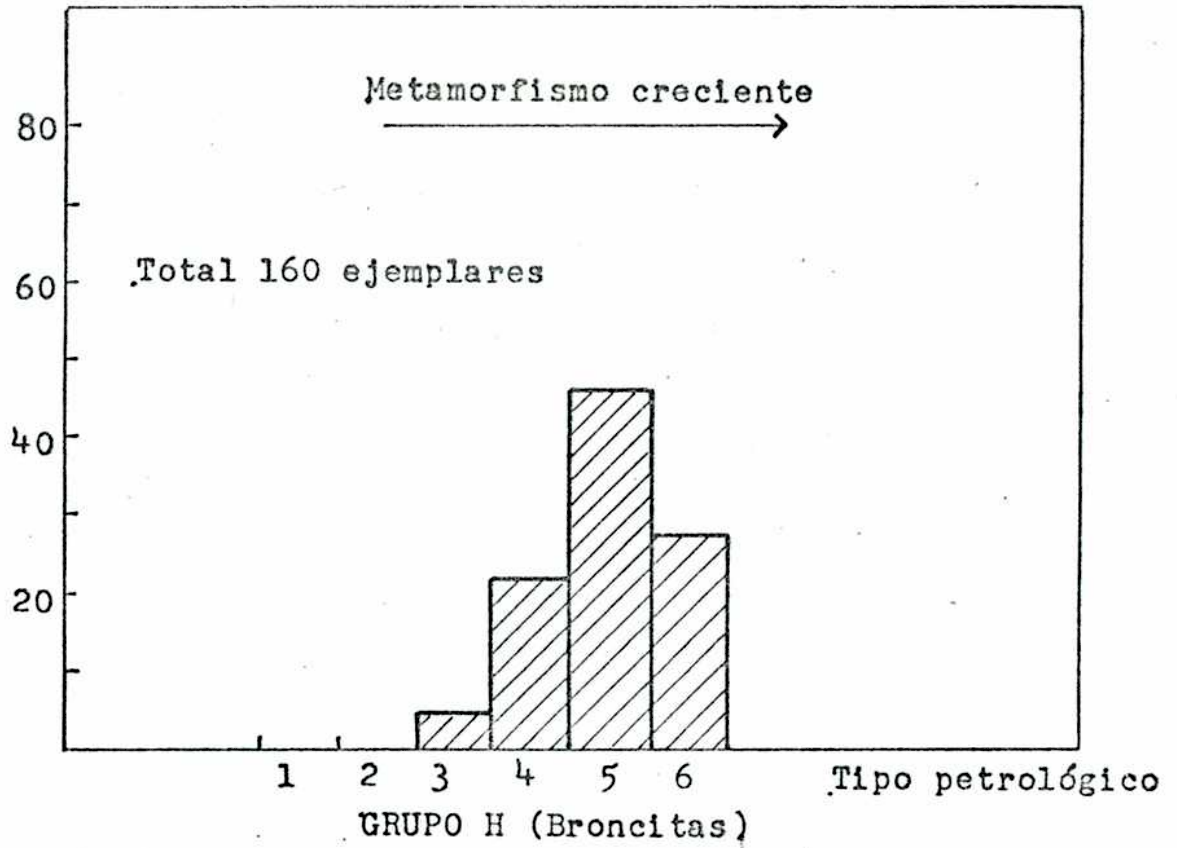
las partículas metálicas. La pequeña dispersión de valores obtenida para Fe/SiO_2 está de acuerdo con esta suposición.

La idea de pequeño tamaño para estos cuerpos surge del análisis de las edades Ar - K obtenidas para las broncitas: en todos los casos se han obtenido valores entre $3,5$ y $4,5 \times 10^9$ años. Estas edades son concordantes con las de U-Th-(^4He) HINTENBERGER et al, 1964) y marcan el momento en que se detuvo la difusión de los gases hacia el exterior de dichos cuerpos, es decir el momento en que los mismos se enfriaron. Si aceptamos que cuando éstos se formaron contenían aún cantidades apreciables de radionuclidos que ahora ya se han extinguido (^{26}Al y ^{60}Fe serían los más importantes), que actuaron como fuente de calor, debemos aceptar un tamaño pequeño para esos cuerpos para poder justificar el rápido enfriamiento de los mismos. Esto está de acuerdo también con el hecho de que si bien las broncitas presentan estructuras petrológicas que evidencian que las mismas sufrieron metamorfismo térmico, éste no es extremo, como surge al analizar los resultados de VAN SCHLUS y WOOD (1967) con cuyos datos se ha confeccionado la figura 16.

Estos autores estudiaron bajo el punto de vista químico y petrológico un gran número de meteoritos, clasificándolos de acuerdo a su composición en la forma habitual: carbonáceas, enfoteritas, hipersténicas y brancíticas. A cada meteorito se le asignó un número, entre 1 y 6 de acuerdo al metamorfismo que evidenciaba el mismo.

Para el grupo de las broncitas, casi el 50% del total de los meteoritos examinados pertenecen al grupo 5, es decir, el metamorfismo no es extremo.

% de ejemplares



% de ejemplares

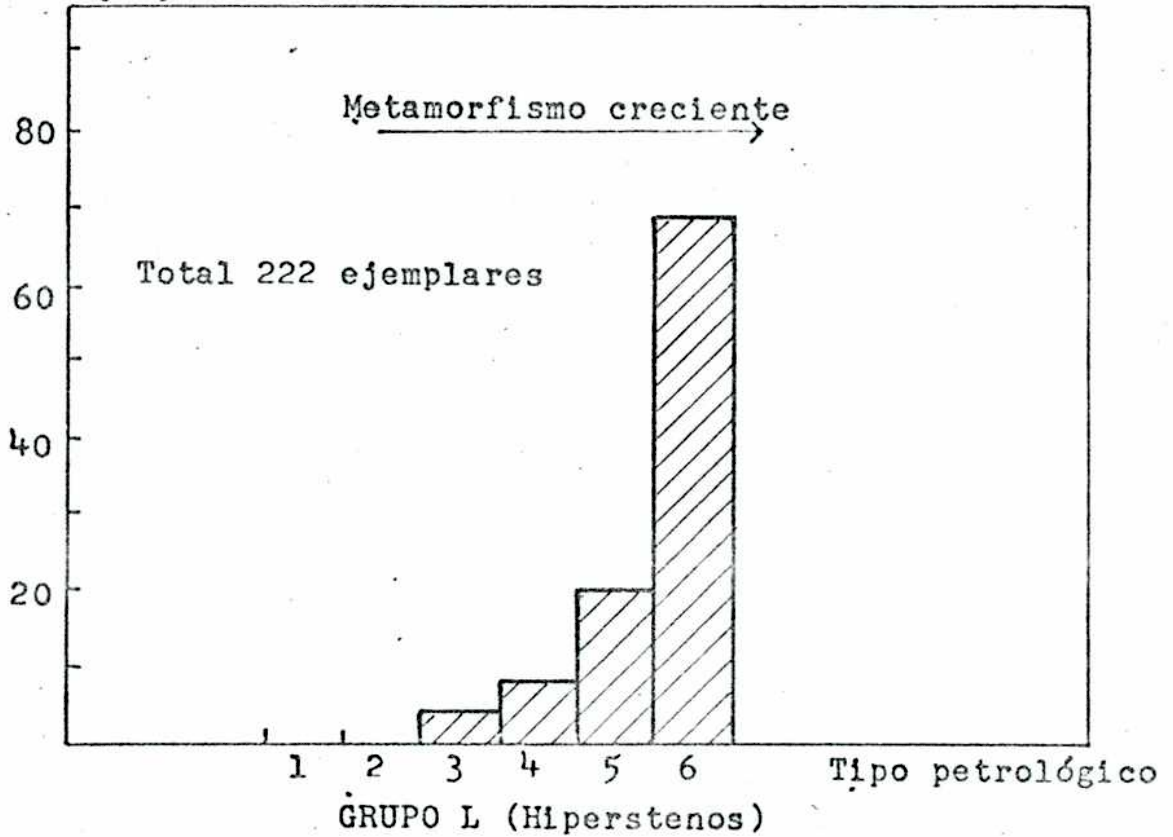


Fig. 16: Metamorfismos en meteoritos.

Respecto a los hiperstenos, el problema es diferente. Petro lógicamente, el 70% muestra un gran metamorfismo térmico, perteneciendo al grupo 6 de la clasificación de VAN SCHLUS y WOOD. Eso significa que estuvieron expuestos a una temperatura elevada, superior a la de las broncitas. Este hecho ya nos indicaría que el o los cuerpos que dieron origen a los hiperstenos fue de mayor tamaño que el de los meteoritos broncíticos ya que no hay razón para suponer que la fuente de calor haya sido mayor en este caso.

Si analizamos los valores obtenidos para las edades U-Th (^4He) de estos meteoritos, veremos que si bien cubren un intervalo más amplio que para las broncitas, la gran mayoría presenta edades de alrededor de $0,4$ a $0,5 \times 10^9$ años, es decir que tardaron mucho más tiempo en enfriarse.

Estos meteoritos presentan en general evidencias de haber experimentado un choque muy intenso en algún momento de su historia: ennegrecimiento, aparición de venas y brecciación. Se puede suponer que los hiperstenos habrían pertenecido todos a un solo cuerpo, el cual habría sido disgregado por un cataclismo.

Podemos suponer entonces, basándonos en estos hechos que el material que en la nebulosa sufrió fraccionamiento metal-silicatos, se condensó en un cuerpo de tamaño relativamente grande, donde por calentamiento se produjeron una serie de metamorfismos térmicos en los minerales que lo componían. No podemos asegurar, con los datos actuales si ese calentamiento fue tan intenso como para llegar a producir una segregación de parte de la fase metálica hacia el interior del mismo, para

formar un núcleo metálico, que habría dado origen a los sideritos, aunque hay un hecho que aparentemente lo negaría: se han medido las edades de exposición a los rayos cósmicos para los distintos tipos de meteoritos; estas edades indican el tiempo durante el cual éstos han sido irradiados por rayos cósmicos en su viaje por el espacio. Si bien estas mediciones están afectadas por errores grandes, se han obtenido para los meteoritos férricos de $0,6$ a $0,9 \times 10^9$ años, y para los hiperstenos un rango de variación mucho más amplio, entre 3 y 30×10^6 años. Esto indicaría un origen diferente para ambas clases de meteoritos.

Si aceptamos el modelo de LARIMER y ANDERS, respecto a como se produjo el fraccionamiento de los distintos elementos en la nebulosa primitiva y aceptamos también que los hiperstenos se formaron en una zona de la nebulosa donde fuerzas magnéticas eliminaron una parte de los gránulos metálicos, el material que se habría conglomerado estaría formado por una fase de silicatos de composición aproximadamente constante y gránulos metálicos distribuidos espacialmente en forma irregular, ya que sería ilógico suponer que se hubiera producido un empobrecimiento uniforme de la fase metálica.

Esto explicaría entonces el amplio rango de variación en la relación Fe total/ SiO_2 para los hiperstenos, obtenido en el presente trabajo (véase fig. 17) — la diferencia en comportamiento de la relación Fe/Si entre los grupos H y L (fig. 17). Esta relación es mucho más constante para las broncitas que para los hiperstenos, en todo de acuerdo con la hipótesis de que este material no fue afectado por fuerzas magnéticas antes de su conglomeración.

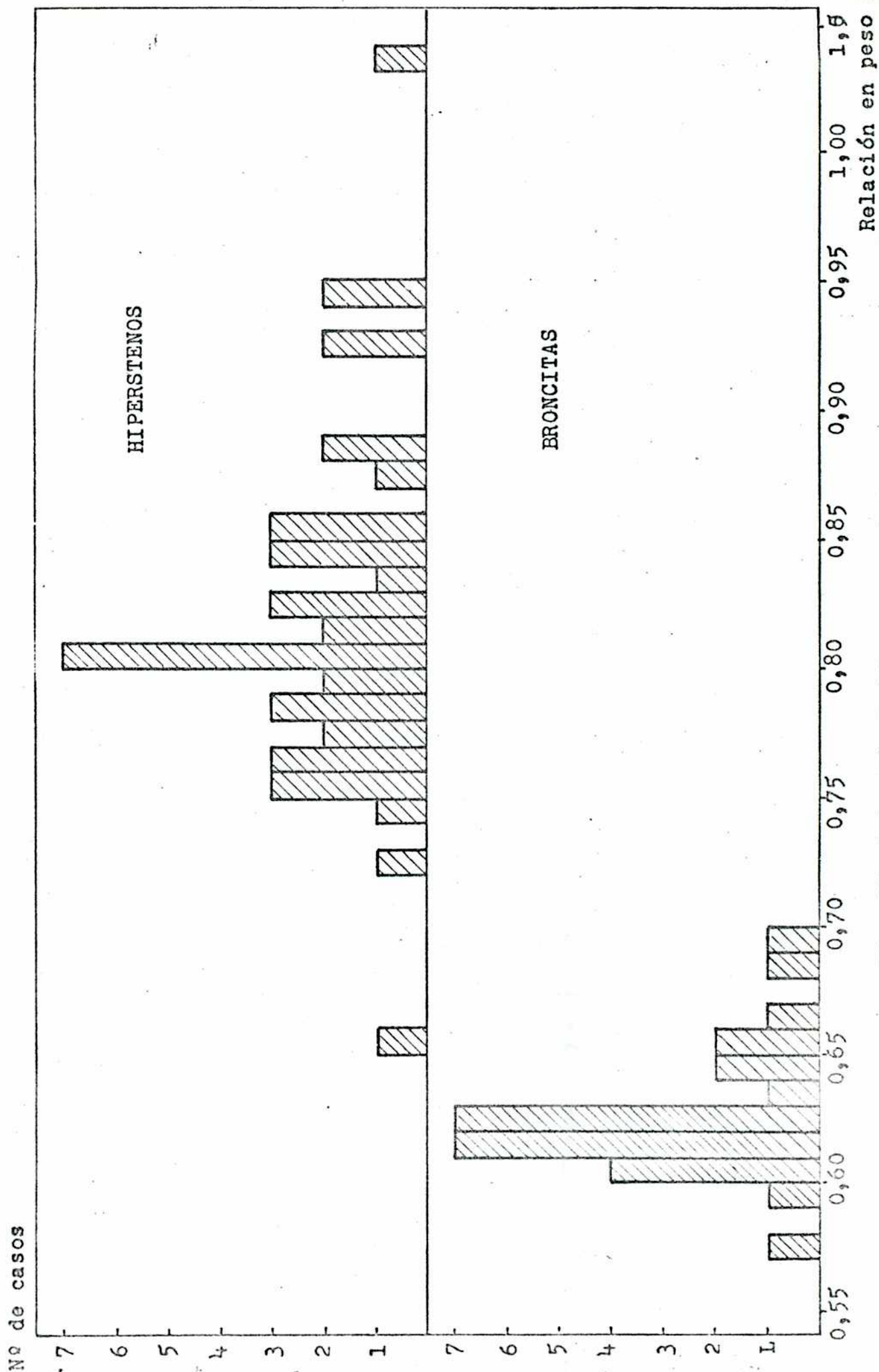


Fig. 17: Relación Fe/Si para condritas comunes.

Con estas hipótesis podemos obtener una ecuación que nos relacione el Fe total con el Si y compararla con la obtenida a partir de los datos experimentales para los meteoritos hipersténicos cuya caída fue observada.

Para ello tomemos los datos de LOVERING (1962) en lo que respecta a la composición típica de un meteorito hipersténico:

SiO ₂	39,57%	(Si=18,6%)
MgO	24,50%	Mg=14,75%
FeO	13,33%	(Fe=10,4%)
Al ₂ O ₃	2,70%	(Al=1,43%)
Cr ₂ O ₃	0,40%	(Cr=0,27%)
MnO	0,28%	(Mn=0,20%)
CaO	1,75%	(Ca=1,26%)
Na ₂ O	0,82%	(Na=0,60%)
K ₂ O	0,16%	(K =0,10%)
Fe met.	7,76%	
FeS	6,53%	(Fe.4,15%)
Ni	1,19%	
Co	0,06%	
C	0,06%	
TiO ₂	0,14%	
Total	99,25%	

Componentes menores y errores experimentales: 0,75%

Agrupamos como "elementos menores" al TiO₂, Cr₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, K₂O y el 0,75% faltante. Eso nos da:

Elementos menores: 4,30%

La fase metálica está compuesta por Fe, Ni, Co y C;

Fase metálica: 9,07%

Si consideramos que los silicatos son de composición constante, podemos expresar la abundancia de cada componente en los mismos como función de la concentración de Si:

$$\text{SiO}_2 = 2,14x\text{Si}$$

$$\text{MgO} = 1,32x\text{Si}$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,14x\text{Si}$$

$$\text{"Elementos menores"} = 0,23x\text{Si}$$

$$\text{Sumatoria} = 3,83x\text{Si}$$

Consideremos que con los silicatos tenemos una cantidad de Fe igual a $px\text{Si}$, es decir, $1,29 px\text{Si}$ como FeO y otra cantidad de Fe en la troilita que sería $qx\text{Si}$ ó $1,57 qx\text{Si}$ como FeS .

La masa total de silicatos y troilita sería entonces:

$$\text{Silicatos troilita} = 3,83x\text{Si} + 1,29 px\text{Si} + 1,57 qx\text{Si} \quad (1)$$

Consideremos ahora la fase metálica; en ella tenemos presente una cantidad S de Fe metálico:

$$\text{Fase metálica} = \psi xS$$

La masa total de meteorito estaría dada por:

$$(3,83 + 1,29 p + 1,57 q) \text{Si} + \psi S = 1 \quad (2)$$

De aquí podemos despejar S y obtenemos:

$$S = 1/\psi - (3,83/\psi + 1,29 p/\psi + 1,57 q/\psi) \text{Si} \quad (3)$$

El fe total presente en el meteorito será entonces:

$$\text{Fe total} = p \times \text{Si} + q \times \text{Si} + S \quad (4)$$

Reemplazando S por su expresión y agrupando:

$$\text{Fe total} = 1/\psi - 3,83 \times \text{Si}/\psi + p(1-1,29/\psi)\text{Si} + q(1-1,57/\psi)\text{Si} \quad (5)$$

A partir de los valores de Lovering, obtenemos: $p = 0,560$; $q = 0,223$ y $\psi = 1,17$. Reemplazando estos valores en la ecuación (5) obtenemos:

$$\text{Fe total} = 0,855 - 3,41 \text{ Si} \quad (6)$$

Comparemos ahora los valores experimentales con esta ecuación.

En la fig. 18 se han representado los valores obtenidos en este trabajo para Fe y Si en los hiperstenos cuya caída a la tierra ha sido observada (Falls). La recta I es la que corresponde a la ecuación (6).

Con los valores experimentales de Fe y Si para esos meteoritos, aplicando el método de cuadrados mínimos, se ha obtenido la ecuación (7) para la relación Fe - Si:

$$\text{Fe total} = 0,872 - 3,53 \text{ Si} \quad (7)$$

En el gráfico, la recta que representa esta ecuación es la II. Ambas rectas son prácticamente indistinguibles en la zona donde aparecen los puntos experimentales.

Con esto queda demostrado que las tendencias de la relación

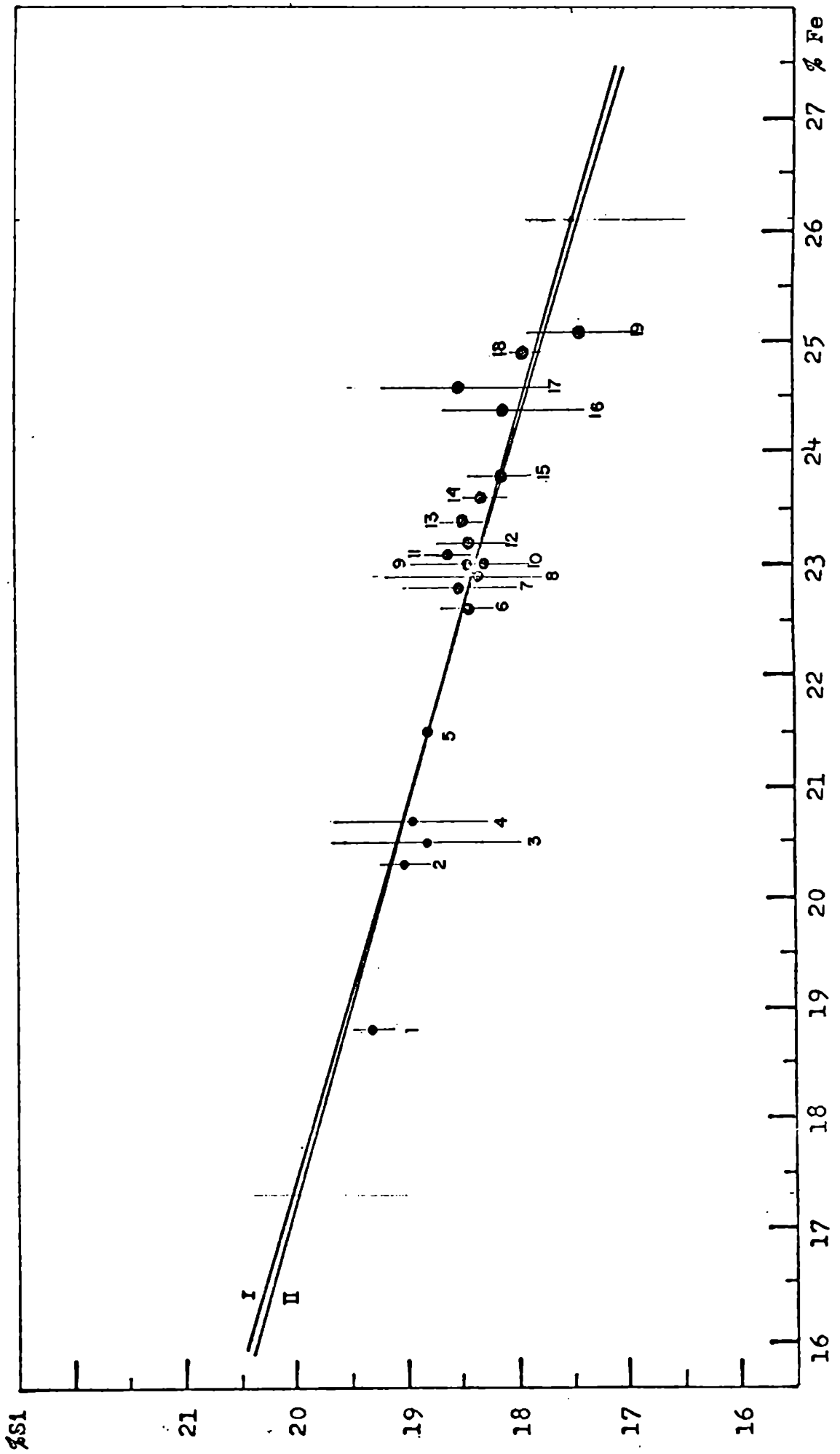


Fig. 18: Relación entre el contenido de Fe y Si en los meteoritos hipersténicos.

Fe/Si para los hiperstenos se explican considerando que la única diferencia en composición es la que proviene de un mayor o menor contenido de fase metálica en los mismos.

LISTA DE METEORITOS DE LA FIG. 18

- 1.- Chandakapur
- 2.- Björbole
- 3.- Jellica
- 4.- Knyahinya
- 5.- Waconda
- 6.- Cynthiana
- 7.- Mocs (Mainz)
- 8.- Leedey
- 9.- Pavlograd
- 10.- Holbrook
- 11.- Alfianello
- 12.- Homestead
- 13.- Mocs (Viena)
- 14.- Barwell
- 15.- Utrecht
- 16.- Crumlin
- 17.- Tennesilm
- 18.- Ashdon
- 19.- Lenzkirchen

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

De acuerdo a lo visto en el capítulo anterior, podemos decir que los resultados de este trabajo responden bien a la teoría de LARIMER y ANDERS sobre el origen de los meteoritos.

Se comprobó que la diferencia en composición entre los diferentes meteoritos hipersténicos, proviene solamente de una diferencia en la cantidad de fase metálica que contiene cada uno. Esta diferencia podría explicarse por una acción desigual del campo magnético sobre las partículas metálicas en distintas zonas de la nebulosa original.

Los valores Si/Mg y Si/Al coinciden dentro del error experimental, para las broncitas y los hiperstenos.

En general podemos decir que los valores obtenidos para la relación en peso entre los elementos analizados en este trabajo, presentan una dispersión menor que los publicados hasta el presente, indicando ésto que la composición de los meteoritos es aún más uniforme de lo que se pensaba hasta ahora.

APENDICE

DESCRIPCION DE LOS METEORITOS ANALIZADOS

I.- CONDRIAS COMUNES

ALFIANELLO: Caído en 1883 en Brescia, Italia. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

ASHDON: Caído en 1923 en Essex, Inglaterra. Muestra N° 1923.484 del Museo Británico de Historia Natural.

ATWOOD: Encontrado en 1963 en Colorado, E.E.U.U. Muestra proveniente del Dr. F. Krantz, N° H.4.19.

BARWELL: Caído en 1965 en Leicestershire, Inglaterra. Muestra N° 1966.59, proveniente del Museo Británico de Historia Natural.

BARWISSE: Muestra proveniente del A.M.L. (American Meteorite Laboratory), N° H-30.20.

BJURBOLE: Caído en 1899 en Nyland, Finlandia. Muestra proveniente del Dr. F. Krantz, s/n.

BLUFF: Encontrado en 1887 en Texas, E.E.U.U. Muestras provenientes del Museo Británico de Historia Natural (N° 64204) y del Museo de Historia Natural de Viena.

BEARDSLEY: Caído en 1929 en Kansas, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Dr. Wlotzka, del Instituto de Química Max-Planck, de Mainz.

BENNETT: Encontrado en 1940 en Kansas, E.E.U.U. Muestra proveniente del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

BROWNFIELD: Encontrado en 1937 en Texas, E.E.U.U. Muestra del A.M.L., N° H-15.47.

BURDETT: Muestra proveniente del A.M.L., N° H-29.28.

CALLIHAM: Encontrado en 1958 en Texas, E.E.U.U. Muestra proveniente del Dr. F. Krantz, N° 670.74.

CEE VEE: Muestra F. Krantz N° H-25.8.

CRULLIN: Caído en 1902 en Irlanda. Muestra N° 8645, proveniente del Museo Británico de Historia Natural.

CYNTHIANA: Caído en 1877 en Kentucky, E.E.U.U. Muestra N° 53288 del Museo Británico de Historia Natural.

CHANDAKAPUR: Caído en 1836 en Berar, India. Muestra N° 16868, proveniente del Museo Británico de Historia Natural.

DENSMORE: Encontrado en 1879 en Kansas, E.E.U.U. Muestra del A.M.L., N° H-41.40.

DHURMSALA: Caído en 1860 en Punjab, India. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

DIBBITT: Conocido con anterioridad a 1947. Encontrado en Texas, E.E.U.U. Muestra del A.M.L., N° H-9.29.

DJATI-PENGILON: Caído en 1884 en Java. Muestra proveniente del Dr. F. Krantz, N° M 786.

EDMONSON: Muestra proveniente del A.M.L., N° H-31.35.

ERGHEO: Caído en 1889 en Somalia, Africa. Muestras suministradas por el Dr. P.C. Zwaan, del Museo de Geología y Mineralogía de la ciudad de Leiden, N° 65908 y por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

FARLEY: Encontrado en 1936 en Nuevo México, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., N° 316.24.

FINNEY: Encontrado en 1962 en Texas, E.E.U.U. Muestra A.M.L. N° 707.36.

FREMONT BUTTE: Reconocido como meteorito en 1963. Encontrado en Colorado, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., N° H-5.6.

GILGOIN: Encontrado en 1889 en Nueva Gales del Sur, Australia. Muestra suministrada por el Museo de Geología y Mineralogía de Leiden. Nº 65896.

GRASSLAND: Encontrado en 1964 en Texas, E.E.U.U. Muestra de F. Krantz, Nº H-23.9 y A.M.L. Nº H-23.17.

GRUVER: Encontrado en 1934 en Texas, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., Nº H-54.26.

HEDJAZ: Caído en 1910 en Arabia. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

HARRISONVILLE: Encontrado en 1933 en Missouri, E.E.U.U. Muestra proveniente del Dr. F. Kranz, Nº 176.74.

HOLBROOK: Caído en 1912 en Arizona, E.E.U.U. Muestra de F. Krantz.

HOMESTEAD: Caído en 1875 en Iowa, E.E.U.U. Muestra proveniente del Dr. F. Krantz, s/n.

HUGOTON: Encontrado en 1927 en Kansas, E.E.U.U. y reconocido como meteorito en 1936. Muestra proveniente del A.M.L., Nº 280.38.

JELLICA: Caído en 1889 en Serbia. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

JEROME: Encontrado en 1894 en Kansas, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

MINNELYA: Caído en 1866 en Ucrania. Muestra suministrada por el Museo de Geología y Mineralogía de Leiden. Muestra Nº 65901.

KYLE: Muestra proveniente del A.M.L., Nº H-33.16.

LADDER CREEK: Encontrado en 1937 en Kansas, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Instituto de Química Nuclear de la Univer-

sidad de Colonia.

LAKEWOOD: Hallado en Nuevo Lejico, E.E.U.U. y reconocido como meteorito en 1966. Muestra del A.M.L. Nº H-53.19.

LANZENKIRCHEN: Caído en 1925 en Wiener Neustadt, Austria. Muestra proveniente del Museo de Historia Natural de Viena.

LEEDEY: Caído en 1943 en Oklahoma, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Instituto de Química Max Plank de Mainz.

LONG ISLAND: Encontrado en 1891 en Kansas, E.E.U.U. Muestra proveniente del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

LOOP: Encontrado en 1962 en Texas, E.E.U.U. Muestra F. Krantz Nº H-20.18

MC KINNEY: Encontrado en 1870 en Texas, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Museo de Geología y Mineralogía de Leiden. Muestra Nº 63371.

MILLER: Encontrado en 1950 en Kansas, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Dr. H.B. Wiik.

MOCS: Caído en 1882 en Transylvania, Rumania. Muestra provenientes del Museo de Historia Natural de Viena y del Instituto de Química Max-Planck de Mainz.

NEW CONCORD: Caído en 1860 en Ohio, E.E.U.U. Muestras provenientes del Museo Británico de Historia Natural (Nº 32052) y del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

OLIMPIA: Caído en 1807 en Rusia. Muestra proveniente del Museo de Historia Natural de Viena.

OVID: Encontrada en 1939 en Colorado, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., Nº 445.8.

PAVLOGRAD: Caído en 1826 en Ekaterinoslav, Ucrania. Muestra del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

PLAINS: Encontrado en 1964 en Texas, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., N° H-58.19.

PLAINVIEW: Encontrado en 1917 en Texas, E.E.U.U. Muestra del A.M.L., N° 92.791.

POTTER: Encontrado en 1941 en Nebraska, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., N° 476.

PULTUSK: Caído en 1868 en Polonia. Muestra adquirida a F. Krantz

RICHARDTON: Caído en 1918 en Dakota del Norte, E.E.U.U. Muestra proveniente del Museo de Geología y Mineralogía de Leiden. N° 65893.

ROY: Encontrado en 1933 en Nuevo Mexico, E.E.U.U. Muestra proveniente de F. Krantz, N° 234.112.

SALINE TOWNSHIP: Encontrado en 1901. Posiblemente cayó en 1898. Kansas, E.E.U.U. Muestra de F. Krantz.

SALLA: Encontrado en 1963 en Finlandia. Muestra suministrada por el Dr. H.B. Wiik.

SELMA: Encontrado en 1906 en Alabama, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Dr. H.B. Wiik.

SEMINOLE: Reconocido como meteorito en 1963. Encontrado en Texas, E.E.U.U. Muestra del A.M.L. N° H-13.48.

ST. LAWRENCE: Muestra adquirida al A.M.L., N° H-26.8.

TELL: Encontrado entre 1930 y 1932; reconocido como meteorito en 1955. Texas, E.E.U.U. Muestra F. Krantz, N° H-24.49.

TEMPLE: Encontrado en 1959 en Texas, E.E.U.U. Muestra proveniente del A.M.L., N° 689.31.

TENNASILLA: Caído en 1872 en Estonia, U.R.S.S. Muestra proveniente del Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

TOMHANNOCK CREEK: Encontrado en 1863 en Nueva York, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Dr. H.B. Wiik.

UTRECHT: Caído en 1843 en Holanda. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

WACONDA: Encontrado en 1873 en Kansas, E.E.U.U. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

WELLMAN Nº 1: Encontrado en 1940 en Texas, E.E.U.U. Muestra suministrada por F. Krantz, Nº H-12.25.

WELLMAN Nº 3: Reconocido como perteneciente a una caída diferente en 1964. Muestra proveniente del A.M.L., Nº H-39.11.

II. CONDRITAS CARBONACEAS

LANCE: Caído en 1872 en Loir-et-Cher, Francia. Muestra suministrada por el Instituto Geológico de la Universidad de Utrecht.

VIGARANO: Caído en 1910 en Ferrara, Italia. Muestra proveniente del Museo de Geología y Mineralogía de Leiden. Nº 22516.

III. MESOSIDERITOS

BONDOC: Encontrado en 1956 en Luzon, Filipinas. Muestra suministrada por el Instituto de Química Max-Planck, de Mainz.

IV. ACCHDRITAS

ELLEMBET: Caído en 1925 en Zeeland, Holanda. Muestra suministrada por el Dr. Jager, de la Universidad de Utrecht.

NORTON Co: Caído en 1948 en Kansas. Muestra del Dr. H.B. Wiik.

STANNERN: Caído en 1808 en Checoslovaquia. Muestra proveniente del Instituto de Química Max Planck, de Mainz.

BIBLIOGRAFIA

- AHRENS, L.H., VON MICHAELIS, H, ERLANK, A.A., WILLIS, J.P. (1968): "Fractionation of some abundant lithophile elements ratios in chondrites". Proc. International Symposium on Meteorite Research, Vienna, 1968.
- AKAIWA, H. (1966): "Abundances of Se, Te, In in meteorites" J. Geophys. Research. 71, 1919 (1966)
- ANDERS, E. (1964): "Origin, age and composition of meteorites". Space Science Reviews, 3, 583 (1964).
- BAEDECKER, P.A., EHMANN, W.D. (1965): "Determination of Au, Ir and Pt in meteorites and natural materials". Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 329 (1965).
- BIOT, J.B. (1806): Mem. Institut France, 1806, Vol. 7, Histoire, p. 224.
- CAMERON, A.G.W., Icarus, 1, 13 (1962).
- CHASE, G.D., RABINOWITZ, J.L. (1962): "Principles of Radioisotope Methodology". Burgess Publishing Co., Minnesota.
- EHMANN, W.D., LOVERING, J.F. (1967): "Abundance of Hg in meteorites and rocks by neutron activation analysis". Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 357 (1967).
- FILBY, R.H., BALL, F.K. (1965): "Zr and Br in some meteorites by neutron activation analysis". Proc. 1965 Intern. Conf. Modern Trends in Activation Analysis, College Station, Texas.
- FISCH, R.A., GOLES, G.G. and ANDERS, E. (1960): "The record in the meteorites. III.- On the development of meteorites in asteroidal bodies", Astrophys. J., 132, 243 (1960).
- FISHER, D.E., (1964 a): "The Al content of chondrites as deter

- mined by activation analysis". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 743 (1964).
- FISHER, D.E. (1964 b): "Non destructive activation analysis of meteorites". *Meteoritics*, 2, 137 (1964).
- FISHER, D.E., CURRIE, R.L. (1964): "Instrumental activation analysis of meteorites involving both thermal and fast neutrons". IAEA Symp. on Radiochemical Methods of Analysis, Salzburg, Austria, (1964).
- FLEISCHER, M., STEVENS, R.E. (1962): "Summary of new data on rock samples G-1 and W-1". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 524 (1962).
- HAHN, R.H. (1964). "Guide to activation analysis", editado por W.S. Lyon. D. Van Nostrand Co., 1964.
- HEERTJE, I. (1963): "Fast neutron activation detectors", Tesis, Universidad de Amsterdam, 1963.
- HEVESY, G., LEVI, H. (1936): *K. Danske Vidensk. Sels. Mat-Fys. Medd.*, 14, 5 (1936).
- HILLEBRAND, LUNDELL, BRIGHT and HOFFMAN. (1953): "Applied Inorganic Analysis", J. Willey & Sons, N.Y., 1953.
- HINTERBERGER, H.; KÖNIG, H.; SCHULTZ, L and WÄNKE, H. (1964): "Radiogene, spallogene und primordiale Edelgase in Steinmeteoriten". *Z. Naturforsch.* 19 a, 327 (1964).
- KEIL, K. y FREDRIKSSON, K. (1964): "The Fe, Mg and Ca distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites". *J. Geophys. Res.* 69, 3487 (1964).
- KIESL, W. (1967): "Activation analysis of trace elements in stone meteorites. I: Se, As, Sb, Sn, Hg, Cr and Co.". *Z. Anal. Chem.*, 227, 12 (1967).
- KIESL, W.; SEITNER, H.; KLUGER, F.; HECHT, F. (1967): "Determina-

tion of trace elements in meteorites by chemical analysis and neutron activation analysis, in the collection of the Viennese Museum of Natural History". *Monatsh. Chem.* 98(3), 972 (1967).

KOHMAN, T.P. y GOEL, P.S. (1963): "Terrestrial ages of meteorites from cosmogenic ^{14}C ". I.A.E.A. Symp. on Radioactive Dating. (1963).

LARIMER, J.W. (1967): "Chemical fractionation in meteorites, I: Condensation of the elements". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1215 (1967).

LARIMER, J.W. y ANDERS, E. (1967): "Chemical fractionation in meteorites, II: Abundance patterns and their interpretation". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1239 (1967).

LARIMER, J.W. y ANDERS, E. (1969): "Chemical fractionation in meteorites, III: Major element fractionations in chondrites". COO-382-88.

LIEBERMANN, K.W. (1966), "The determination of bromine in terrestrial and extraterrestrial materials by neutron activation analysis". USAEC Report ORO-2670-13.

LOVERING (1962): "Researches on meteorites", editado por Carleton B. Moore. John Wiley & Sons, 1962.

MASON, B. (1961): "Reply to Dr. H.C. Urey's criticism of the paper by B. Mason "The origin of meteorites". *J. of Geophys. Res.* 66, 3073 (1961).

MASON, B. (1962): "Meteorites", John Wiley & Sons, 1962.

MASON, B. y WILLI, H.B. (1960): "The Miller Arkansas chondrite" *Geochim. Cosmochim. Acta*, 21, 266 (1960).

MEYERS, P. (1966). "Some applications of non-destructive acti

vation analysis". Thesis, Universidad de Amsterdam, 1968.

NELSON, L.S.; SKAAGS, S.R.; BLANDER, M. y KEIL, K. (1970): "Laboratory preparation of chondrule like spheruls with a CO₂ laser: Origin of chondrules". 33rd Annual Meeting of the Meteoritical Society, Greenbelt, Maryland, 1970.

NICHIPORUK, W.; CHODOS, A.; HELIN, E. y BROWN, H. (1967): "Determination of Fe, Ni, Co, Cr and Mn in stony meteorites by X-ray fluorescence". Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 1911 (1967).

PRIOR, G.T. (1919): "A method for the quick determination of the amount and composition of the nickeliferous iron in meteorites, and its application to seventeen meteoric stones" The Mineralogical Magazine, 87, 349 (1919).

RACLIFFE, J.F. (1962): "Elements of Mathematical Statistics" Oxford University Press, 1962.

RANCITELLI, L. y FISHER, D. (1965): "Non destructive activation analysis of Co in Iron meteorites". Trans. Amer. Nucl. Soc. 8, 328 (1965).

RINGWOOD, A.E. (1960 a): "The Novo Urei meteorite", Geochim. Cosmochim. Acta, 20, 1 (1960).

RINGWOOD, A.E. (1960 b): "Cohenite as a pressure indicator in iron meteorites". Geochim. Cosmochim. Acta, 20, 155 (1960).

RINGWOOD, A.E. (1961): "Chemical and genetical relationships among meteorites". Geochim. Cosmochim. Acta, 24, 159 (1961).

RINGWOOD, A.E. (1962): "Present status of the chondritic Earth model". Researches on meteorites, edited by Carleton Moore, John Wiley & Sons, 1962.

RINGWOOD, A.E. (1963): "The origin of high temperature minerals in carbonaceous chondrites". J. Geophys. Res. 68, 1141 (1963)

- SMALES, A.A.; MPPER, D. y FOUICHE, K.F. (1967): "Distribution of some trace elements in iron meteorites by neutron activation analysis". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 673 (1967).
- TANNER, J.T. (1966): "Determination of Sb in natural materials by neutron activation analysis". USAEC Report ORO-2670-15.
- UREY, H.C. (1963): "The origin and evolution of the Solar System". *Space Science*, editado por D. P. Le galley, John Wiley & Sons, 1963.
- UREY, H. C. (1964): "A review of atomic abundances in chondrites and the origin of meteorites". *Reviews of Geophysics*, 2, 1 (1964).
- UREY, H. C. y CRAIG, H. (1953), "The composition of stony meteorites and the origin of meteorites". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 36 (1953).
- VAN SCHEUS, W.R. y WOOD, J.A. (1967): "A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 747 (1967).
- VOGT, J.R. y EHMANN, W.D. (1965 a): "Silicon abundances in stony meteorites by fast neutron activation analysis". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 373 (1965)
- VOGT, J.R. y EHMANN, W.D. (1965 b): "The nondestructive determination of Si and O in meteorites by fast neutron activation analysis". *Proc. in Modern Trends in Activation Analysis*, College Station, Texas, 1965.
- VON MICHAELIS, H. (1969): "Fractionation of lithophile elements in chondrites". Tesis de la Universidad de Ciudad del Cabo, Sud Africa, 1969.
- WALTER, L.S. (1969): "The major element composition of indivi

dual chondrules of the Björbole meteorite". Meteorite Research, editado por P. M. Millman, D, Reidel Publ. Co., 1969.

WASSON, J.T. y KIMBERLIN, J. (1966): "Determination by neutron activation of Ga and Ge in iron meteorites". Radiochim. Acta, 5, 170 (1966).

WIIK, H.B. (1956): "The chemical composition of some stony meteorites". Geochim. Cosmochim. Acta, 9, 279 (1956).

WOOD, J.A. (1958): "Silicate meteorite structures and the origin of meteorites". Smithsonian Astrophys. Obs. Tech. Rep. Nº 10 (1958).

WOOD, J. A. (1962 a): "Chondrules and the origin of the terrestrial planets". Nature, 194, 127 (1962).

WOOD, J.A. (1962 b): "Metamorphism in chondrites". Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 739 (1962).

WOOD, J.A. (1963): Icarus, 2, 152 (1963).