

## RELACIONES MINERALOGICAS EN LAS ROCAS ECLOGITICAS DE LA ISLA DE MARGARITA, ESTADO NUEVA ESPARTA

Por Enrique Navarro Farrán

Escuela de Geología y Minas  
Universidad Central de Venezuela  
Apartado 47351, Caracas 1041-A

(Recibido en julio de 1979)

### R E S U M E N

En este trabajo, se presentan los resultados obtenidos del estudio realizado en las fases minerales esenciales de las eclogitas de Margarita. Dicho estudio se hizo mediante el empleo de la microsonda electrónica.

Las fases estudiadas, fueron: granate, clinopiroxeno, anfíbol, mica blanca, epidota y plagioclasa. Los granates resultaron ser almandinos cálcico-magnésico-manganesicos, con una composición variable, entre el centro y la periferia del cristal. A partir de esa zonación, se logró establecer que el proceso metamórfico que afectó a las eclogitas, presentó dos eventos principales.

Los clinopiroxenos son omfacitas del tipo estructural P2, formados característicamente en condiciones de alta presión.

Los anfíboles, en su mayoría del tipo subcálcico, son principalmente barroisitas y carintinas, formados bajo condiciones metamórficas distintas.

Las micas blancas presentan también dos tipos principales: paragonitas y fengitas, las cuales se usaron como indicadores petrogenéticos para establecer la temperatura y presión de metamorfismo.

Entre los minerales del grupo de la epidota, tenemos epidotas y zoicitas, minerales cuyos orígenes están ligados también a condiciones metamórficas cambiantes. La plagioclasa es albita pura.

La distribución de  $Mg^{2+}$  y  $Fe^{2+}$  entre granate y clinopiroxeno, dio valores de  $K_D$  de 60 para los pares núcleo del granate-clinopiroxeno y de 30 a 17 para los pares borde del granate-clinopiroxeno, indicando condiciones de presión y temperatura de formación distintas.

En general se considera que de los dos eventos, el segundo es el que se puede conocer mejor, siendo las condiciones imperantes durante él, de  $460^{\circ}C \pm 60^{\circ}C$  de temperatura y 7-8 kb de presión. El primer evento, menos conocido, debe haber presentado condiciones de menor temperatura y mayor presión.

### A B S T R A C T

The chemical composition of the mineral phases present in the eclogites of Margarita, was determined by means of the electron microprobe. The studied phases were: garnet, clinopyroxene, amphibole, white mica, epidote and plagioclase.

The garnet is calcium magnesium manganese almandine, with variable composition from the crystal's core, to its edge. From this zonation were established two main events for the metamorphic process that affected the eclogites.

The clinopyroxene, is omphacite of the P2 structural type, characteristic of high P/T condition of formation. The amphibole is of the subcalcic type being barroisite and carinthine the most common, both of them formed under different metamorphic conditions.

Paragonite and phengite are the white micas present and were used as petrogenetic indicators to establish the pressure and temperature conditions of metamorphism.

Epidote and zoisite are the most important minerals among the epidote group, both also represent changing metamorphic conditions. The plagioclase is pure albite.

The distribution of  $Mg^{2+}$  and  $Fe^{2+}$  between coexisting garnet and clinopyroxene shows  $K_d$  values between 60 (garnet core) and 30 to 17 (garnet edge) indicating different pressure-temperature conditions of formation.

In general it is considered that of the two metamorphic events, the latest which is the best known, was produced under pressure and temperature conditions of 7-8 Kb and  $460^\circ C \pm 60^\circ C$ . The first event, was of higher pressure and lower temperature.

## 1. INTRODUCCION

La mayoría de las rocas eclogíticas de la isla Margarita, pueden describirse en base a cuatro especies minerales: granate (piralspita), clinopiroxeno (omfacita), anfíbol azul-verde y mica blanca (fengita-paragonita). Cada una de estas especies constituye en sí misma, no un mineral simple, sino una mezcla compleja entre miembros extremos de series de solución sólida. La composición química de estas especies está controlada por la composición química total de la roca y las condiciones físico-químicas de formación, representadas por los parámetros: presión (P), temperatura (T) y potencial químico de un determinado componente ( $\mu_i$ ).

En general se asume que las especies minerales mencionadas, constituyen miembros de series de solución sólida, en las que la solución de un miembro extremo en otro, es considerada ideal, por lo que las variaciones de composición de dichas soluciones, dependerán exclusivamente de cambios en la presión y temperatura de formación. Los efectos que puede tener el potencial químico ( $\mu$ ) de un determinado componente, no han podido ser evaluados en la mayoría de los casos y por lo tanto, se asumen como nulos.

De todo lo dicho anteriormente, se desprende que el estudio de las variaciones composicionales de las especies minerales que coexisten en las rocas consideradas, sea de gran interés para establecer las condiciones físicas de su formación.

En los trabajos iniciales, realizados sobre las eclogitas de Margarita por MARECH (1971) y por NAVARRO (1971 y 1974), se presentan las composiciones químicas de algunas de las fases que las componen. NAVARRO (1974) establece que los granates que aparecen en esas rocas, no son fases homogéneas, sino que por el contrario, presentan una zonación química muy compleja, para ciertos elementos. Posteriormente BLACKBURN y NAVARRO (1977) hacen un estudio detallado sobre la zonación de esos granates, lo que los lleva a concluir que en ellos están presentes varias etapas de crecimiento, producidas bajo condiciones diversas de presión y temperatura, las que representan a la vez, eventos metamórficos diferentes.

NAVARRO (1977), tomando en cuenta la zonación química de los granates, además de otros aspectos relacionados con la mineralogía de las rocas eclogíticas, concluye en afirmar que sobre ellas han actuado varios eventos metamórficos, cuyos efectos están superimpuestos (polimetamorfismo).

En base a lo expresado, partiendo de la composición química de las especies minerales esenciales, que componen las rocas eclogíticas de Margarita, se quiere llegar a establecer en forma cuantitativa las condiciones de presión y temperatura que prevalecieron durante cada uno de los procesos metamórficos envueltos en la transformación de esas rocas.

Varios autores, entre los que se encuentran BANNO (1967 y 1970) BANNO y MATSUI (1965), han intentado determinar las condiciones físicas de origen de las eclogitas, partiendo de los coeficientes de distribución de ciertas especies químicas entre fases coexistentes. BANNO (1970) encontró que existe una relación entre el modo de ocurrencia de las eclogitas; esto es, su asociación petrogenética y el coeficiente de distribución Fe — Mg entre granate y clinopiroxeno.

MOTTANA y EDGAR (1969) han encontrado además que en el caso de los anfíboles subcálcos, la cantidad de aluminio en coordinación tetraédrica u octaédrica, puede emplearse como indicador de las condiciones metamórficas que actuaron sobre las rocas en las que ellos se encuentran.

La composición química de las micas blancas, especialmente de las fengitas y paragonitas, también es dependiente de las condiciones físicas de formación y es especialmente sensible a cambios en la presión, tal como lo han indicado CIPRIANO, SASSI y SCOLARI (1971). El uso de la mica blanca como indicador petrogenético, ha sido propuesto también por GUIDOTTI y SASSI (1976).

El uso de cada una de las fases minerales a las que hemos hecho referencia como indicadores petrogenéticos, arrojará una serie de resultados, que en caso de ser coincidentes, además de darnos una información válida sobre las condiciones de formación de las rocas eclogíticas de Margarita, servirá para comprobar la utilidad de tales indicadores.

## 2. GEOLOGIA DEL AREA

La zona de afloramiento de las eclogitas de la isla de Margarita se muestra en la Fig. 1.

Tal como fue descrito por NAVARRO (1974), en el área, pueden distinguirse dos tipos de rocas eclogíticas, diferenciables por las relaciones de campo con las rocas circundantes. El primer grupo está constituido por aquellas rocas que se presentan como cuerpos tabulares de gran extensión y que son concordantes con los esquistos y gneises asociados (concordancia respecto a la foliación). Característicamente, estas eclogitas están intercaladas con rocas de composición trondhjémítica, y MARESCH (1971) las incluye dentro de lo que él llamó Grupo La Rinconada. El suscrito, por el contrario, las considera ubicadas dentro del Grupo Juan Griego, constituyendo lo que puede ser su base.

El segundo grupo de eclogitas, son aquellas que aparecen como boudines o bloques aislados, algunos de los cuales pueden ser de gran tamaño (varios kilómetros cuadrados de extensión) incluidos dentro de los esquistos y cuarcitas del Grupo Juan Griego, a un "nivel estratigráfico" que puede considerarse superior al de las eclogitas del primer grupo.

Las eclogitas del primer grupo, están restringidas a la parte norte de Margarita oriental (Mapa 1, Fig. 1) y las del segundo grupo son las más abundantes en la península

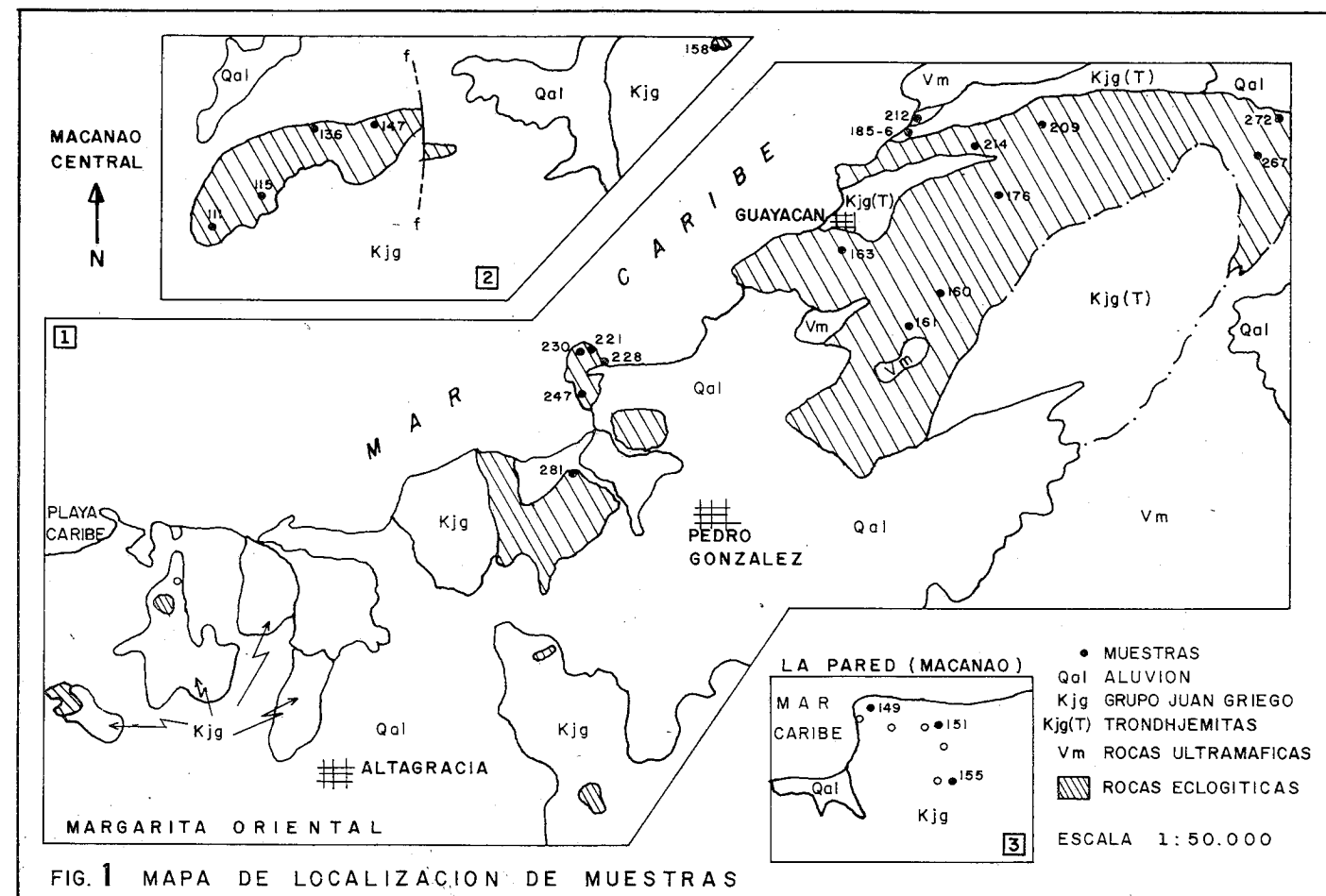


FIG. 1 MAPA DE LOCALIZACION DE MUESTRAS

de Macanao (Mapas 2 y 3, Fig. 1). Las primeras presentan por lo general una foliación bien marcada, la cual es consecuencia de un intenso plegamiento isoclinal, que aparentemente es el mismo que afectó al resto de las rocas del Grupo Juan Griego. Las segundas, por el contrario, no están foliadas, y la foliación de los esquistos y cuarcita dentro de las cuales ellas están incluidas, se refracta en el contacto, lo que puede indicar un fuerte contraste en cuanto al comportamiento mecánico de ambos tipos de rocas (contraste de plasticidad).

Para este estudio, se analizaron minerales de las eclogitas de los dos grupos descritos, con el objeto de poner en evidencia cualquier diferencia en cuanto a las condiciones de origen.

La petrografía de los distintos tipos litológicos observados en los dos grupos de rocas eclogíticas antes mencionadas, ha sido descrita en forma detallada por NAVARRO (1974), por lo que el autor refiere al lector a esa publicación para una información más detallada; sin embargo, a manera de resumen, se mencionan los tipos litológicos más importantes, y sus ensamblajes característicos:

- Eclogitas. Caracterizadas por el ensamblaje granate-clinopiroxeno (anfíbol).
- Eclogitas cianíticas. Caracterizadas por el ensamblaje granate-clinopiroxeno - zoicita - cianita - (anfíbol).

- Anfibolitas eclogíticas. Caracterizadas por el ensamblaje granate-clinopiroxeno —anfíbol— clinozoicita — (mica blanca).
- Anfibolitas granatíferas. Caracterizadas por el ensamblaje granate —anfíbol— clinozoicita (mica blanca) — (plagioclasa).
- Anfibolitas. Caracterizadas por el ensamblaje anfíbol-plagioclasa — clinozoicita — (mica blanca).

Según se menciona en NAVARRO (1974), los tipos litológicos distinguidos con las letras c y d representan tipos intermedios en el proceso de transformación de las eclogitas (a y b) en anfibolitas (e).

## 3. COMPOSICION DE LOS MINERALES

### 3.1 Procedimiento analítico

Todas las fases minerales presentes en las rocas estudiadas, fueron analizadas empleando una microsonda electrónica ARL SEMQ, perteneciente al Instituto de Cristalografía y Petrografía de la Escuela Politécnica Federal de Zurich (ETHZ), Suiza. Este instrumento posee seis espectrómetros, dos de los cuales se ajustaron para radiación  $SiK\alpha$  y  $AlK\alpha$ , empleando valores predeterminados para intensidad de fondo, en la reducción de los datos. El resto de los espectrómetros, los cuales son ajustables, fueron programados, usan-

do una computadora PDP 11, para que cada uno hiciera medidas de intensidad de picos preseleccionados (20 seg.) y de intensidades de fondo (10 seg.) a ambos lados del pico seleccionado. Empleando estos cuatro espectrómetros, se determinaron valores para Mg, Fe, Ca, Ti, Na, K y Mn.

Las condiciones analíticas fueron las siguientes: voltaje de aceleración 15 Kv.; corriente en la muestra 20 ma-amps; tamaño del punto analizado, aproximadamente 1 micrón.

Las lecturas obtenidas para cada elemento en cada análisis, fueron corregidas por variación del aparato, intensidad de fondo y tiempo muerto del contador, para luego ser reducidas a concentración en términos de porcentaje en peso de óxidos, usando el computador PDP 11, mediante el método de BENCE y ALBEE (1965).

Con muestras previamente seleccionadas, se prepararon secciones finas, que posteriormente se cubrieron con grafito, para hacerlas conductoras. El contenido de H<sub>2</sub>O en fases hidratadas se obtuvo por diferencia, una vez determinada la concentración de los demás óxidos presentes en la muestra. El estado de oxidación del hierro, no puede determinarse mediante la microsonda electrónica; por lo tanto, el hierro total fue determinado como óxido ferroso y el óxido férrico fue calculado en los piroxenos y anfíboles, empleando el método descrito por NEUMAN (1976).

En las Tablas 1 a la 6 se presentan los resultados analíticos para 21 granates (núcleo y borde), 12 clinopiroxenos, 12 anfíboles, 15 micas blancas, 5 plagioclasas y 6 minerales del grupo de la epidota. En las mismas tablas se presentan las reducciones atómicas para cada mineral.

En lo referente a la exactitud de los datos presentados, podemos tener una idea, comparando la suma total de la concentración de los óxidos, con 100, el valor teórico ideal.

### 3.2 Granates

#### 3.2.1 Consideraciones generales

La composición química de los granates analizados, junto con las reducciones atómicas basadas en 24 oxígenos, se presentan en la Tabla I. La composición de los granates, puede expresarse empleando la fórmula general X<sub>3</sub>Y<sub>2</sub>(Z<sub>4</sub>O<sub>4</sub>)<sub>3</sub>; donde Z representa los cationes con coordinación tetraédrica (Si y Al); Y representa los cationes que muestran coordinación octaédrica (Fe<sup>3+</sup>, Al y Ti) y X representa los cationes en coordinación cúbica (Fe<sup>2+</sup>, Ca, Mn, y Mg).

Como puede verse en los análisis, las posiciones tetraédricas, por lo general, están saturadas con silicio y salvo en raras excepciones, todo el aluminio se encuentra ocupando posiciones octaédricas, saturándolas, por lo que el Fe<sup>3+</sup>, aunque no fue determinado, de encontrarse presente lo sería en muy pequeña proporción.

En la Tabla 1 se presentan las composiciones del núcleo y el borde de todos los cristales de granate analizados. Además de los análisis presentados en la tabla, a cada cristal se le practicaron análisis puntuales, siguiendo la dirección de la diagonal, variando el espaciamiento entre un punto analizado y otro, de 20 μ a 300 μ, de acuerdo al tamaño del cristal en sí.

Tal como se suponía previamente, a partir de las determinaciones realizadas, pudo comprobarse que existe una variación composicional desde el centro a la periferia de todos los cristales de granate analizados, o sea, que esos granates no constituyen fases homogéneas, sino que por el contrario, están zonados químicamente. Este zonado, a veces

muy complejo, se presenta fundamentalmente respecto a los cationes que ocupan las posiciones de coordinación cúbica (Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, y Mn<sup>2+</sup>). Este fenómeno fue mencionado ya con anterioridad por NAVARRO (1974) y BLACKBURN y NAVARRO (1977).

Los granates de las eclogitas de Margarita pueden considerarse como soluciones sólidas cuaternarias en el sistema Aml-Pi-Esp-Gro (Almandino-Piropo-Espesartita-Grosularia), y siendo el almandino el miembro dominante, podemos concluir que se trata de almandinos cálcico-magnésico-mangnésicos.

#### 3.2.2. Zonación de los granates

El uso del granate como indicador petrogenético, es considerado de gran valor en la interpretación de procesos y eventos metamórficos. De esta manera, BEARTH (1952), por ejemplo, indica la presencia de granates en la región de Monte Rosa (Suiza), que muestran núcleos ricos en inclusiones, mientras que los bordes libres de ellas. Esto fue interpretado por ese autor, como crecimiento de granate durante dos eventos metamórficos distintos. El primero, más antiguo, posiblemente prealpino, produjo el granate representado en el núcleo de los cristales actuales, mientras que la periferia creció durante un evento posterior (alpino). Esta observación fue corroborada por DE BETHUNE *et al.* (1968), quienes describieron el zonado químico de granates similares, provenientes de la misma zona. Esos autores notaron que el núcleo del granate mostraba un patrón de zonado "normal", tal como el descrito por HOLLISTER (1966). Sin embargo, encontraron también una discontinuidad muy obvia en el zonado, la cual coincidía con el límite entre las zonas con y sin inclusiones descritas previamente. Esto fue interpretado como producto de reabsorción de granate (etapa regresiva) producida después del crecimiento del núcleo del mismo. NAVARRO (1974 y 1977) y BLACKBURN y NAVARRO (1977) describen algo similar en granates provenientes de las rocas eclogíticas de la isla de Margarita.

En las figuras 2 a la 7 se muestra la distribución de Fe, Mn, Ca y Mg, en perfiles realizados a través de granates de las rocas eclogíticas, mediante la microsonda electrónica. En todas las muestras podemos ver que la tendencia general para el magnesio, es de aumentar desde el centro hacia la periferia del cristal, mientras que el comportamiento del manganeso es opuesto, o sea que disminuye desde el centro a la periferia. El comportamiento del hierro y el calcio no es tan sistemático como el de los elementos anteriores, pero en líneas generales, el primero (Fe) tiende a seguir al magnesio en su comportamiento, mientras que el segundo (Ca) tiende a seguir al manganeso.

Lo que sí resulta evidente, después de observar las figuras, es la presencia de discontinuidades notables en algunos de los perfiles, las cuales son similares a las descritas por DE BETHUNE *et al.* (1968) en los granates de Monte Rosa. El caso más resaltante lo tenemos en los perfiles de la muestra 176 (Fig. 6), en la que desde el centro a la periferia, tenemos un aumento abrupto en el contenido de MnO y de CaO, y una disminución también abrupta en FeO y MgO (señalados con flechas). Después de esta discontinuidad, que se presenta en forma simétrica y equidistante al centro del cristal, el MnO y el CaO disminuyen en concentración en forma gradual, mientras que el MgO y el FeO, aumentan en la misma forma. A unos 100 μ del borde del cristal, se revierte la situación en los perfiles de MnO y FeO, produciéndose un aumento en el primero y una dis-

minución en el segundo. Comparando estos perfiles con la Fig. 8, donde se muestra el cristal de granate analizado, podemos observar que la discontinuidad antes mencionada, ubicada en el mismo punto en todos los perfiles, coincide con el límite entre la zona con inclusiones (parte central del granate, señalada con la línea punteada) y la zona más externa, libre de ella. Asimismo, en la Fig. 9 se muestra otro granate (155), donde puede apreciarse mejor la zona interna, rica en inclusiones y el borde, libre de ellas. Este hecho puede interpretarse, como otros autores lo hicieron, como el límite entre dos generaciones de granate, producidas durante eventos metamórficos distintos.

La reversión observada en los perfiles de FeO y MnO, hacia el borde del cristal, en muestras como las 149, 161, y 176 (Fig. 2, 4 y 6) puede interpretarse, al igual que lo hacen GRANT y WEIBLEN (1971), como el efecto de reacciones de intercambio entre el granate y otros minerales ferromagnésicos presentes en la roca, bajo condiciones "retrógradas".

En las Fig. 10 a la 15, se presentan los perfiles de variación de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para las mismas muestras antes mencionadas, además de un gráfico de concentración de MnO versus relación MgO/FeO. También se presenta en algunos casos, perfiles de variación de TiO<sub>2</sub>.

El comportamiento del SiO<sub>2</sub> y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> no muestra grandes variaciones y la concentración de estas dos especies se mantiene con poca variación dentro de un estrecho margen. El TiO<sub>2</sub> no muestra un patrón definido de variación; sin embargo, en la muestra 209 (Fig. 15) parece comportarse en forma similar al MnO, o sea, disminuir en concentración desde el centro a la periferia del cristal.

Los gráficos de MnO versus MgO/FeO de la muestra 149, 155, 163 y 176 (Figs. 10, 11, 12 y 13) parecen indicar características semejantes, presentándose una relación MgO/FeO constante e independiente del contenido de MnO, en el núcleo de los cristales (zona rica en inclusiones) y una correlación negativa entre el contenido de MnO y la relación MgO/FeO en la zona extensa de los cristales (zona sin inclusiones). En esta última, la relación MgO/FeO aumenta al disminuir el contenido de MnO. En la periferia de los cristales, donde el contenido de MnO es constante, hay un aumento drástico en la relación MgO/FeO.

Considerando que sobre la relación MgO/FeO tienen gran influencia las condiciones de formación (P y T), se puede concluir en que estas condiciones se mantuvieron casi invariables durante el supuesto primer evento metamórfico, cuando se formaron los núcleos de los cristales de granate y que la porción externa se formó bajo condiciones cambiantes de P y T (disminución de la relación P/T), que ocasionaron cambios en las relaciones MgO/FeO.

En las Figs. 16 a la 21, se muestran los perfiles de variación de las relaciones MgO/FeO, MgO/CaO, MnO/FeO y MnO + FeO, a través de los granates 149, 155, 161, 163, 176 y 209. En estos perfiles puede observarse cómo la relación MgO/FeO, tiende a mantenerse constante en la parte central del cristal, aumentando hacia la periferia, lo que indica crecimiento bajo condiciones de disminución de la relación P/T. Igualmente ocurre con la relación MgO/CaO. La relación tiende a disminuir desde el centro a la periferia del cristal, siguiendo un comportamiento parecido al del MnO, el cual parece obedecer más a la composición total de la roca, que a las condiciones de P y T de formación.

La suma FeO + MnO se mantiene cambiante dentro de un rango pequeño comportándose fundamentalmente en

forma oscilatoria, hasta llegar cerca de la periferia de los cristales, cuando en algunos casos se produce una disminución notable.

Con el objeto de observar la variación de composición de los granates, en función de sus tres especies componentes más importantes, se realizaron los diagramas triangulares de las Figs. 22 a la 32, graficando sus proporciones atómicas. En cada gráfico se señalan las composiciones que corresponden al núcleo y al borde del cristal (los números indican la cantidad de análisis que se ubican en el mismo punto). En los mismos diagramas, se indican las zonas que corresponden a los granates típicos de las eclogitas ofiolíticas (I), eclogitas comunes (II) y griguaitas (III), según SMULIKOWSKI (1972).

De la inspección de las figuras, se puede llegar a las siguientes conclusiones generales:

- Los núcleos de los granates tienen composiciones típicamente ofiolíticas, predominando el Fe sobre el Mg y el Ca.
- Desde el núcleo hacia la periferia, el contenido de Mg aumenta a expensas del Fe, con muy poco cambio en el contenido de Ca.
- En muchos casos, la composición del borde está fuera del campo de las eclogitas ofiolíticas, y dentro del de las eclogitas comunes.

De acuerdo a lo expresado por SMULIKOWSKI (1972), las eclogitas ofiolíticas se forman bajo condiciones de P/T mucho más elevadas que las eclogitas comunes, por lo que la presencia de composiciones típicamente ofiolíticas en los núcleos de los granates estudiados, son indicativas de origen bajo condiciones de elevada P/T. Los bordes de los mismos granates indican, por su composición, un origen bajo condiciones de mayor temperatura o menor presión (menor P/T). Todo esto equivale a decir nuevamente que existen evidencias en los granates de la presencia de dos eventos metamórficos, dentro del proceso metamórfico que afectó las rocas eclogíticas de Margarita.

La Fig. 33 muestra el granate 158, en el que se ha marcado la sección transversal a lo largo de la cual se realizaron los análisis graficados en la Fig. 25. Nótese la parte central rica en inclusiones, que corresponde a la zona con composición ofiolítica, y la periferia sin inclusiones correspondientes a la composición típica de eclogitas comunes.

Los estudios presentados hasta ahora en este trabajo, confirman lo expresado por NAVARRO (1974 y 1977) y por BLACKBURN y NAVARRO (1977), en cuanto a que los granates de las eclogitas de Margarita, muestran dos etapas de crecimiento producidas durante dos eventos metamórficos diferentes, responsables de la generación de cristales con composición química diferente, la cual impone en los granates una "expresión petrográfica" fácilmente reconocible, por lo que con un sencillo análisis petrográfico, se puede hacer una interpretación, al menos cualitativa, de cómo ha sido el proceso metamórfico que afectó las rocas de una determinada región.

### 3.3. Clinopiroxenos

La composición química de 14 de los clinopiroxenos analizados, junto con las reducciones atómicas, basadas en 6 oxígenos, se presenta en la Tabla 2.

Las reducciones atómicas pueden asignarse a la fórmula general XYZ<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, donde Z representa los cationes con coor-

dinación tetraédrica (Si y Al), Y representa los cationes que muestran coordinación octaédrica ( $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mg, Al y Ti), y X representa los cationes en coordinación cúbica (Ca, Na y K).

Tal como debe esperarse en piroxenos formados bajo condiciones de elevada presión, casi todo el aluminio se encuentra en coordinación octaédrica y sólo en muy pocas muestras aparece aluminio sustituyendo al silicio en los espacios tetraédricos, y cuando lo hace, la cantidad es muy pequeña. En los análisis mostrados, se cumple por lo general la sumatoria  $Na + Ca = 1,00$  indicando la ausencia de enstatita y/o ferrosilita en solución sólida. Salvo en raras ocasiones, la suma  $Mg + Fe^{2+}$  es aproximadamente igual a la cantidad de Ca y la suma  $Al + Fe^{3+}$  igual a la de Na, indicando que la composición de los clinopiroxenos puede ubicarse dentro del sistema cuaternario  $NaAlSi_2O_6 - NaFe^{3+}Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6 - CaFe^{2+}Si_2O_6$  y dentro de él, en el sistema pseudobinario  $Jd + Ac - Di + Hd$ . En los casos en que no se cumplen las relaciones arriba expresadas, es porque se trata de piroxenos diopsídicos, relacionados posiblemente con un período de generación distinto.

La microsonda electrónica no permite determinar el estado de oxidación del hierro; por eso, en estas muestras, la relación ferroso-férrica fue establecida usando el método propuesto por NEUMAN (1976). A este hecho podemos atribuirle las pequeñas diferencias que encontremos al aplicar las igualdades  $\Sigma Mg + Fe^{2+} = Ca$  y  $\Sigma Al + Fe^{3+} = Na$ .

El restringido rango composicional de estos clinopiroxenos, en los que la relación  $Na/(Na + Ca)$  es aproximadamente igual a 0,5 y la cantidad de aluminio coordinado octaédricamente mayor que la de  $Fe^{3+}$ , nos hace pensar que se trata de omfacitas con el grupo espacial P2, según lo indicado por CLARK y PAPIKE (1968). El patrón de difracción de rayos X de omfacitas provenientes de las mismas rocas, presentado por NAVARRO (1977b), parece corroborar esta afirmación.

En algunas de las muestras cuya composición se muestra en la Tabla 2, se realizaron análisis puntuales a lo largo de perfiles longitudinales, al igual como se hizo con los granates. Como resultado podemos decir, que los clinopiroxenos son bastante homogéneos, y la única variación en composición que se pudo observar, fue una disminución del contenido  $Na_2O$  desde el centro hacia la periferia del cristal, unida a un aumento en el contenido de  $CaO$  en la misma dirección.

Los resultados de los análisis se presentan en el diagrama triangular de la Fig. 34, donde se usaron como vértices del triángulo las proporciones atómicas de Ca, Na y Al. En el mismo gráfico se muestran también las áreas correspondientes a clinopiroxenos de eclogitas ofiolíticas (I), eclogitas comunes (II) y griguitas (III), según SMULIKOWSKI (1912). La mayoría de los análisis están ubicados en la parte central del diagrama, lo que indica que las proporciones de  $Al^{VI}$ , Ca y Na son bastante parecidas. Esta zona del diagrama corresponde también a la de los piroxenos ofiolíticos (SMULIKOWSKI, 1972).

De la inspección del diagrama podemos observar que existe una tendencia al reemplazo de Na por Ca, el que a su vez provoca una disminución menos obvia, del contenido de  $Al^{VI}$ . La dirección en la que se produce este cambio en el piroxeno, es del centro a la periferia y obedece a una disminución en la relación P/T durante la cristalización.

En el mismo gráfico aparecen algunos clinopiroxenos más diopsídicos que los anteriores, cuya composición se asemeja a la de los piroxenos provenientes de eclogitas co-

munes (SMULIKOWSKI, 1972) y que posiblemente se originaron durante un evento metamórfico cuyo régimen P/T era completamente distinto (inferior) al que dio origen a los piroxenos nombrados al principio.

Como conclusión podemos decir que en los clinopiroxenos de las eclogitas de Margarita, se observan una serie de cambios que pueden ser consecuencia de los mismos procesos que ya fueron explicados al discutir la zonación de los granates provenientes de las mismas rocas.

### 3.4 Anfíboles

La composición química de 13 muestras de anfíbol, provenientes de las eclogitas de Margarita, se presenta en la Tabla 3. En la misma se presentan también las reducciones atómicas basadas en 24 (O,OH,F), las cuales pueden asignarse a la fórmula general  $A_{0-1}X_2Y_3Z_5O_{22}(OH,F)_2$ , donde Z representa los cationes coordinados tetraédricamente (Si y Al), Y representa los cationes con coordinación octaédrica ( $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Al, Ti, Mg y Mn). Los lugares X y A están ocupados por calcio, sodio y potasio en poliedros de mayor coordinación.

Como puede verse en la Tabla 3, en todos los anfíboles analizados existe una considerable cantidad de aluminio en coordinación tetraédrica ( $Al^{IV}$ ) sustituyendo al silicio; como contraparte, el calcio en posición X es sustituido por sodio, por lo que estos anfíboles pueden considerarse del tipo subcálcico.

El sodio y el calcio, que ocupan los espacios X y A, se muestran en la Fig. 35. En ella podemos observar tres agrupaciones, que difieren entre sí fundamentalmente por el contenido de sodio, mientras que el contenido de calcio presenta pocas variaciones. De estas agrupaciones, las dos con mayor contenido de sodio, corresponden posiblemente a anfíboles barroisíticos, los cuales forman parte esencial de los ensamblajes eclogíticos, mientras que la agrupación con menos sodio corresponde a anfíboles actinolíticos, de origen tardío, encontrándose fundamentalmente en los ensamblajes típicos de anfíbolitas.

Los anfíboles estudiados pueden considerarse como soluciones sólidas complejas, dentro del sistema tremolita - glaucofano pargasita (Tr - Gl - Parg) y son por lo general del tipo subcálcico, como se dijo.

En la Fig. 36 se puede observar un diagrama, realizado graficando, para cada anfíbol, el número de átomos en coordinación tetraédrica ( $Al^{IV}$ ) versus el número de átomos del mismo elemento, en coordinación octaédrica ( $Al^{VI}$ ), señalándose en la misma figura los campos correspondientes a diferentes anfíboles, según lo señalado por MOTTANA y EDGAR (1969). En el gráfico se hace evidente la presencia de dos agrupaciones, las cuales se diferencian por la cantidad de aluminio en coordinación tetraédrica. Una de las agrupaciones, muestra aproximadamente la misma proporción de  $Al^{IV}$  que de  $Al^{VI}$  y casi todos los análisis están ubicados dentro del campo que corresponde a la barroisita, mientras que la otra agrupación muestra una menor proporción de  $Al^{IV}$  y los análisis están ubicados entre los campos de la barroisita y la carintina, pero cerca de donde se ubican los anfíboles actinolíticos.

De acuerdo a lo expresado por MOTTANA y EDGAR (1969) y aceptando que lo que ellos asumen es correcto, la barroisita debe formarse en condiciones de mayor P/T que la carintina, por lo que estamos nuevamente en presencia de minerales que se originaron bajo condiciones diferentes de presión y temperatura, y que coexisten en la

misma roca, lo que indica a su vez, que la roca ha sido afectada por dichos cambios, que han sido registrados en la mineralogía.

La proporción de sodio en los espacios X de anfíboles cálcicos, puede emplearse también como indicador petrogenético, tal como ha sido expresado por BINNS (1977). El sodio ocupa en los anfíboles subcálcicos, los espacios X y A. En los espacios X se encuentra junto al calcio, y la suma de las proporciones atómicas de ambos elementos debe ser 2,0. Con esto en mente, podemos revisar nuevamente el gráfico de la Fig. 35, en donde los anfíboles de las dos primeras agrupaciones descritas con anterioridad, tienen entre 1,0 y 1,2 átomos de calcio por fórmula unitaria, por lo que la cantidad de sodio en las posiciones X debe estar entre 1,0 y 0,8 átomos. El exceso de sodio, pasa a ocupar las posiciones A, tal como se indica en la figura. El número de átomos de calcio en los anfíboles de la tercera agrupación mencionada, se encuentra cercana a 1,4, por lo que el número de átomos de sodio en la posición X es de 0,6.

Considerando que la cantidad de  $Al^{VI}$  en los primeros, está entre 1,0 y 1,2 y en los segundos, entre 0,8 y 1,0, se puede concluir, basándose en lo expresado por BROWN (1977: 69), que los primeros se generaron a una presión muy elevada (por encima de 7 Kb) y los segundos a una inferior (cercana a 5 Kb).

### 3.5 Micas blancas

En la Tabla 4 se presentan algunos análisis seleccionados de micas blancas, que están presentes en las rocas eclogíticas estudiadas. Junto a los análisis, se muestran las reducciones atómicas, basadas en 24 (O,OH,F), las cuales pueden expresarse en la fórmula general  $X_2Y_{4-6}Z_8O_{22}(OH,F)_4$ , donde los espacios X están ocupados preferentemente por sodio, potasio y calcio en coordinación doce, Y es ocupado por aluminio, hierro y magnesio en coordinación octaédrica, y Z, lo ocupan silicio y aluminio en coordinación tetraédrica.

La naturaleza dioctaédrica de las micas estudiadas, se refleja en los totales para los cationes que muestran coordinación octaédrica, los cuales, basados en una unidad de fórmula, son cercanos a 4,0.

En la Fig. 37 se presenta un diagrama triangular, en el que se ha usado el número de átomos de sodio, potasio y hierro + magnesio, como vértices. En el podemos observar dos agrupaciones, que presentan un contenido de sodio, contrastantemente diferente. En el que llamaremos primer grupo, las micas presentan un alto contenido de sodio, por lo que pueden clasificarse como paragonitas. El segundo grupo está formado por micas potásicas, pobres en sodio y que muestran un contenido apreciable de hierro + magnesio, por lo que pueden considerarse como fengitas.

Es importante resaltar que en algunos casos coexisten micas de los dos tipos, e incluso se presentan intercrecimientos de ambas, tal como es el caso de las micas 158, 199, 221, 212 y 160 (Ver Tabla 4). El uso de tales micas, como indicadores petrogenéticos, puede ser de gran valor, especialmente si asumimos que cuando dos tipos de mica coexisten, lo hacen en equilibrio. En este sentido, puede llegarse a obtener la temperatura y presión de metamorfismo. La primera la podemos obtener usando la curva binodal de dos fases dada por EUGSTER *et al.* (1972), para la que se necesita saber la relación KY ( $K + Na$ ), en paragonita que coexiste en equilibrio con una mica potásica (moscovita o fengita). En las paragonitas estudiadas, esta relación varía

entre 0,04 y 0,087 con la mayoría de los valores, cerca de 0,058, lo que usando la curva antes mencionada, indica temperatura de formación del orden de 460°C.

Por otro lado, CIPRIANI *et al.* (1971) han demostrado la utilidad de la fengita, como indicador de presión, sin que el contenido de sodio de esta última, parezca tener ningún efecto. El rango de átomos de sodio en las muestras consideradas por ellos, está entre 0,1 y 0,3, que corresponde al mismo rango mostrado por las fengitas presentadas en este trabajo (Ver tabla 4). Dentro de ese rango, aquellas fengitas con más de 0,6 átomos de magnesio, son consideradas de muy alta presión, y aquellas con un contenido de magnesio entre 0,3 y 0,6, son consideradas como de presión intermedia a alta.

Las fengitas estudiadas en este trabajo, en su mayoría, muestran contenidos de magnesio a 0,5 y en algunos casos llegan a 0,7, por lo que pueden considerarse como formadas a presión alta o muy alta.

De acuerdo a la curva de estabilidad de la fengita, mostrada por VELDE (1965), para temperaturas del orden de 500°C, la fengita es estable a presiones superiores a 7Kb. La presión de equilibrio disminuye al disminuir la temperatura, por lo tanto, la fengita será estable a cualquier temperatura, bajo condiciones de muy alta presión (elevada P/T).

En la Fig. 38 se muestran gráficos de variación de aluminio (A), hierro (B), potasio (C), sodio (D) y magnesio (E), versus silicio, en las micas analizadas. En esos gráficos se puede ver claramente la diferencia entre los dos grupos de micas mostrados en la Fig. 36.

El contenido de silicio de las paragonitas está entre 5,7 y 6,2 átomos por unidad de fórmula, mientras que para las fengitas, el contenido es mayor (6,2 a 6,8 átomos). El contenido de aluminio es más alto en las paragonitas que en las fengitas, las cuales presentan una mayor concentración de potasio, hierro y magnesio, que las primeras. Sin duda que en el gráfico pueden observarse claramente las dos poblaciones de micas presentes en las eclogitas.

### 3.6 Minerales del grupo de la epidota

La composición química de 10 epidotas y zoicitas se presenta en la Tabla 5, junto con las reducciones atómicas, basadas en 12 oxígenos (anhídras). Estas reducciones, pueden asignarse a la fórmula general  $X_2Y_2Z_3O_{12}(OH)$ , donde Z representa los cationes en coordinación tetraédrica (Si y Al), Y los cationes en coordinación octaédrica (Al,  $Fe^{3+}$ , y Ti) y X los cationes con mayor coordinación (Ca y Mn). El aluminio se encuentra casi todo en los espacios octaédricos, siendo 0,11 átomos por fórmula unitaria, la máxima cantidad de aluminio en los espacios tetraédricos.

La suma  $Al^{3+} + Fe^{3+}$  en las epidotas, está cerca de 3,0 ( $Fe^{3+}$  calculado a partir del  $Fe^{2+}$  expresado en la Tabla 5), lo que indica que estos minerales son esencialmente soluciones binarias Pist - Zo (la pistacita posee en los poliedros octaédricos 1,0 átomos de  $Fe^{3+}$  y 2,0 átomos de  $Al^{3+}$ ). En el gráfico de la Fig. 39 se presenta el porcentaje en peso de  $Al_2O_3$  versus el de  $Fe_2O_3$ . La relación casi lineal, sugiere que el hierro férrico decrece proporcionalmente con el aumento de aluminio en coordinación octaédrica. El contenido de  $Fe^{3+}$  en la epidota, depende a su vez de la relación de oxidación  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$  de la roca, la cual en general, disminuye al aumentar el grado de metamorfismo (T), (MIYASHIRO y SEKI, 1958; ERNST, 1972; HORMAN y RAITH, 1973), por lo que una disminución en

la temperatura de metamorfismo, o un aumento en  $fO_2$ , puede contribuir a la formación de epidota, la cual en la mayoría de los casos parece haber originado en la etapa regresiva (anfíbolización de las eclogitas).

Los minerales 158, 151 y 155 son verdaderas zoicitas, con bajo contenido de  $Fe^{3+}$  y por ende, alto contenido del Al octaédrico. Estos minerales están restringidos a las eclogitas cianíticas, formadas bajo condiciones metamórficas de alto grado.

### 3.7 Plagioclasas

La composición química de varias plagioclasas analizadas, se presenta en la Tabla 6, en la que a la vez se muestran las reducciones atómicas en base a 8 oxígenos.

Tal como puede verse en la tabla, salvo por pequeñas proporciones de  $K_2O$ ,  $CaO$  y  $FeO$ , las plagioclasas son fundamentalmente albitas puras. La suma  $Si + Al = 4,0$  es una medida de lo cerca que está el total de átomos en los espacios tetraédricos a la fórmula ideal.

No parece existir ninguna relación entre la composición de las plagioclasas y las condiciones de presión y temperatura de formación, reflejando éstas más bien la composición química total de la roca.

## 4. DISTRIBUCION DE ELEMENTOS

### 4.1 Caracteres generales

El fenómeno de la distribución de elementos entre fases minerales coexistentes, fue tratado en forma sistemática por primera vez por RAMBERG y DE VORE (1951); a partir de ahí, este tema ha sido investigado por numerosos autores.

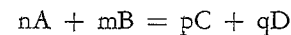
La relación fundamental para estudiar tal distribución, está dada por la reacción isotérmica de Van't Hoff.

$$\Delta G = \Delta G^0 + RT \ln K_D$$

donde  $K_D$  (constante de distribución) puede expresarse en la forma:

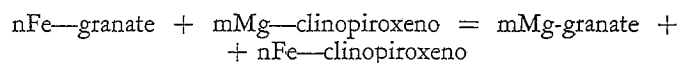
$$K_D = \frac{a_A^n \cdot a_B^m}{a_C^p \cdot a_D^q}$$

para una reacción del tipo:



En estas expresiones  $\Delta G$  es el cambio en la energía libre de Gibbs en la reacción,  $\Delta G^0$  es el cambio en la energía libre de Gibbs para la reacción en condiciones típicas. A, B, C y D representan las distintas especies químicas envueltas en la reacción; n, m, p y q representan los coeficientes estequiométricos de la reacción. T es la temperatura absoluta y R la constante universal de los gases.

Una reacción de fraccionación típica, es del tipo de intercambio de dos componentes, entre dos fases que coexisten en la misma roca, como podría ser el caso de la distribución de Fe y Mg entre granate y clinopiroxeno, la cual puede indicarse de una manera simple en la forma:



Para esta reacción, la constante de equilibrio ( $K_D$ ) sería:

$$\frac{(a_{cpx}^{Fe})^n \cdot (a_{gr}^{Mg})^m}{(a_{gr}^{Fe})^n \cdot (a_{cpx}^{Mg})^m}$$

Aplicando la expresión de Van't Hoff, tenemos:

$$\Delta G = \Delta G^0 + RT \ln \left( \frac{a_{cpx}^{Fe}}{a_{gr}^{Fe}} \right)^n \left( \frac{a_{gr}^{Mg}}{a_{cpx}^{Mg}} \right)^m$$

Si consideramos que todas las fases están en equilibrio, el cambio de energía libre de Gibbs en la reacción es cero. Si además asumimos un comportamiento ideal, podemos reemplazar las actividades (a) por fracciones molares (x), quedando la expresión en la siguiente forma:

$$-\Delta G^0 = RT \ln \left( \frac{X_{cpx}^{Fe}}{X_{gr}^{Fe}} \right)^n \left( \frac{X_{gr}^{Mg}}{X_{cpx}^{Mg}} \right)^m$$

de donde

$$K_D = e^{-\Delta G^0/RT}$$

En esta última expresión puede verse que  $K_D$  tenderá hacia la unidad, a muy elevadas temperaturas, a menos que los cambios absolutos en  $G^0$  sean proporcionales al incremento en temperatura. Los cambios en la presión total, no afectan significativamente a  $K_D$ .

De las dos últimas expresiones, obtenemos que:

$$K_D \left( \frac{X_{cpx}^{Mg}}{X_{gr}^{Mg}} \right)^m = \left( \frac{X_{cpx}^{Fe}}{X_{gr}^{Fe}} \right)^n$$

Esta última expresión define una línea recta en un gráfico de  $\log \left( \frac{X_{cpx}^{Mg}}{X_{gr}^{Mg}} \right)$  versus  $\log \left( \frac{X_{cpx}^{Fe}}{X_{gr}^{Fe}} \right)$ , siempre que los valores  $K_D$ , m y n, no sean función de la composición de ninguna de las fases envueltas.

Dado que los minerales estudiados en este trabajo, en su mayoría representan miembros intermedios en soluciones sólidas, correspondientes a clinopiroxenos, anfíboles, granates, etc., las cuales son extremadamente complejas, desde el punto de vista cristalquímico, asumiremos simplemente que estas soluciones son ideales y que en las reacciones de intercambio el comportamiento también es ideal.

La diferencia entre el fraccionamiento elemental, medido, y las curvas de distribución ideales, puede ser una medida de la inaplicabilidad de lo que hemos asumido.

### 4.2 Distribución de elementos mayoritarios

La discusión sobre la distribución de elementos mayoritarios entre fases minerales coexistentes, la restringiremos al estudio de la distribución de hierro y magnesio entre granate y clinopiroxeno. Entre las razones que nos llevan a ello, tenemos que, al parecer, el granate y el clinopiroxeno, son las únicas fases presentes que se han visto envueltas en todos los cambios sufridos por las eclogitas, observándose variaciones sistemáticas en su composición, como consecuencia de estos cambios. Especialmente susceptibles a los cambios mencionados, parecen ser el hierro y el magnesio y en especial, la relación Fe/Mg, tal como pudo verse en la discusión sobre la zonación de los granates, que

se hizo anteriormente. De ahí, el interés de estudiar la distribución de Fe/Mg entre el granate y el clinopiroxeno, fenómeno que ha sido estudiado también por otros autores (BANNO, 1967; BANNO y MATSUI, 1965, y BANNO, 1970), quienes han llegado a establecer las condiciones físicas de origen de las rocas en las que los granates y clinopiroxenos se encuentran.

En la Fig. 40 se presenta un diagrama realizado graficando la relación  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$  en clinopiroxeno, versus la misma relación en granate (como valores para  $Fe^{2+}$  y  $Mg^{2+}$ , se emplearon las proporciones atómicas de los mismos). Debido a que en los granates, hay una diferencia de composición entre el centro y la periferia, se usaron ambas composiciones en el diagrama, marcando los puntos obtenidos usando la composición central del granate, con círculos negros, y los puntos obtenidos usando la composición de la periferia, con círculos blancos. A manera de comparación se presentan en el diagrama, varias líneas, que corresponden a diferentes valores de  $K_D'$ .

Puede verse que los puntos correspondientes a los núcleos de granate, tienen valores de  $K_D'$  superiores a 60, mientras que los correspondientes a las periferias, muestran valores de  $K_D'$  entre 17 y 60.

Relacionados estos resultados con los obtenidos por BANNO (1970), vemos que las eclogitas formadas a menor temperatura (mayor P/T) tienen valores de  $K_D'$  muy por encima a los de las eclogitas formadas a mayor temperatura (menor P/T), por lo que se hace evidente el cambio en condiciones metamórficas, durante la cristalización de los ensamblajes eclogíticos. Un ensamblaje producido a elevada P/T de valores de  $K_D'$  cercanos a 60, mientras que condiciones de menor P/T produce valores de  $K_D$  que pueden llegar incluso tan bajo como 17.

Es notable también el hecho de que el  $Fe^{2+}$  se concentra más fuertemente en los lugares de coordinación cúbica del granate que en los lugares octaédricos (más pequeños) del clinopiroxeno.

## 5. DISCUSION PETROLOGICA

Los minerales estudiados en este trabajo, son todos constituyentes mayores de las rocas eclogíticas de Margarita. De cada uno de ellos, hemos obtenido información parcial acerca de las condiciones de origen de esas rocas. La primera información inmediata que tenemos, es que la historia metamórfica de las eclogitas, es muy compleja, y por lo tanto, no podemos hablar de una temperatura y una presión de metamorfismo, sino que existen evidencias de que estos parámetros fueron cambiantes.

Los primeros datos cuantitativos sobre temperatura metamórfica, los tenemos a partir de las micas. La cantidad de potasio que puede entrar en la estructura de paragonitas, es temperatura dependiente, y empleando la curva binodal (solvus) para el par moscovita-paragonita propuesta por EUGSTER *et al.* (1972), se puede llegar a una temperatura de equilibrio de  $460^\circ C \pm 60^\circ C$ , para la formación de paragonita. A partir de este dato, y considerando que en mu-

chas muestras, paragonita y fengita coexisten en equilibrio en el mismo cristal, concluimos en que la presión estuvo por encima de las 7 Kb, presión que marca el límite inferior de estabilidad de fengita para la temperatura antes mencionada.

La presencia de dos tipos de anfíboles, barroisita y carintina, evidencia condiciones de P/T contrastantes, las cuales deben ser más elevadas para la formación de barroisita que para la formación de carintina.

Las discontinuidades en los patrones de zonación de los granates, que indican por lo menos un período de reabsorción ("retrógrado") durante su crecimiento y la diferencia en los valores de  $MgO/FeO$  en el centro y la periferia de los mismos, indican por lo menos dos eventos durante el proceso metamórfico. Las condiciones imperantes durante el segundo evento, a suponer del autor, fueron las que se evaluaron empleando las micas; las del primer evento, son mucho más difíciles de conocer, sin embargo, sabemos que la relación P/T debe ser mucho mayor que en el segundo evento.

Una información aproximada sobre las condiciones de temperatura y presión del primer evento, puede obtenerse a partir del coeficiente de distribución  $K_D'$  de hierro y magnesio entre granate y clinopiroxeno. BANNO (1970) mostró que pares granate-clinopiroxeno de eclogitas de los tipos A, B y C tienen valores de 3,6; 9,1 y 23 respectivamente.

En el caso que nos ocupa, los valores de  $K_D$  son superiores a 60, cuando usamos para su cálculo las composiciones del núcleo de los granates, y entre 17 y 30 (la mayoría) cuando usamos las composiciones de la periferia. Si consideramos que las eclogitas del Franciscano de California y los esquistos glaucofánicos del tipo IV (COLEMAN y LEE, 1963) aparentemente cristalizaron a temperaturas del orden de  $500^\circ C$  y presiones de 10 Kb y que estas rocas tienen  $K_D' = 23$  (BANNO, 1970), debemos aceptar que las eclogitas de Margarita, al menos durante el segundo evento metamórfico, se vieron afectadas por condiciones muy similares ( $K_D'$  entre 17 y 30). El valor de  $K_D'$  superior a 60 indica condiciones de temperaturas inferior y de presión superior, esto es, una mayor P/T.

En la Fig. 41 podemos ver un gráfico P-T en donde se señalan líneas con distintos valores de  $K_D$ . En ese gráfico se señalan los campos de las eclogitas tipo A, B y C según ERNST (1976), y además el campo correspondiente a las eclogitas de Margarita.

En resumen, podemos decir que se ha podido establecer que durante el proceso metamórfico que afectó las eclogitas de Margarita, aparecen dos eventos importantes separados en el tiempo. Las condiciones físicas imperantes durante el segundo evento, se han podido establecer cuantitativamente, mostrando un orden de magnitud en cuanto a temperatura, de  $460^\circ C \pm 60^\circ C$  y una presión entre 7 Kb y 8 Kb. Las condiciones del primer evento son más difíciles de cuantificar, pero seguramente muestran presiones superiores y temperaturas inferiores a las mencionadas. Dicho en otras palabras, la relación P/T del primer evento es mucho mayor que la del segundo.

BIBLIOGRAFIA

BANNO, S. (1967) "Effect of jadeite component on the paragenesis of eclogitic rocks". *Earth Planet. Sci. Let.*, 2:249-154.

——— (1970) "Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin". *Physics Earth Planet. Int.*, 3:405-521.

——— y Y. MATSUI (1965) "Eclogite types and partition of Mg, Fe, and Mn between clinopyroxene and garnet". *Japan Acad. Proc.*, 41:716-721.

BEART, P. (1952) "Geologie und petrographie des Monte Rosa". *Beitr. Geol. Karte Schweiz*. N. F. 96.

BENCE, A. E. y A. L. ALBEE (1968) "Empirical correction factors for the electro microanalysis of silicates and oxides". *Journ. Geol.*, 76:382-403.

BLACKBURN W. y E. NAVARRO F. (1977) "Garne zoning and polymetamorphism in the eclogitic rocks of isla de Margarita, Venezuela". *Canadian Mineral.* 15:257-266.

BROWN, E. H. (1977) "Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low grade metamorphic rocks". *Cont. Mineral. Petrol.*, 64:123-136.

CIPRIANI, C., SASSI, F. P. y A. SCOLARI (1971) "Metamorphic white micas: Definition of paragenetic fields". *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 51:259-302.

CLARK, J. R. y J. J. PAPIKE (1968) "Crystal chemical characterization of omphacites". *Amer. Mineral.*, 53:840-868.

COLEMAN, R. G. y D. E. LEE (1963) "Glaucophane bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California". *Journ. Petrol.*, 4:260-301.

DE BETHÚNE, P. D. LADURON, H. MARTÍN y K. THEUNISSEN (1968) "Grenats zonés de la zone du Mont Rose". *Bull. Suisse Min. Pét.*, 48:437-454.

ERNST, W. G. (1976) "Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri Group, western Liguria, Italy". *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56:293-343.

——— (1972) "Ca-amphibole paragenesis in the Shirataki district, central Shikoku, Japan". *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 135: 73-94.

EUGSTER, H. P.; A. L. ALBEE; A. E. BENCE, J. B. TROMPSON y D. R. WALDBAUM (1972) "The two phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions". *Journ. Petrol.* 13:147-179.

GRANT, J. A. y P. WEIBLEN (1971) "Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd". *Amer. Jour. Sci.*, 270: 281-296.

GUIDOTTI, C. V. y F. P. SASSI (1976) "Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists". *N. Jb. Miner. Abb.* 127: 97-142.

HOLLISTER, L. S. (1969) "Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: An and member of the metamorphic process". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80-2465-2494.

HORMANN, P. K. y M. RAITH (1973) "Bildungsbedingungen vom Al-Fe (III)-Epidoten". *Cont. Mineral. Petrol.*, 38:307-320.

MARESCH, M. V. (1971) "The metamorphism and structure of northeastern Margarita island, Venezuela". Tesis inédita. Universidad de Princeton y en *Bol. Geol. (Caracas)*, 12(22):3-172, 1973.

MIYASHIRO, A. y Y. SEKI (1958) "Enlargement of the compositional field of epidote and piedmontite with rising temperature". *Amer. Jour. Sci.*, 256:423-430.

MOTTANA, B. A. y A. D. EDGARD (1969) "The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites". *Lithos*, 3: 47-49.

NAVARRO, E. (1974) "Petrogenesis of the eclogitic rocks of isla de Margarita, Venezuela". Tesis inédita. Universidad de Kentucky.

——— (1971) "Equilibrio químico entre granate y piroxeno coexistentes en rocas eclogíticas, Macanao, Edo, Nueva Esparta, Venezuela". *Mem. VI Conf. Geol. Caribe, Venezuela*, 327-328.

——— (1971) "Eclogitas de Margarita: Evidencias de polimetamorfismo". *V. Cong. Geol. Venezolano*, tomo II: 651-661.

——— (1977b) "Onfacita proveniente de las rocas eclogíticas de Margarita, Edo. Nueva Esparta". *Geos*, 21:3-6.

NEUMAN, E. R. (1976) "Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles". *Norsk Geol. Tids.*, 56:1-6.

RAMBERG H. y G. W. DE VORE (1951) "The distribution of Fe<sup>++</sup> and Mg<sup>++</sup> in coexisting olivines and pyroxenes". *Jour. Geol.* 59:193-210.

SMULIKOWSKI, K. (1972) "Classification of eclogites and allied rocks". *Kristallinikum*, 9:107-130.

VELDE, B. (1965) "Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence". *Amer. Jour. Sci.*, 263-886-913.

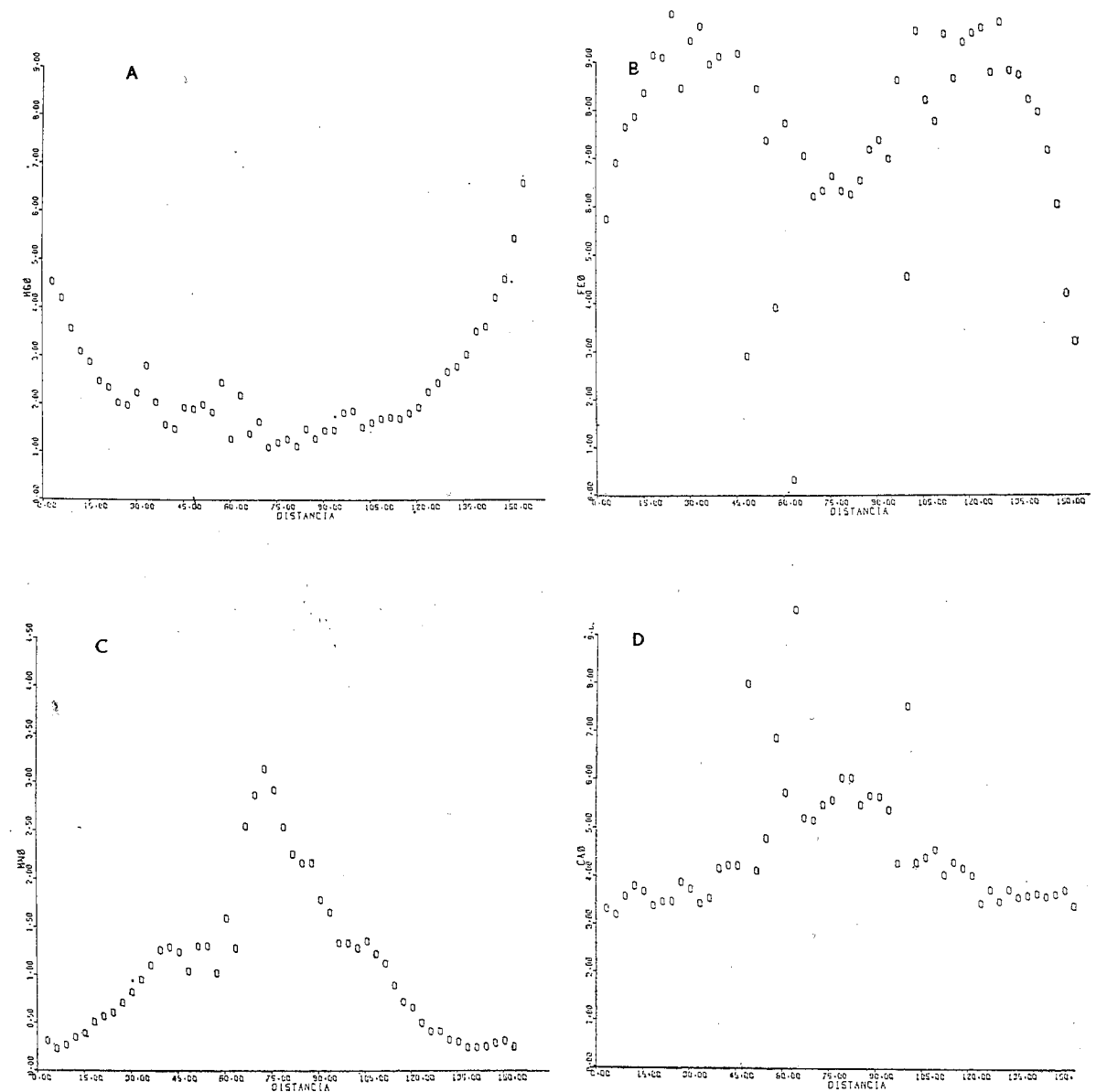


Fig. 2. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 149. Los perfiles A, B, C y D corresponden respectivamente a MgO, FeO, MnO y CaO. El intervalo analítico es de 30μ.

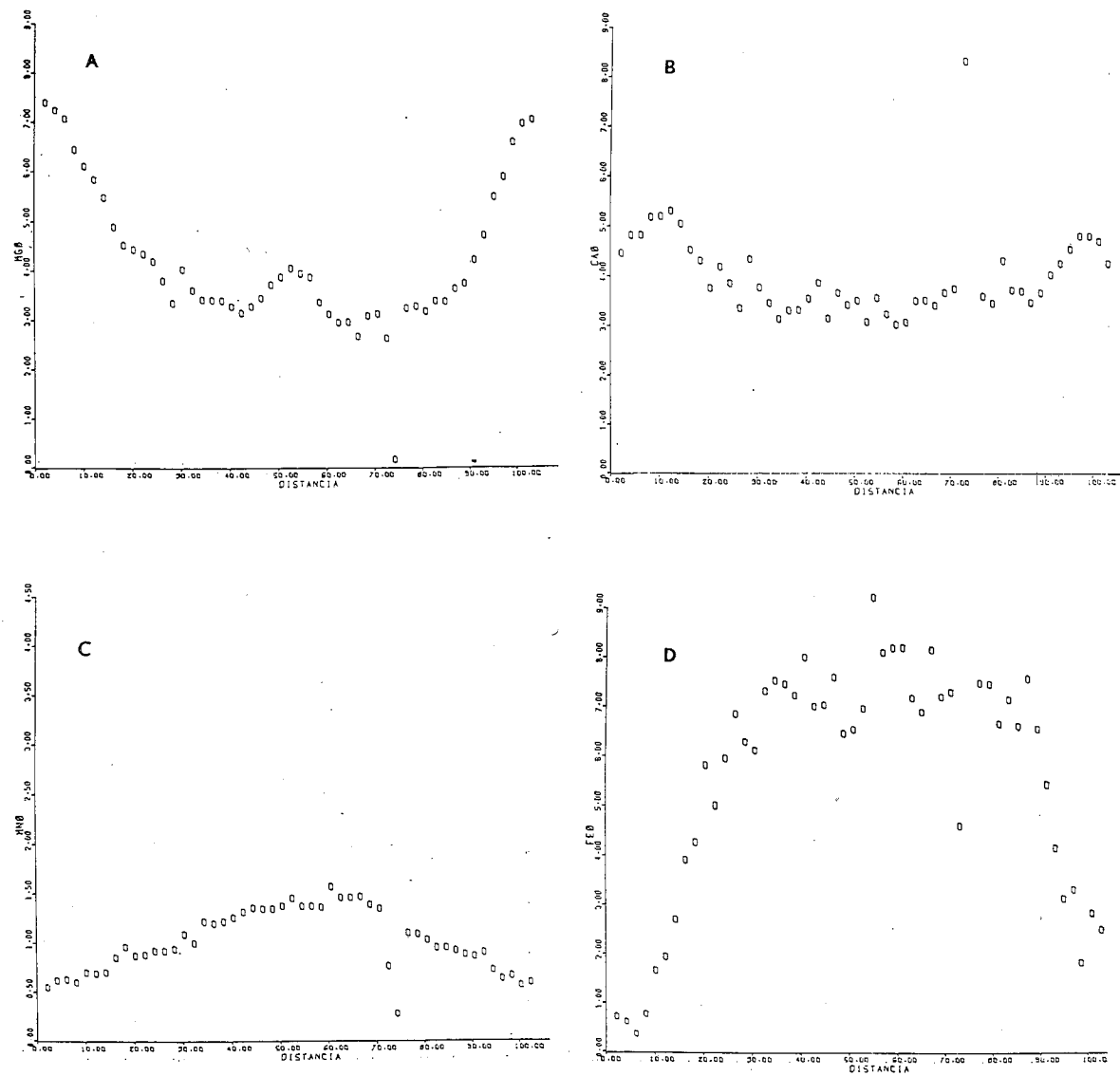


Fig. 3. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 155. Los perfiles A, B, C y D corresponden respectivamente a MgO, CaO, MnO y FeO. El intervalo es de  $20\mu$ .

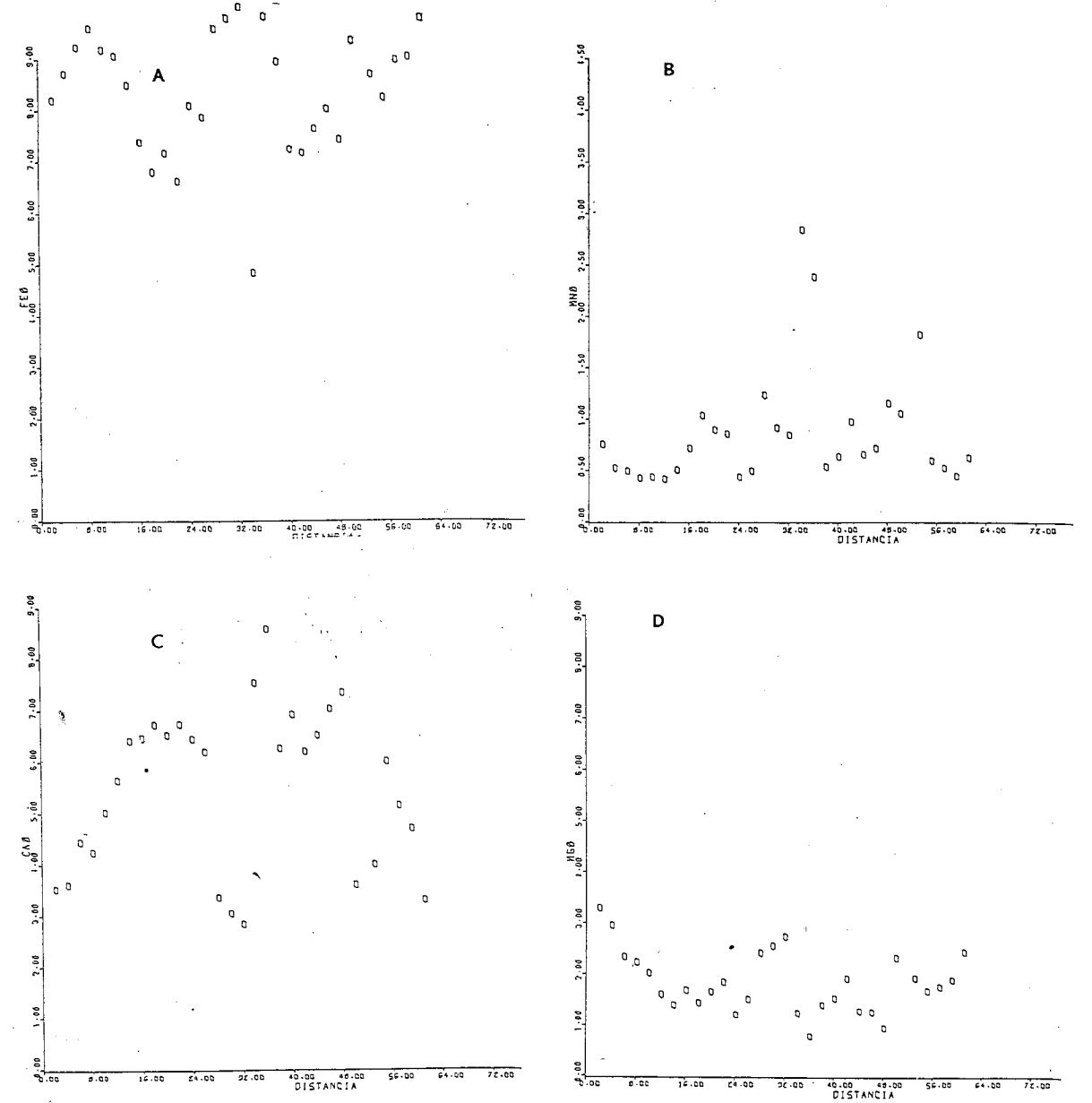


Fig. 4. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 161. Los perfiles A, B, C y D corresponden respectivamente a FeO, MnO, CaO y MgO. El intervalo analítico es de  $20\mu$ .

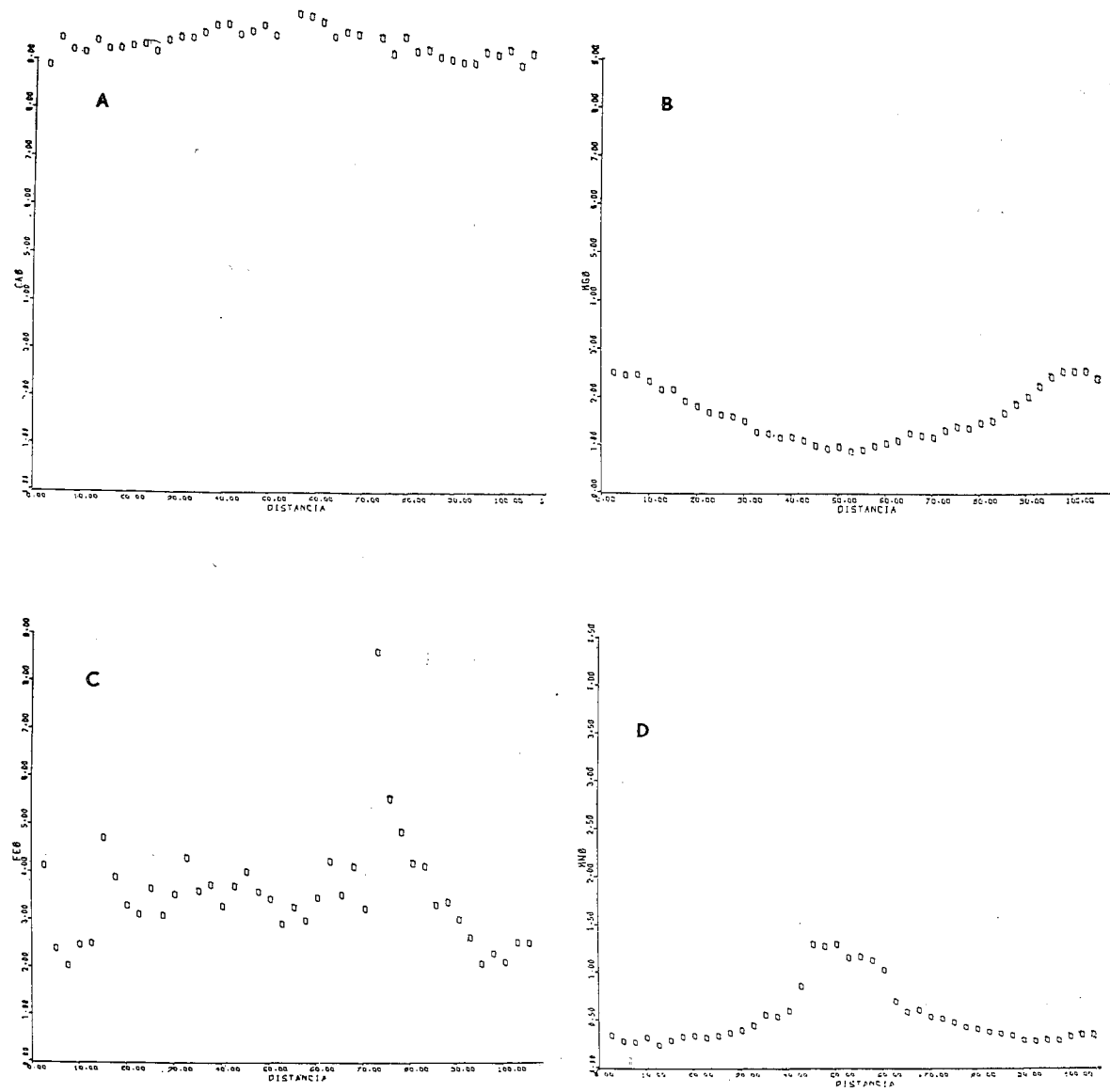


Fig. 5. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 163. Los perfiles A, B, C y D corresponden respectivamente a CaO, MgO, FeO y MnO. El intervalo es de  $20\mu$ .

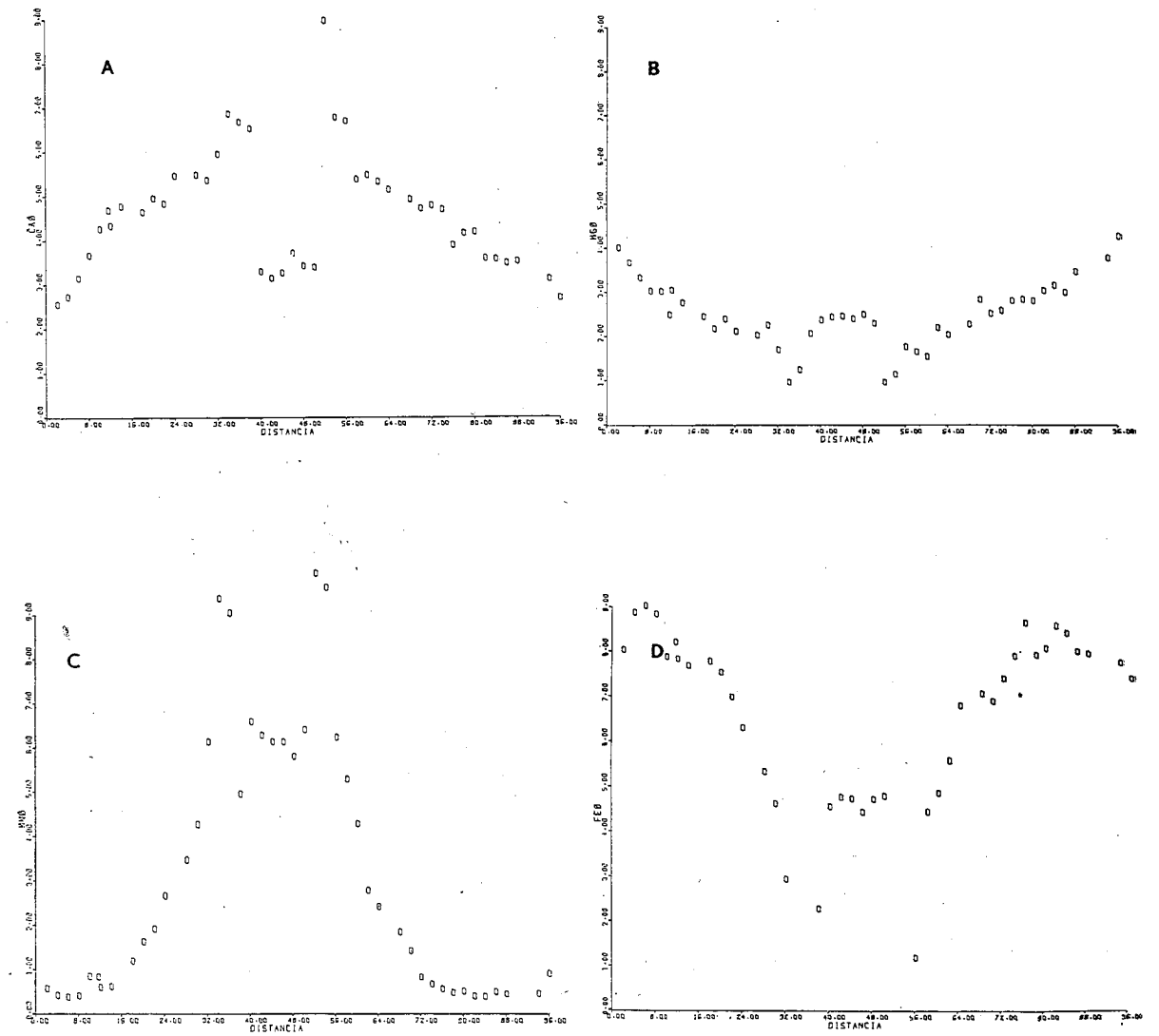


Fig. 6. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 176. Los perfiles A, B, C y D corresponden respectivamente a CaO, MgO, MnO y FeO. El intervalo analítico es de  $20\mu$ .



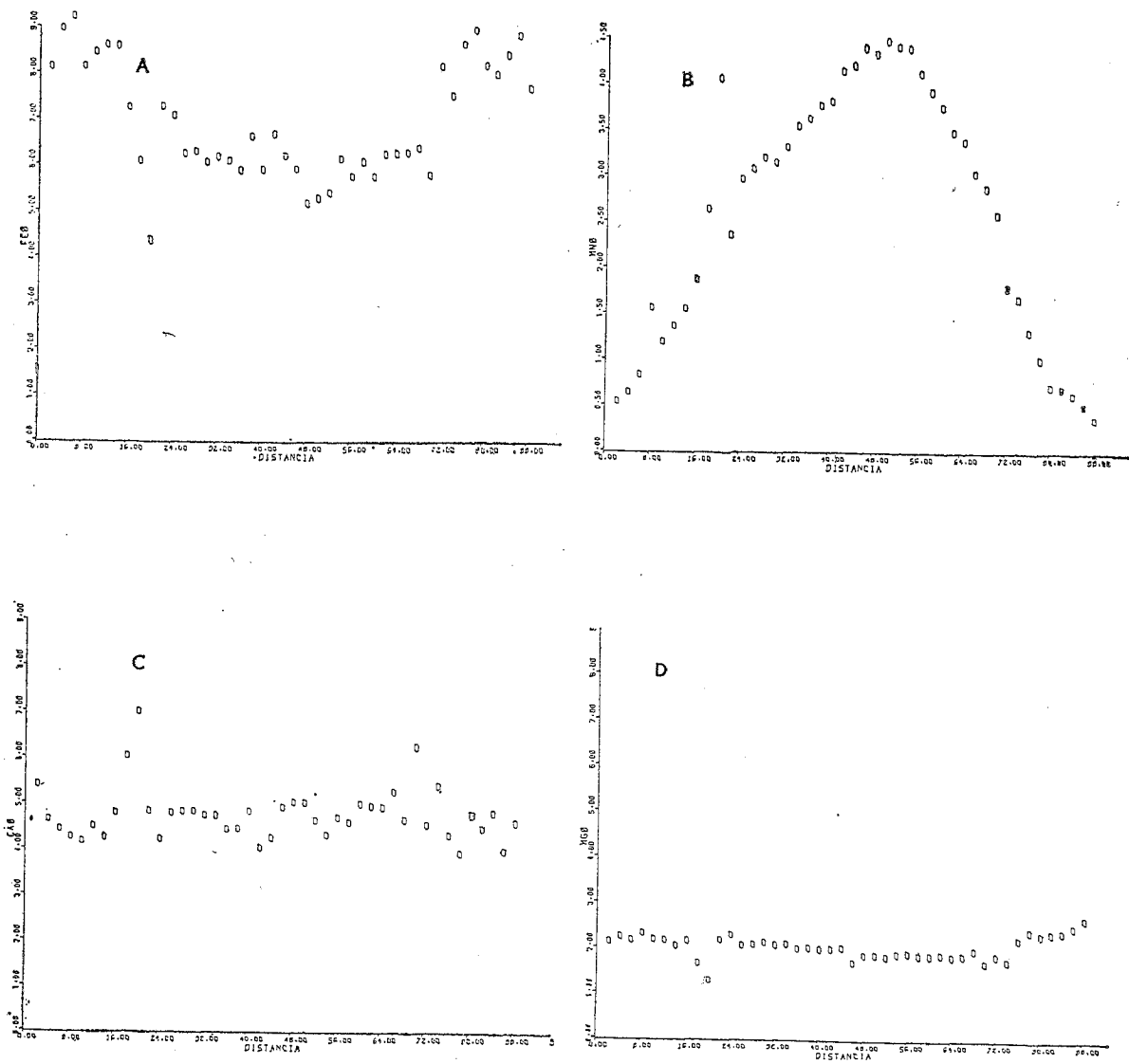


Fig. 7. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 209. Los perfiles A, B, C y D corresponden respectivamente a FeO, MnO, CaO y MgO. El intervalo analítico es 20 $\mu$ .

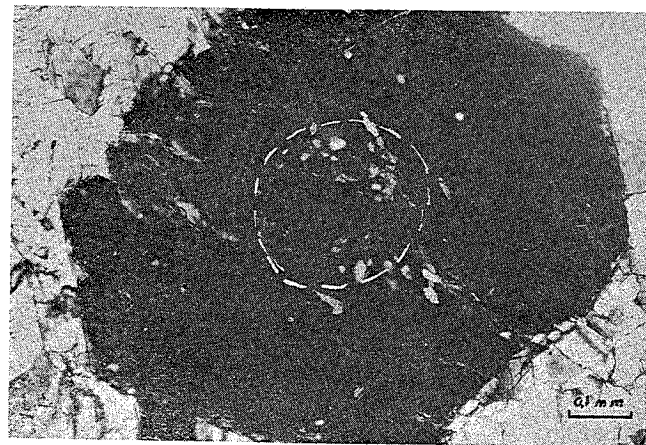


Fig. 8. Fotomicrografía del cristal de granate de la muestra 176. Nótese el núcleo rico en inclusiones. Nícoles cruzados.

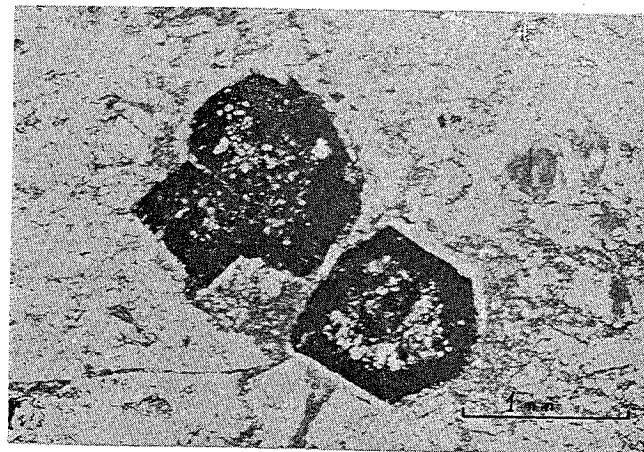


Fig. 9. Fotomicrografía de los cristales de granate de la muestra 155. Nótese el núcleo rico en inclusiones y la periferia libre de ellas. Nícoles cruzados.

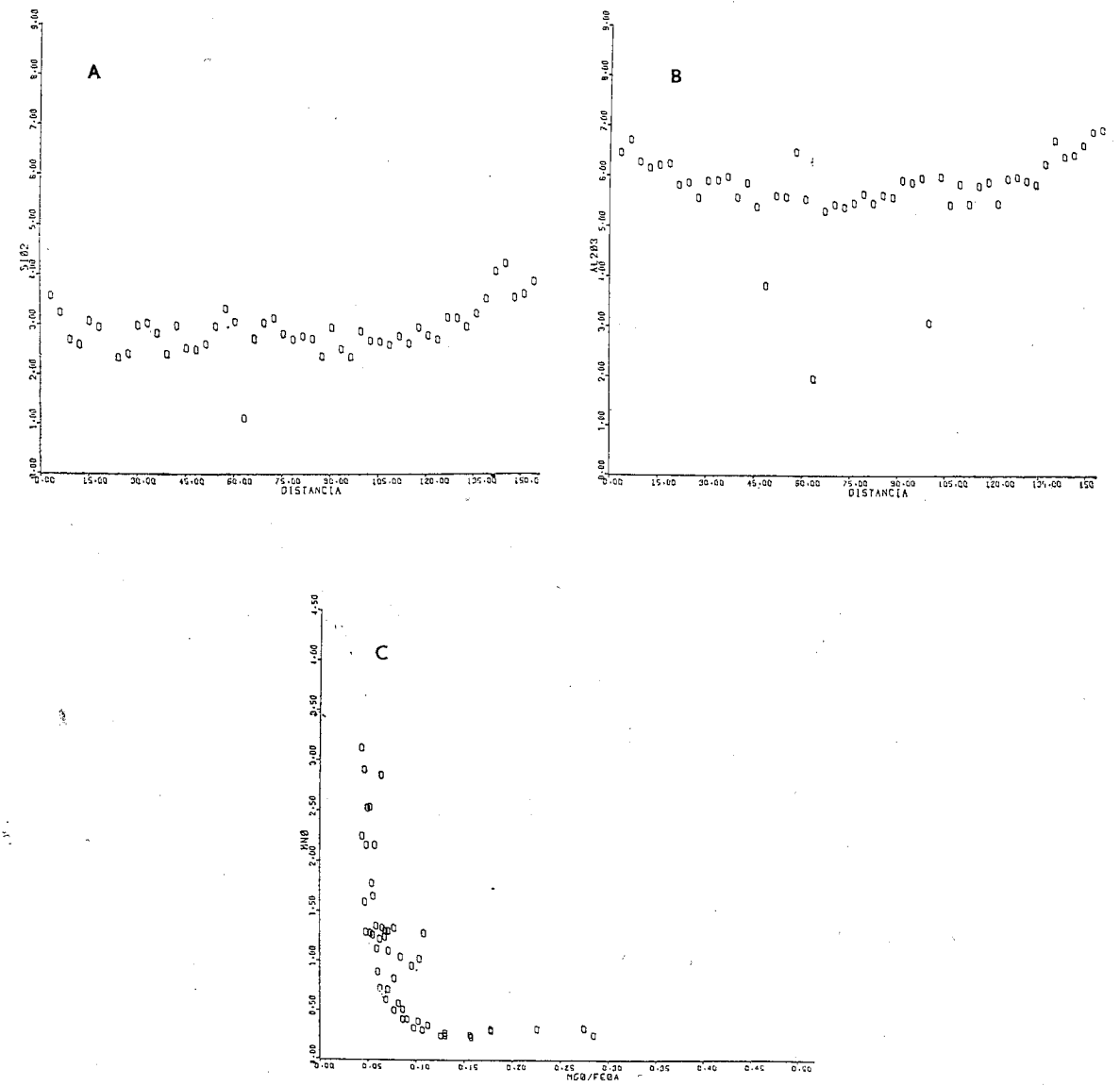


Fig. 10. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 149. Los perfiles A y B corresponden respectivamente a SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. El intervalo analítico es de 30 $\mu$ . El gráfico C corresponde a la variación de la relación MgO/FeO versus MnO.

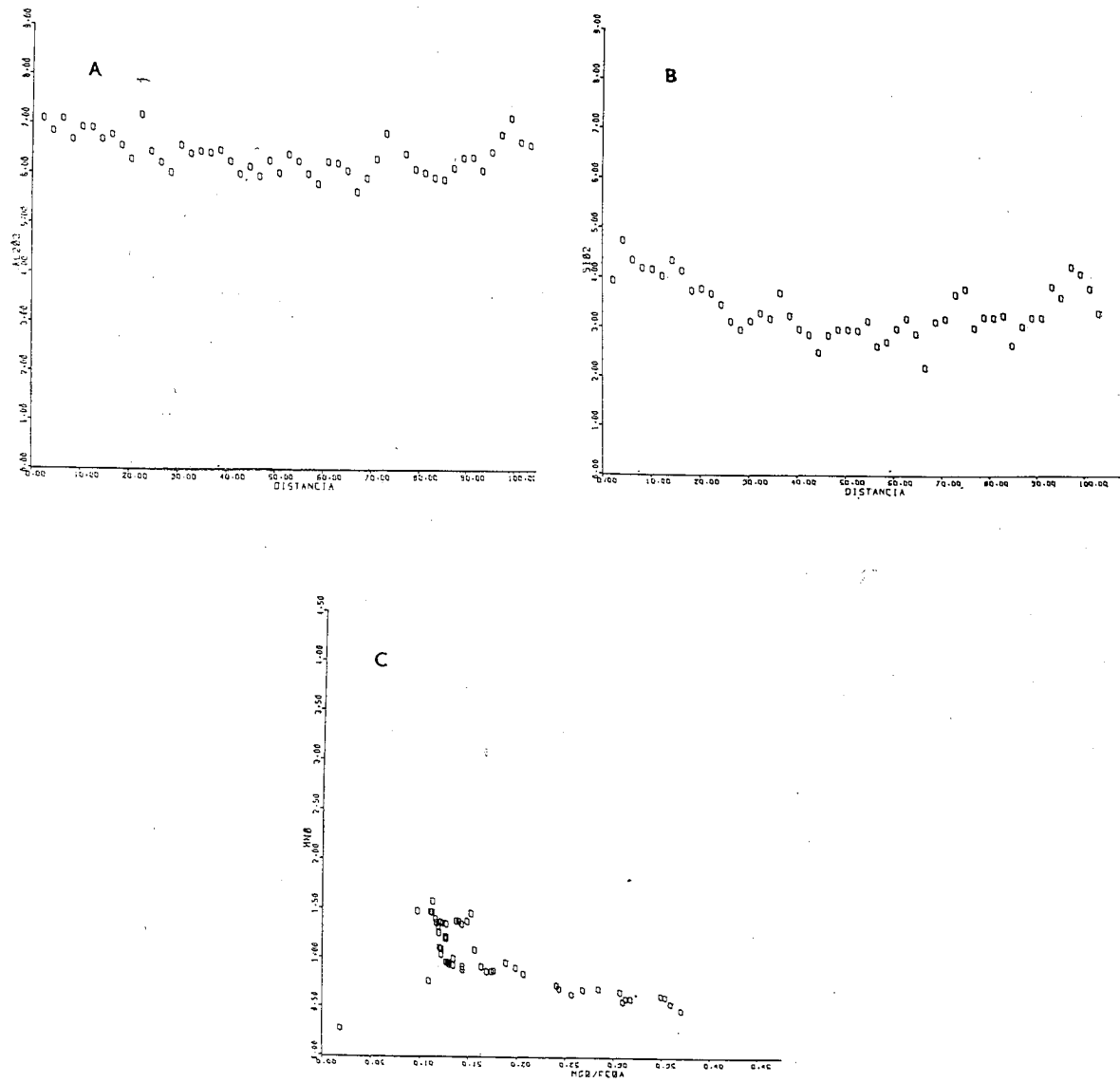


Fig. 11. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 155. Los perfiles A y B corresponden respectivamente a  $Al_2O_3$  y  $SiO_2$ . El intervalo analítico es de  $20\mu$ . El gráfico C corresponde a la variación de la relación  $MgO/FeO$  versus  $MnO$ .

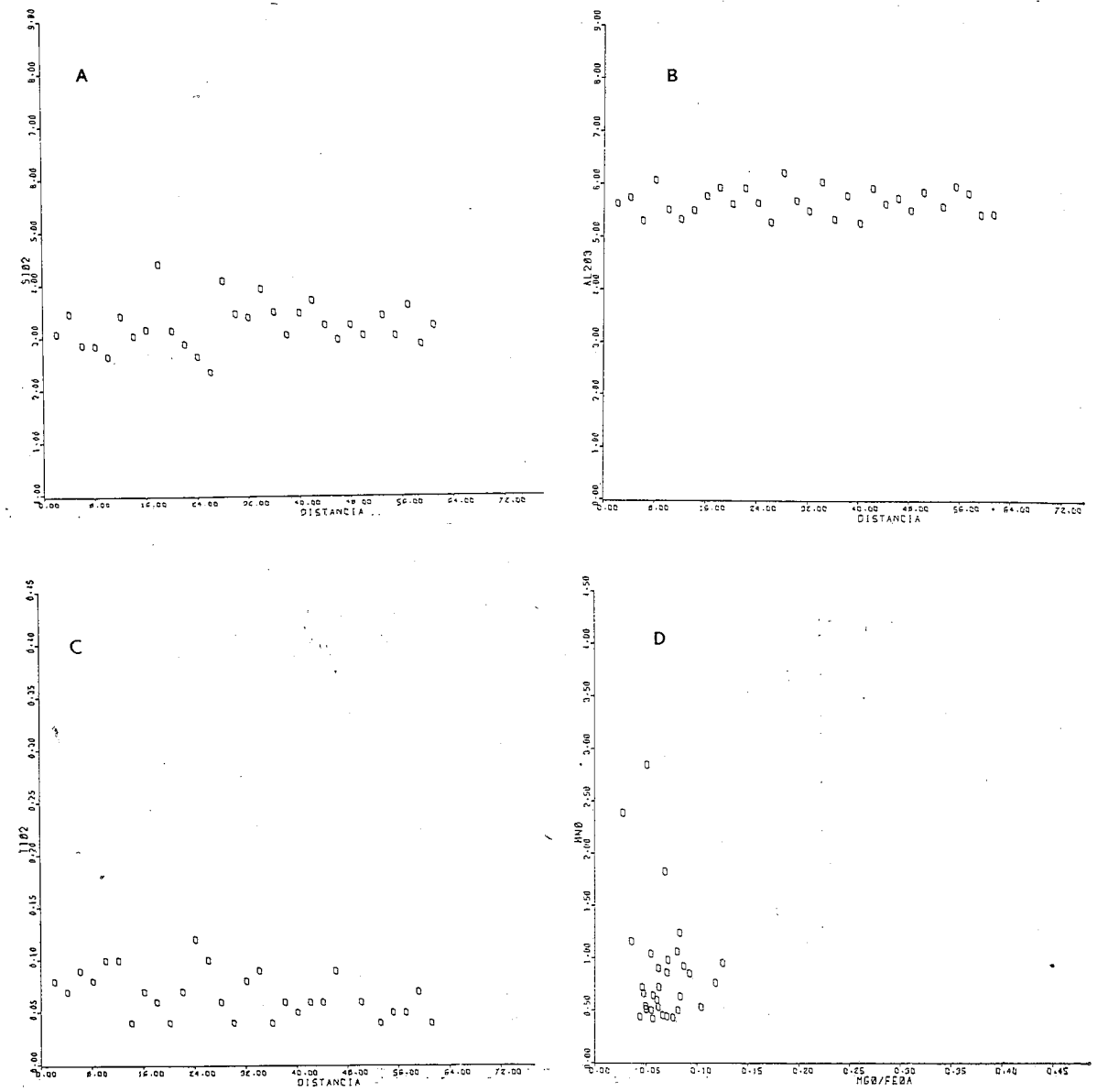


Fig. 12. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 161. Los perfiles A, B y C corresponden respectivamente a  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$ . El intervalo analítico es de  $20\mu$ . El gráfico D corresponde a la variación de la relación  $MgO/FeO$  versus  $MnO$ .

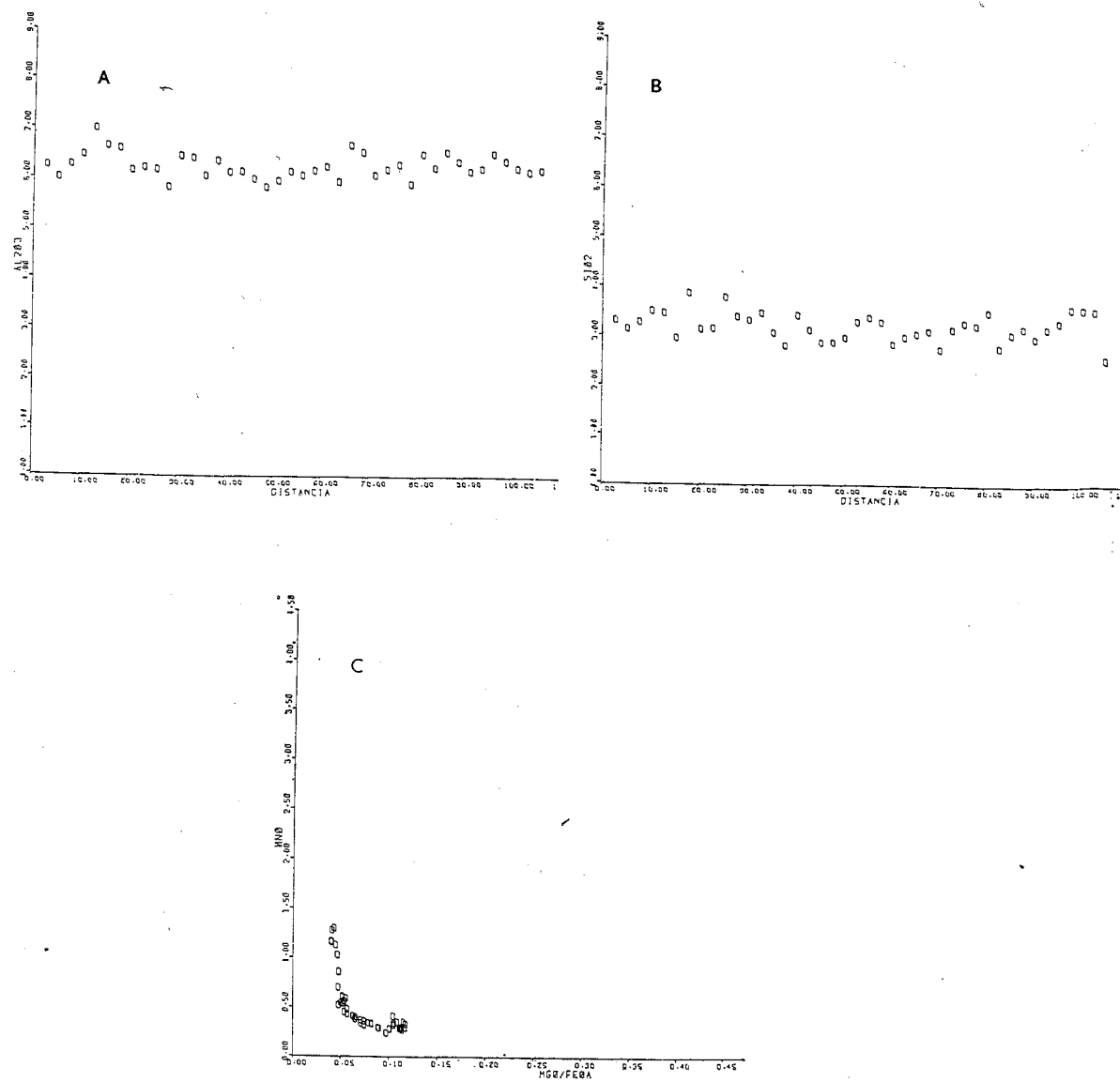


Fig. 13. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 163. Los perfiles A y B corresponden respectivamente a  $Al_2O_3$  y  $SiO_2$ . El intervalo analítico es de  $20\mu$ . El gráfico C corresponde a la variación de la relación  $MgO/FeO$  versus  $MnO$ .

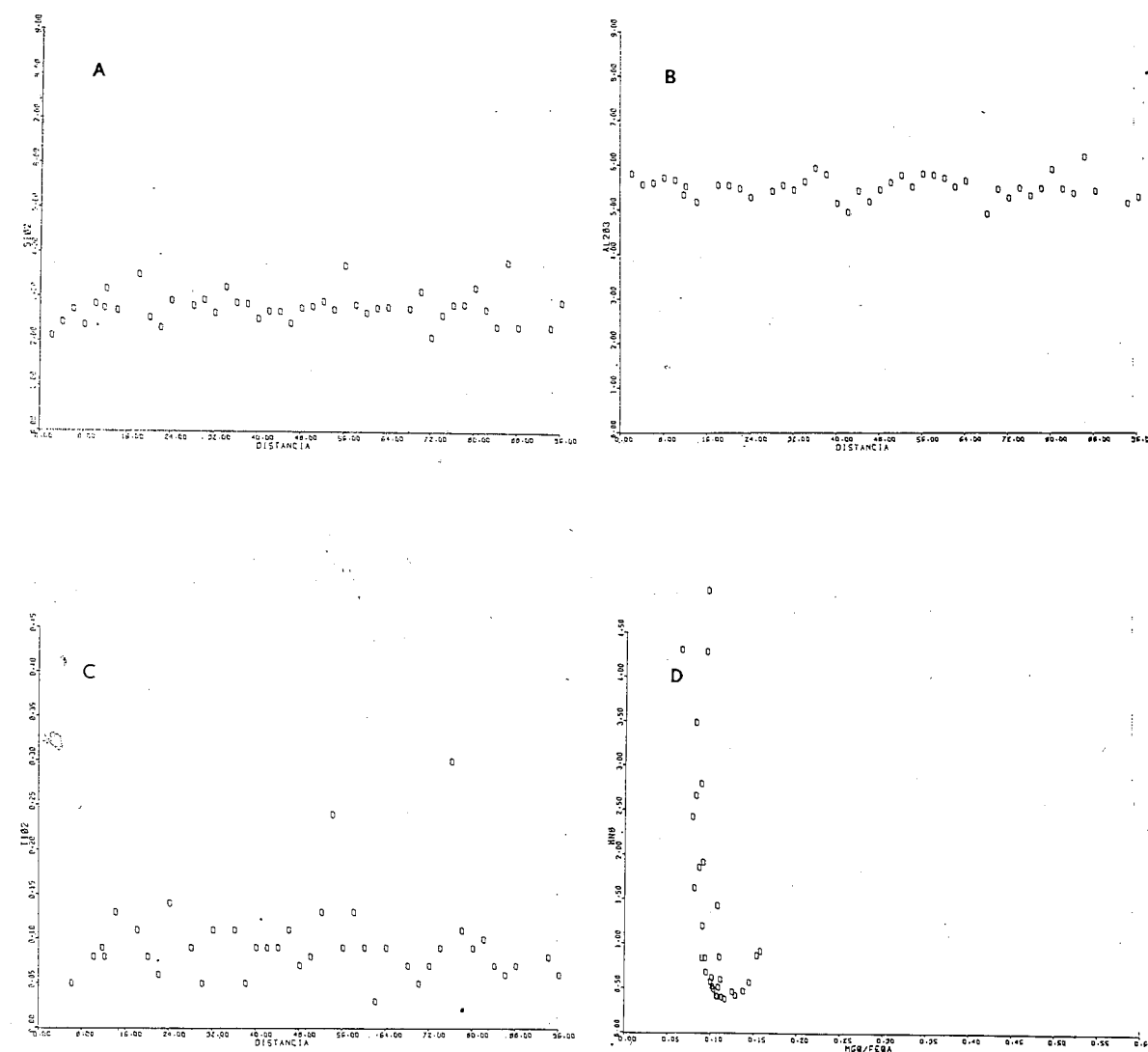


Fig. 14. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 176. Los perfiles A, B y C corresponden respectivamente a  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$ . El intervalo analítico es de  $20\mu$ . El gráfico D corresponde a la variación de la relación  $MgO/FeO$  versus  $MnO$ .

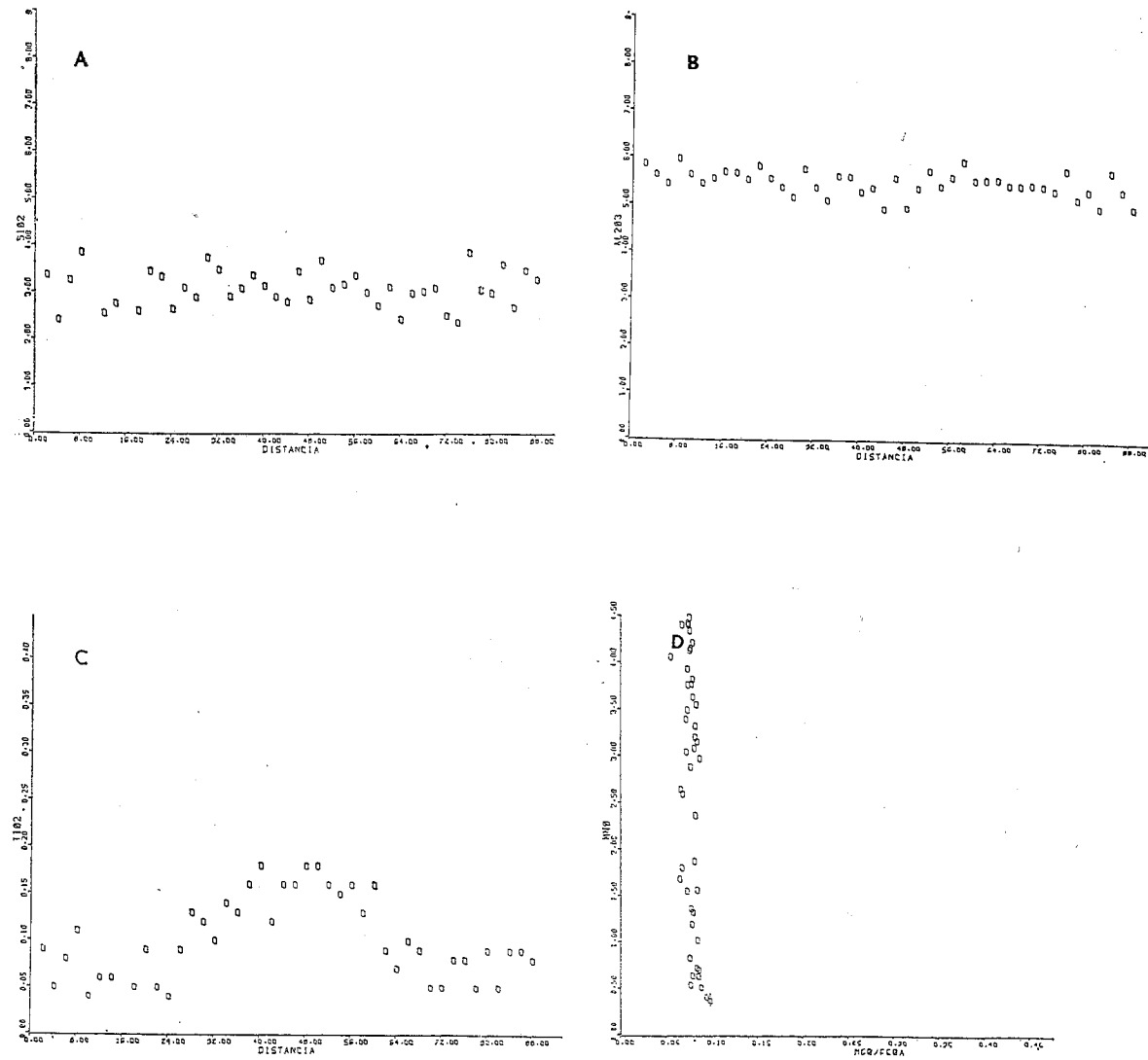


Fig. 15. Perfiles con la microsonda electrónica a través del granate 209. Los perfiles A, B y C corresponden respectivamente a SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub>. El intervalo analítico es de 20 $\mu$ . El gráfico D corresponde a la variación de la relación MgO/FeO *versus* MnO.

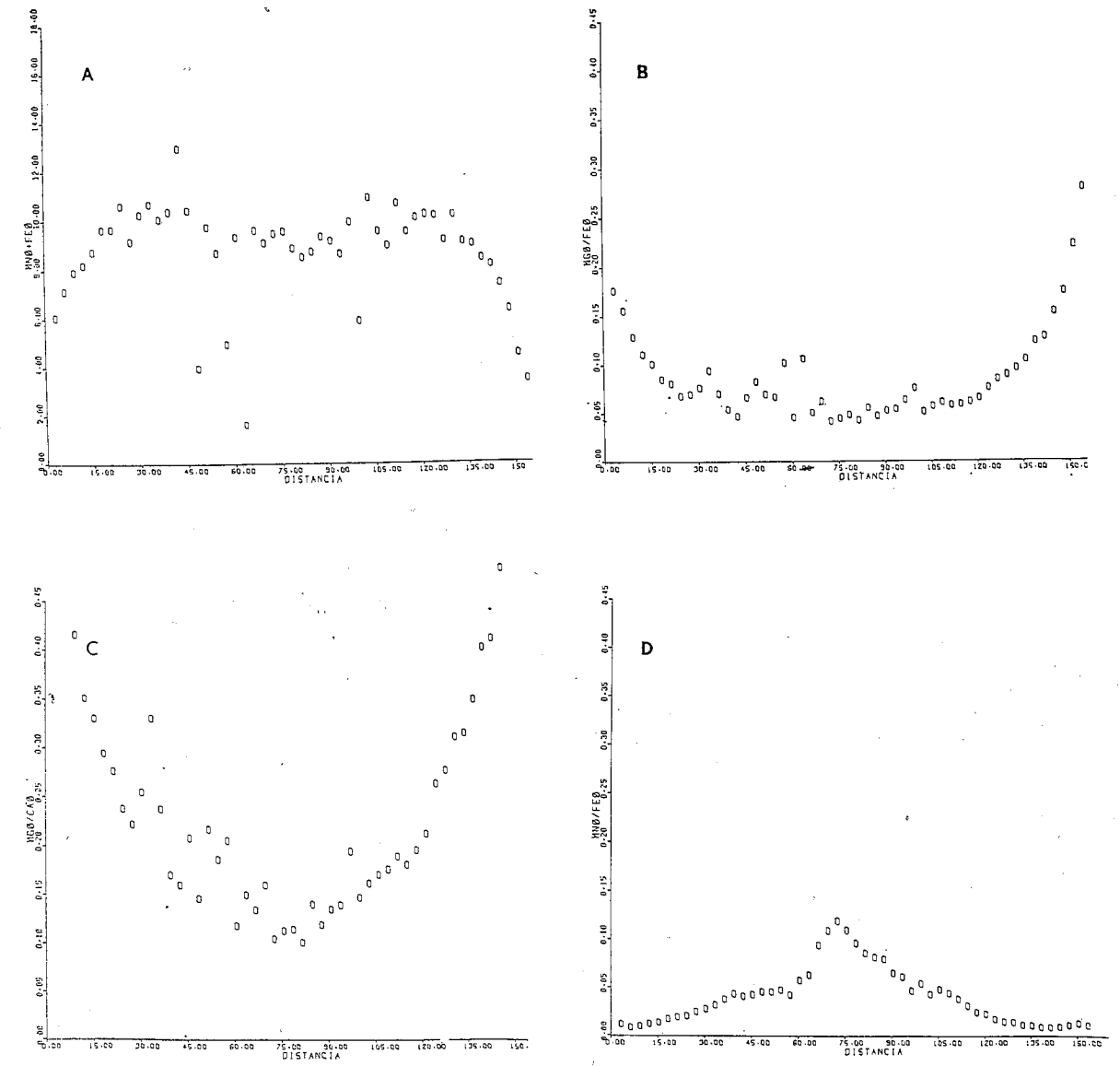


Fig. 16. Diagramas de variación de MnO+FeO (A), MgO/FeO (B), MgO/CeO (C) y MnO/FeO (D) *versus* distancia. Granate 149.

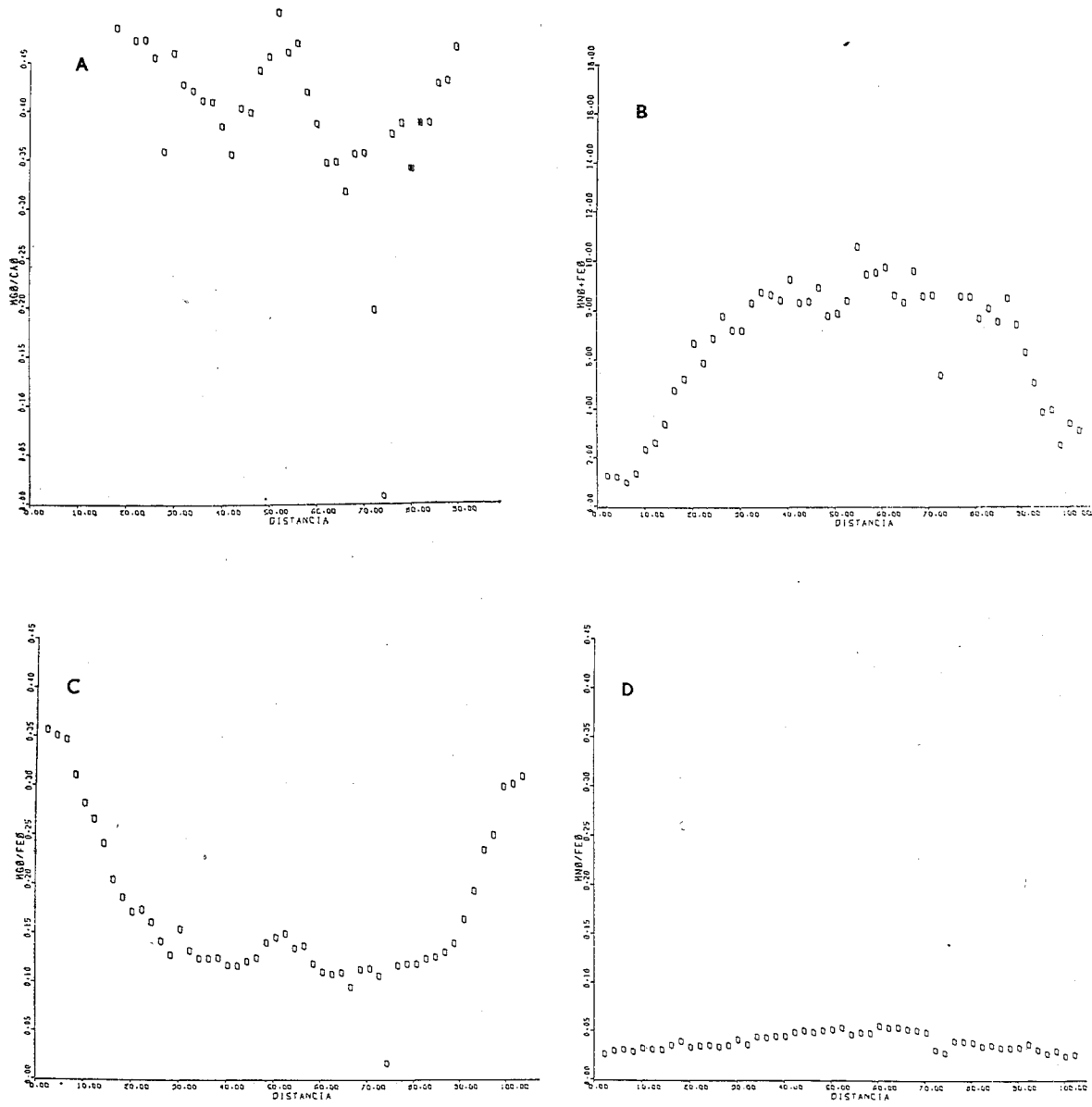


Fig. 17. Diagramas de variación de MgO (A), MnO+FeO (B), MgO/ FeO (C) y MnO/FeO (D) *versus* distancia. Granate 155.

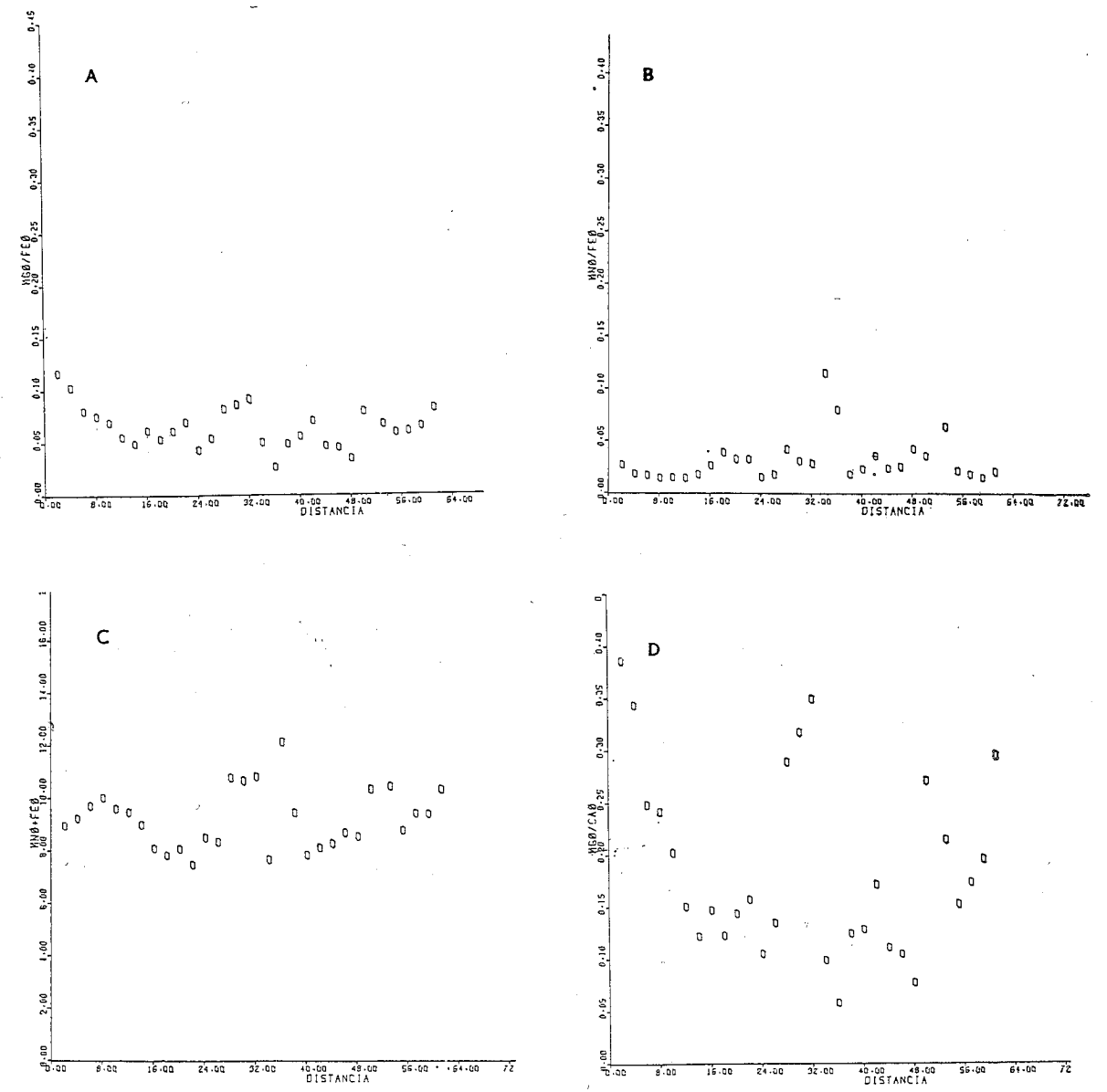


Fig. 18. Diagramas de variación de MgD/FeO (A), MnO/FeO (B), MnO+FeO (C) y MgO/CaO *versus* distancia. Granate 161.

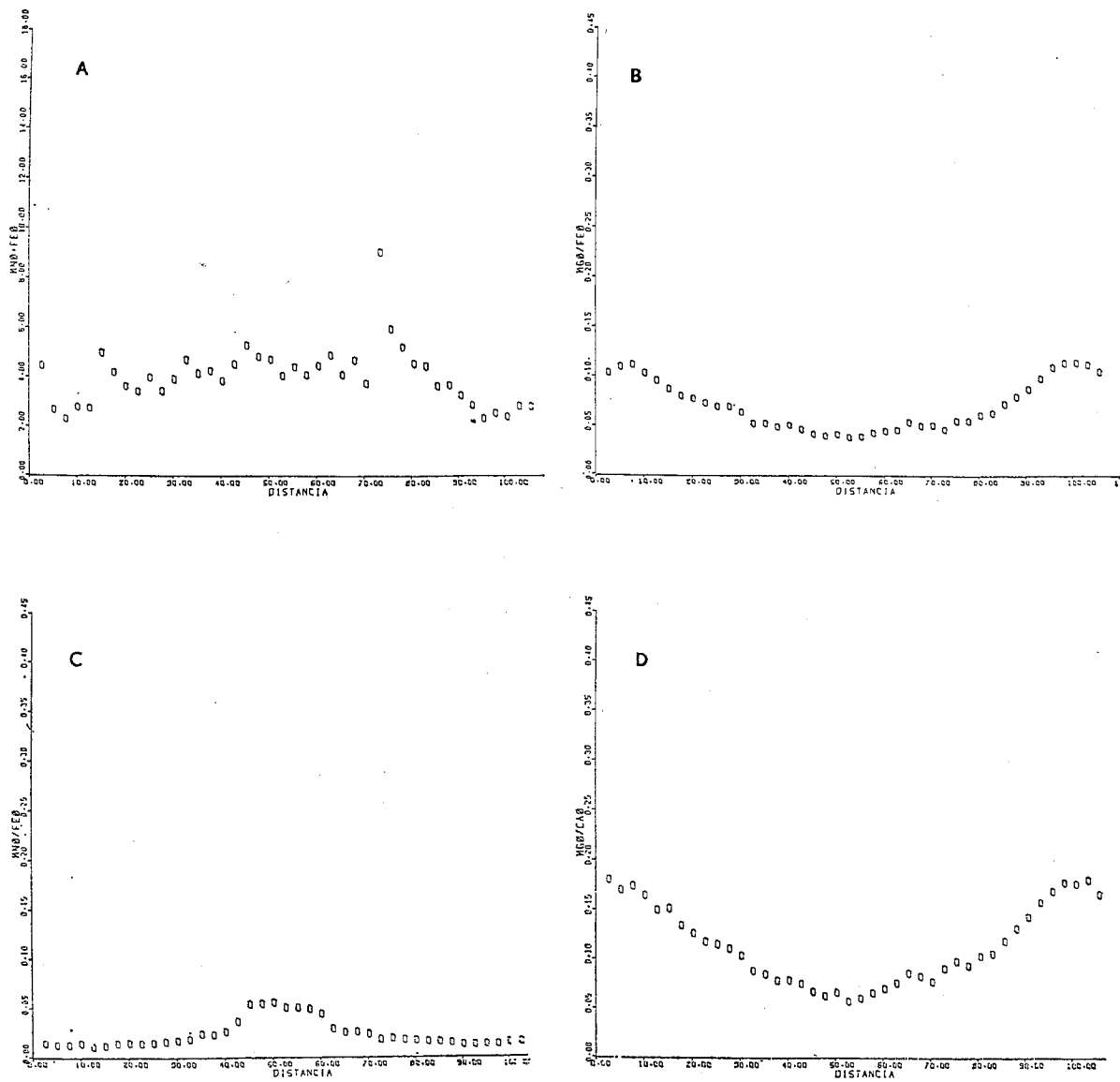


Fig. 19. Diagramas de variación de MnO+FeO (A), MgO/FeO (B), MnO/FeO (C) y MgO/CaO versus distancia. Granate 163.

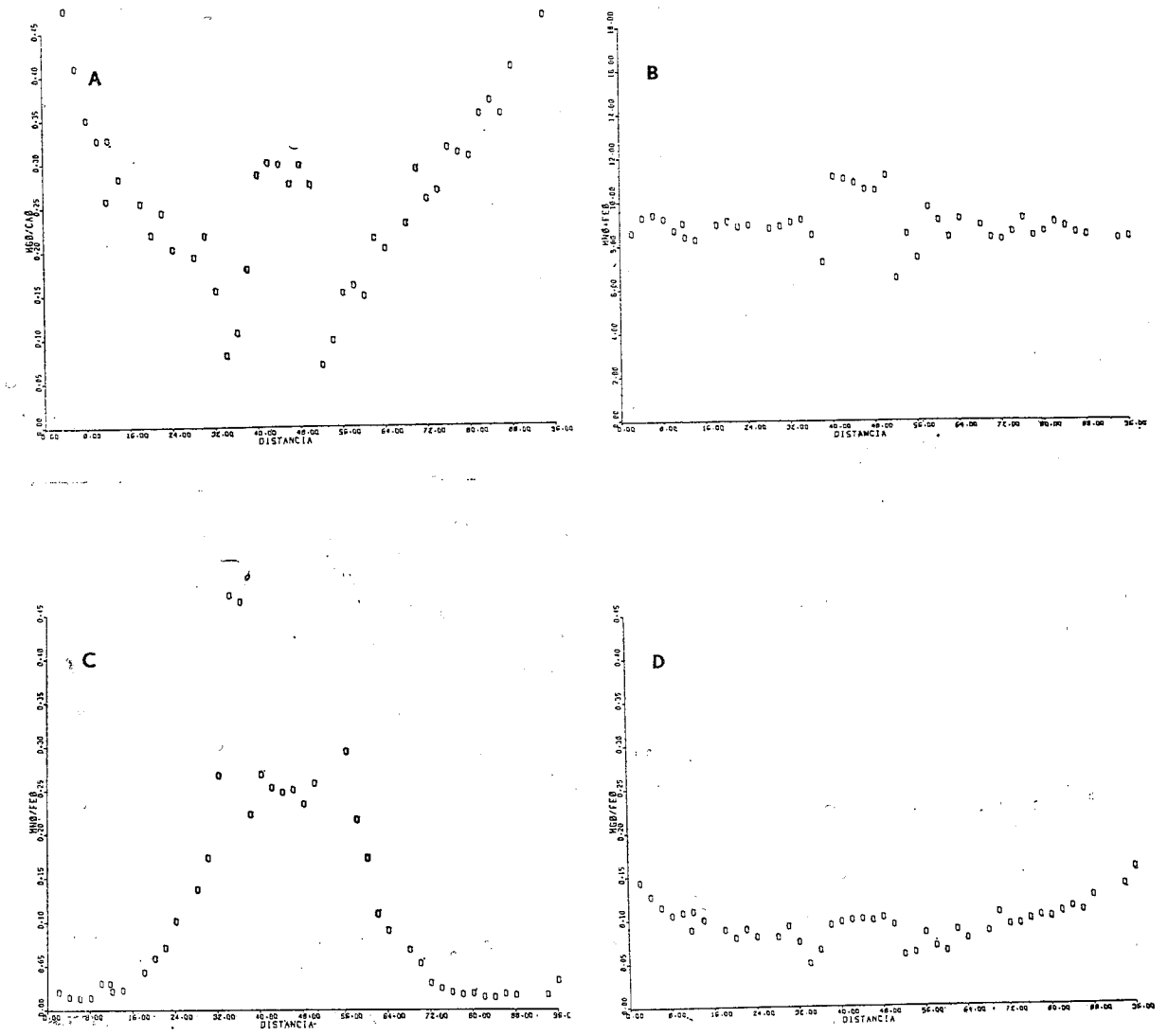


Fig. 20. Diagramas de variación de MgO/CaO (A), MnO+FeO (B), MnO/FeO (C) y MgO/FeO (D) versus distancia. Granate 176.

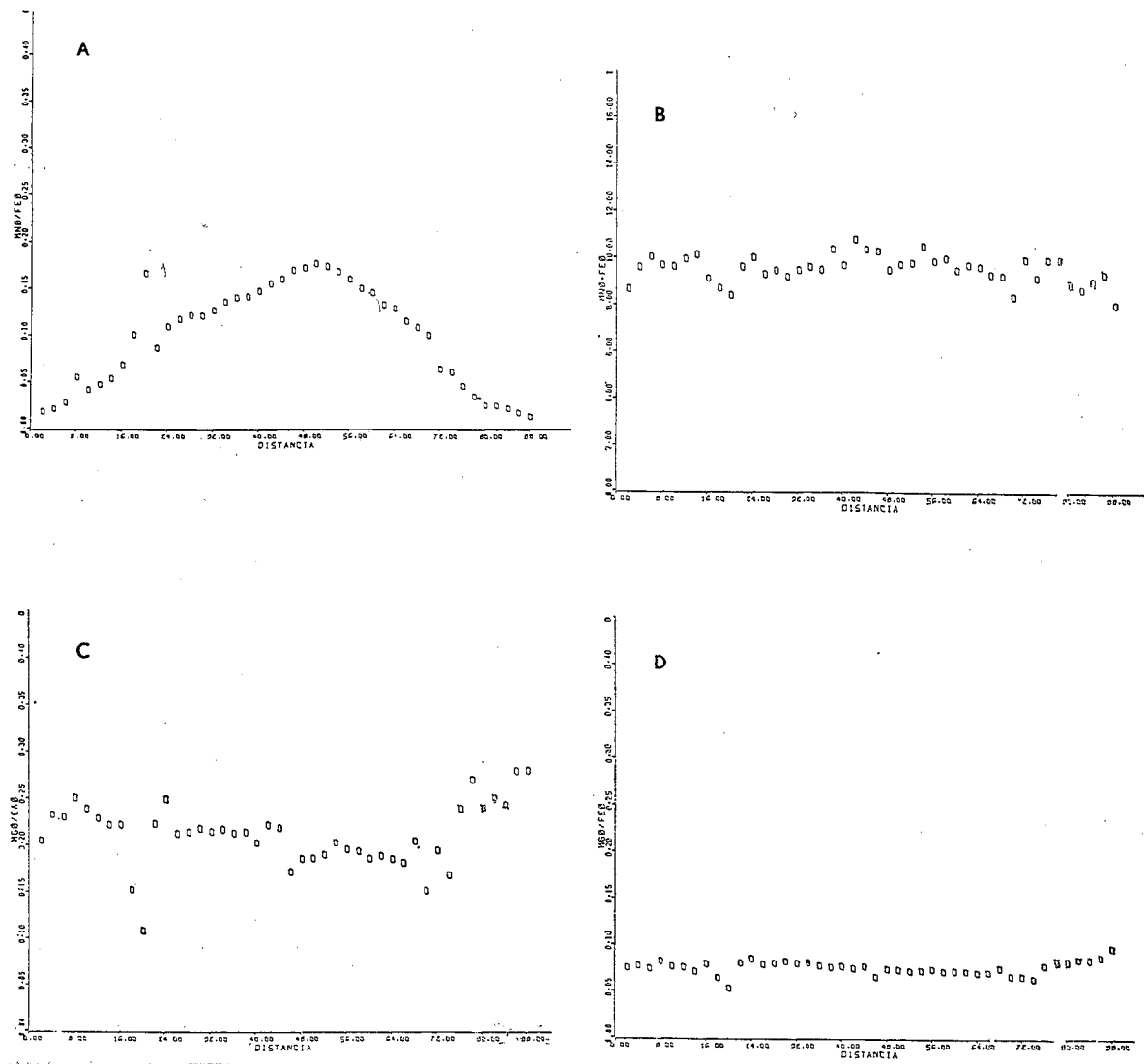


Fig. 21. Diagramas de variación de MnO/FeO (A), MnO+FeO (B), MgO/CaO (C) y MgO/FeO (D) versus distancia. Granate 209.

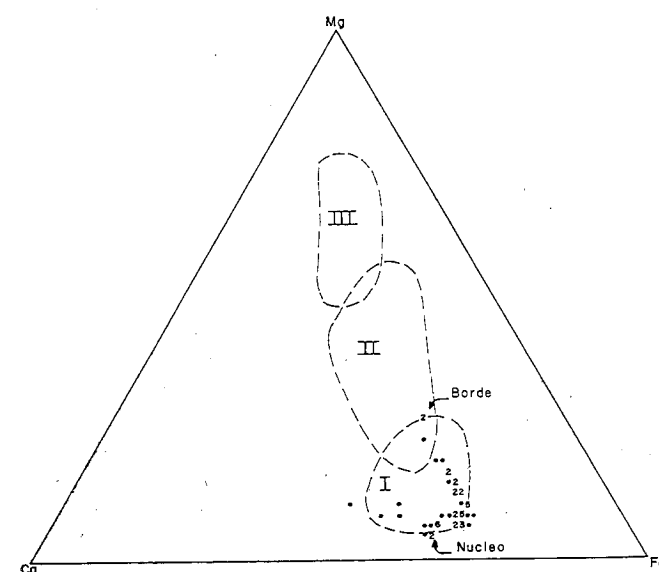


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 149

Fig. 22

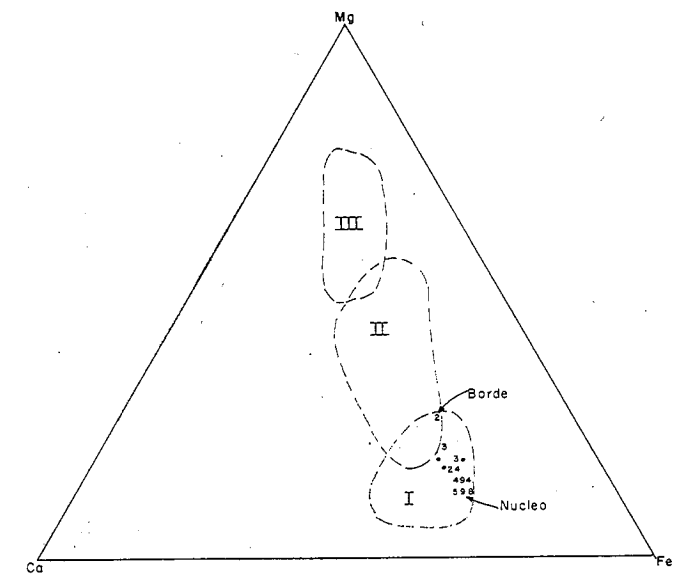


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 151

Fig. 23

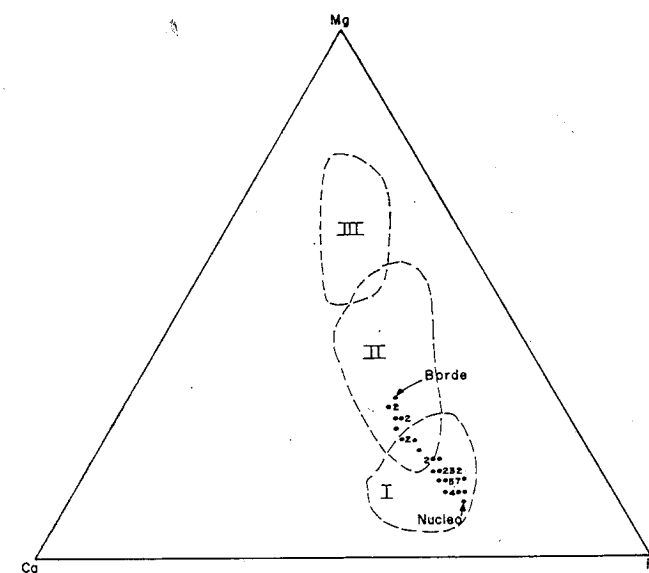


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 155

Fig. 24

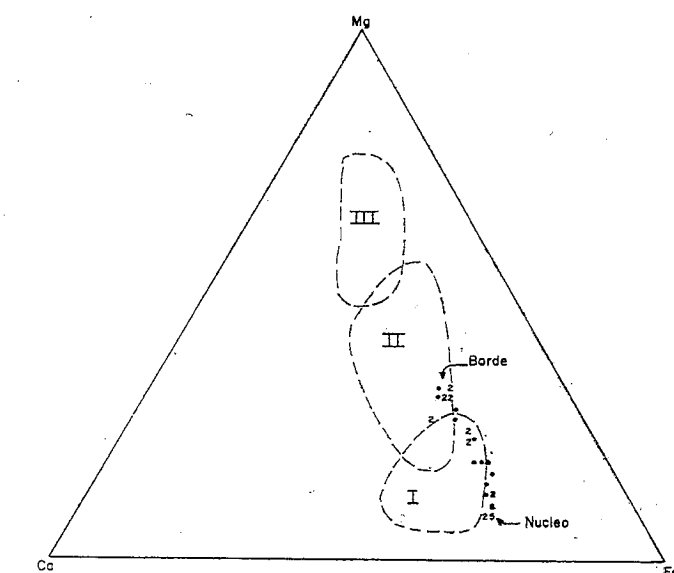


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 158

Fig. 25

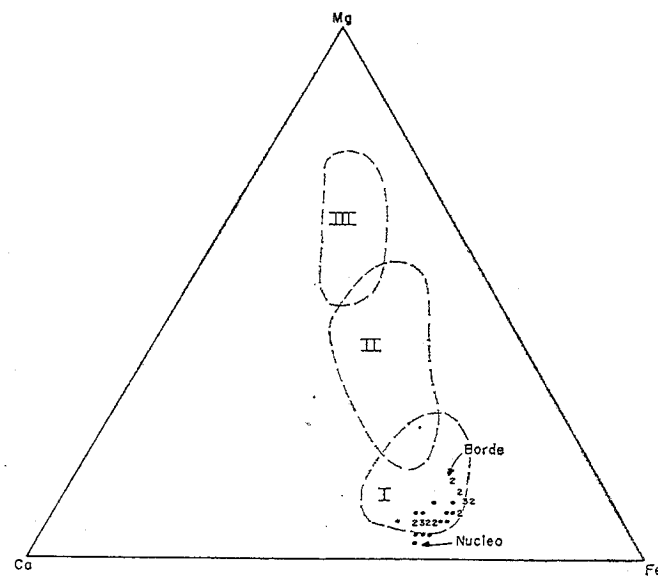


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 161

Fig. 26

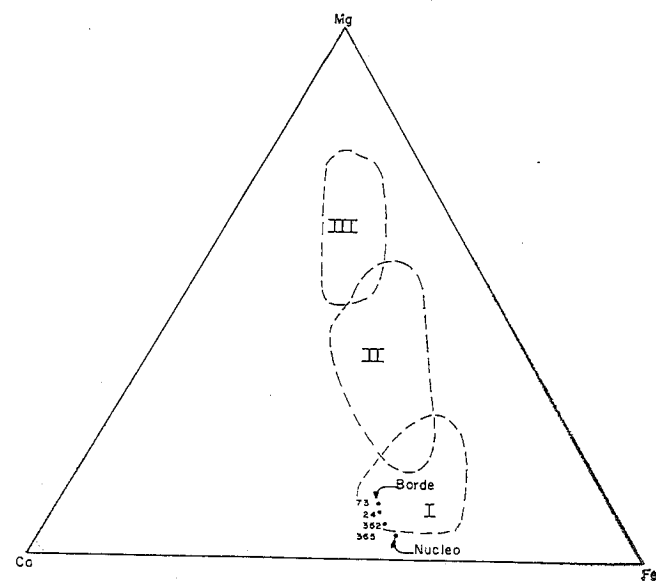


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 163

Fig. 27

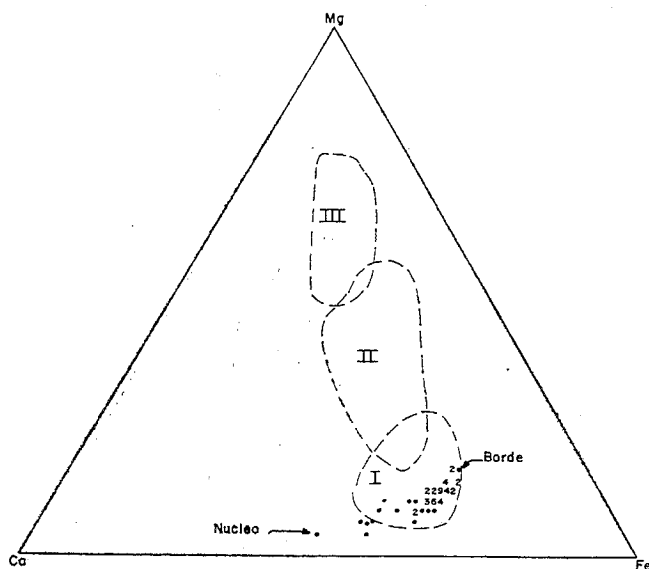


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 176

Fig. 28

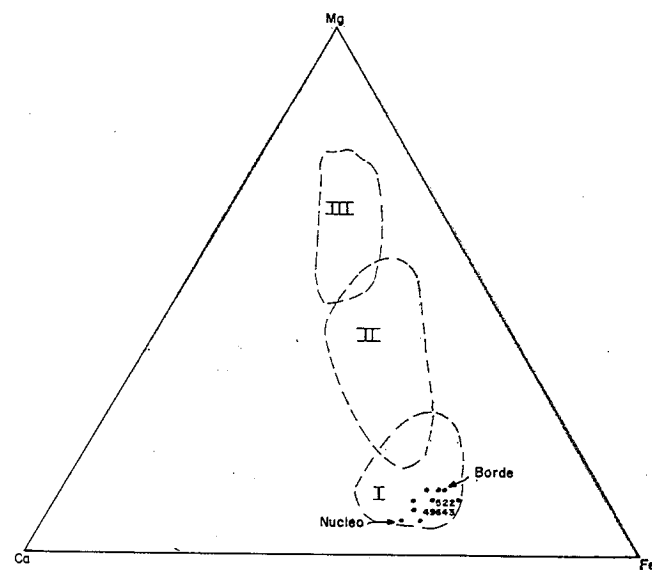


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 209

Fig. 29

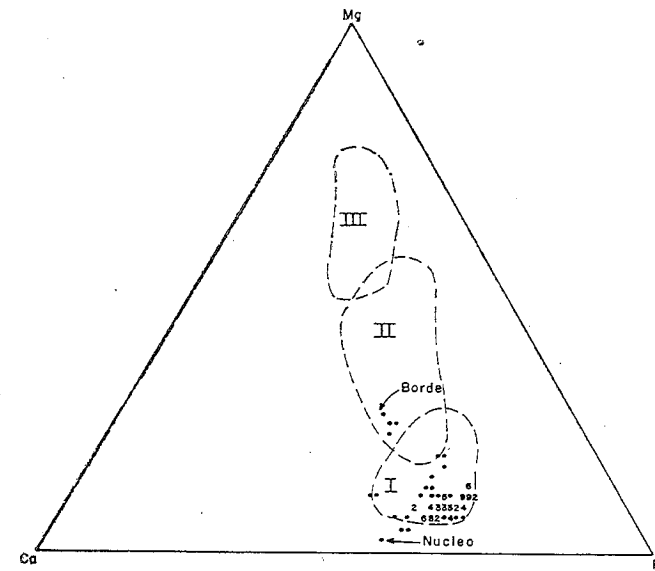


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 228

Fig. 30

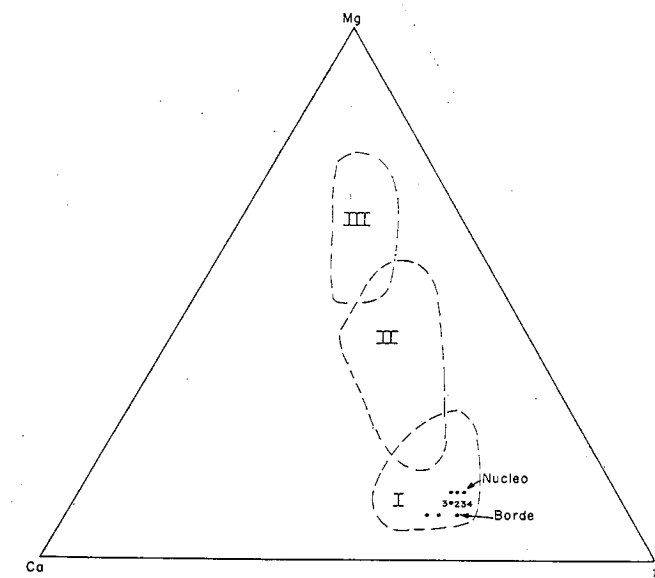


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 230

Fig. 31

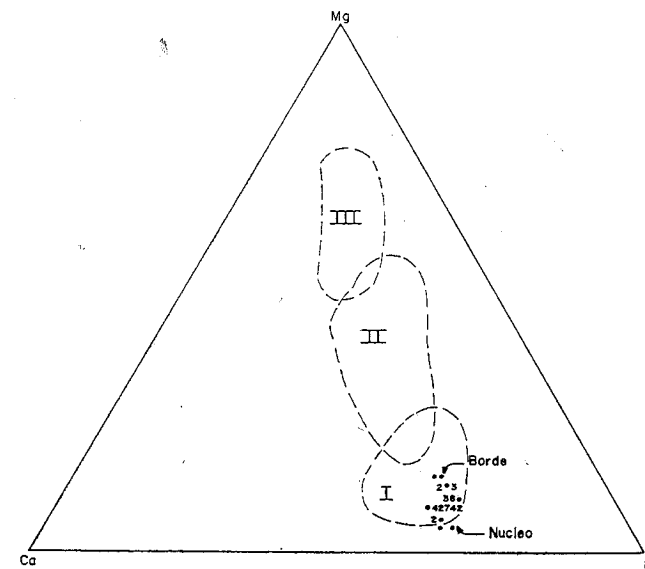


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION DE COMPOSICION DEL NUCLEO AL BORDE DEL GRANATE 272

Fig. 32

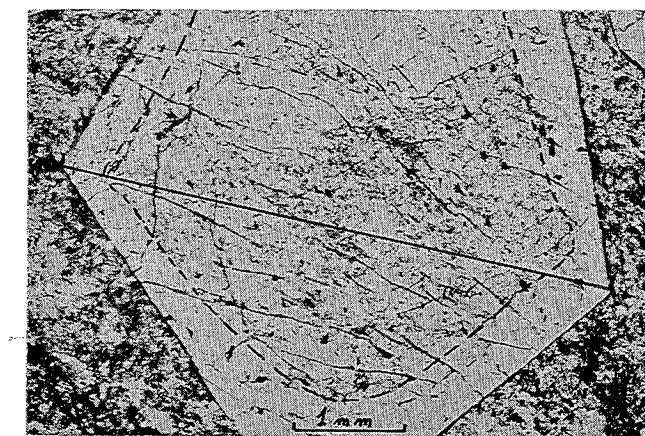


Fig. 33. Fotomicrografía del cristal de granate de la muestra 158, donde se señala la sección transversal analizada. Nótese la aureola libre de inclusiones. Luz natural.



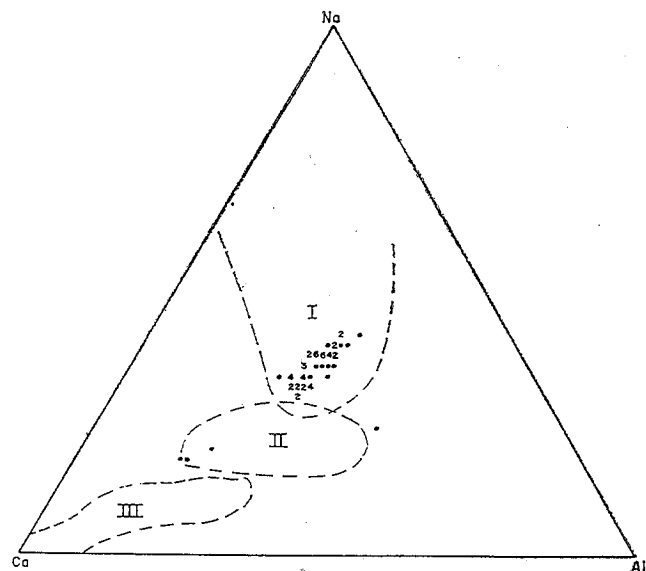


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION COMPOSICIONAL EN LOS PIROXENOS DE LAS ROCAS ECLOGITICAS DE LA ISLA DE MARGARITA

Fig. 34

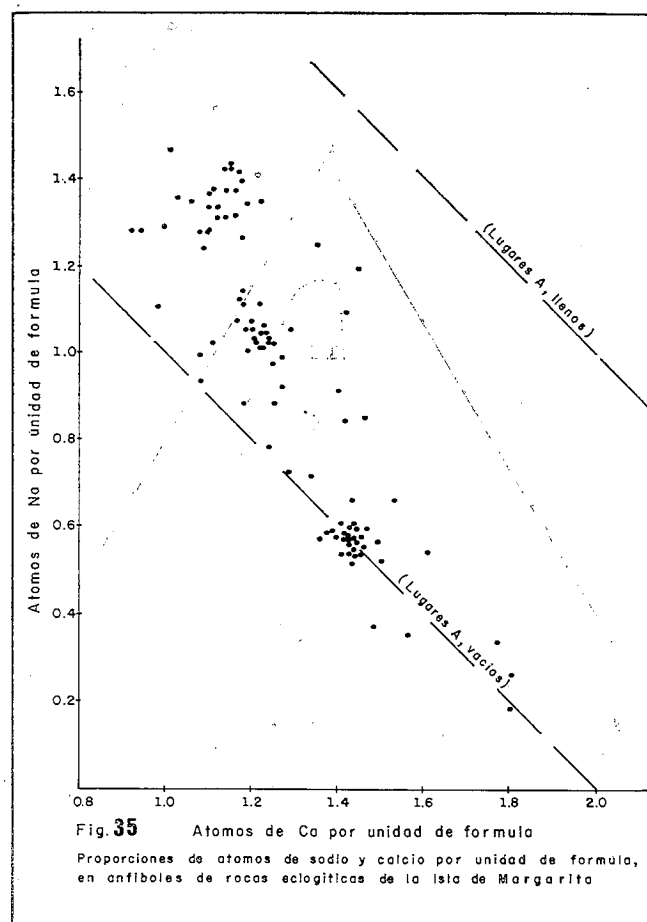


Fig. 35 Atomos de Ca por unidad de formula  
Proporciones de atomos de sodio y calcio por unidad de formula, en anfiboles de rocas eclogiticas de la Isla de Margarita

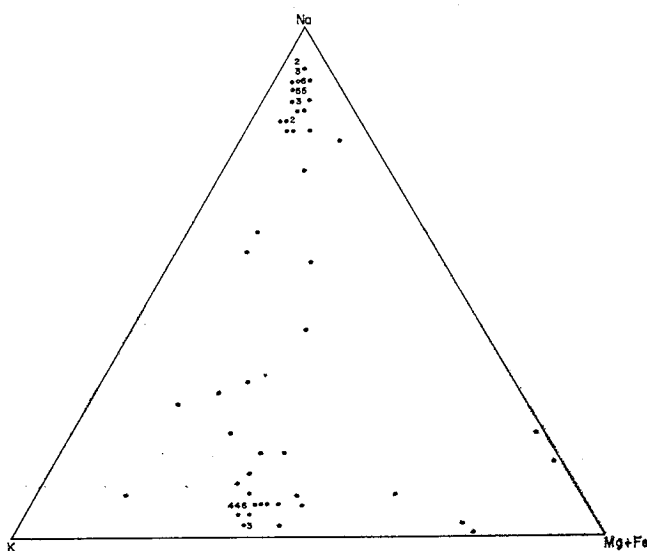


DIAGRAMA TRIANGULAR DONDE SE MUESTRA LA VARIACION COMPOSICIONAL DE LAS MICAS DE LAS ROCAS ECLOGITICAS DE LA ISLA DE MARGARITA

Fig. 37

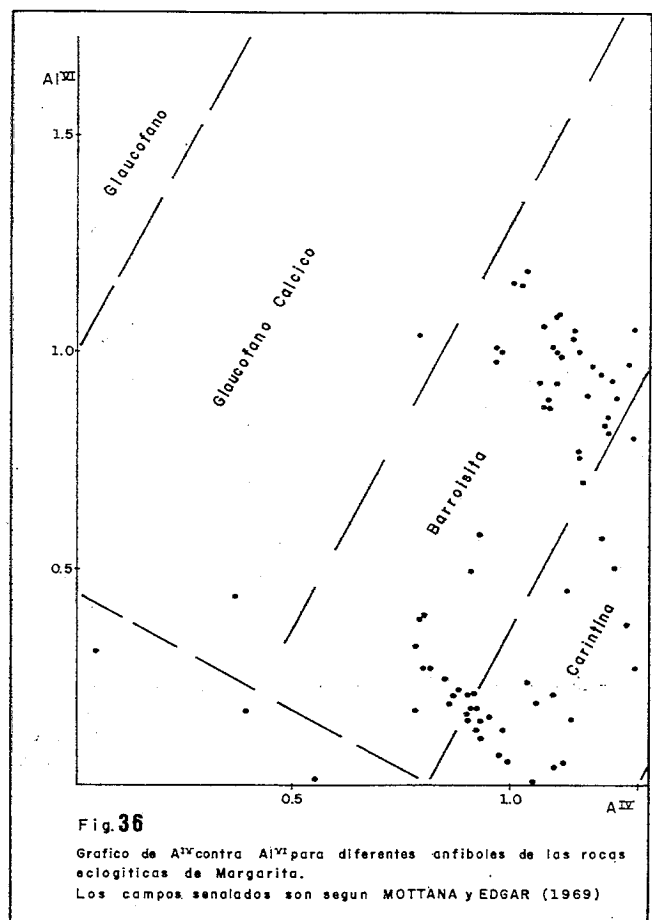


Fig. 36 Grafico de Al<sup>IV</sup> contra Al<sup>VI</sup> para diferentes anfiboles de las rocas eclogiticas de Margarita. Los campos senalados son segun MOTTANA y EDGAR (1969)

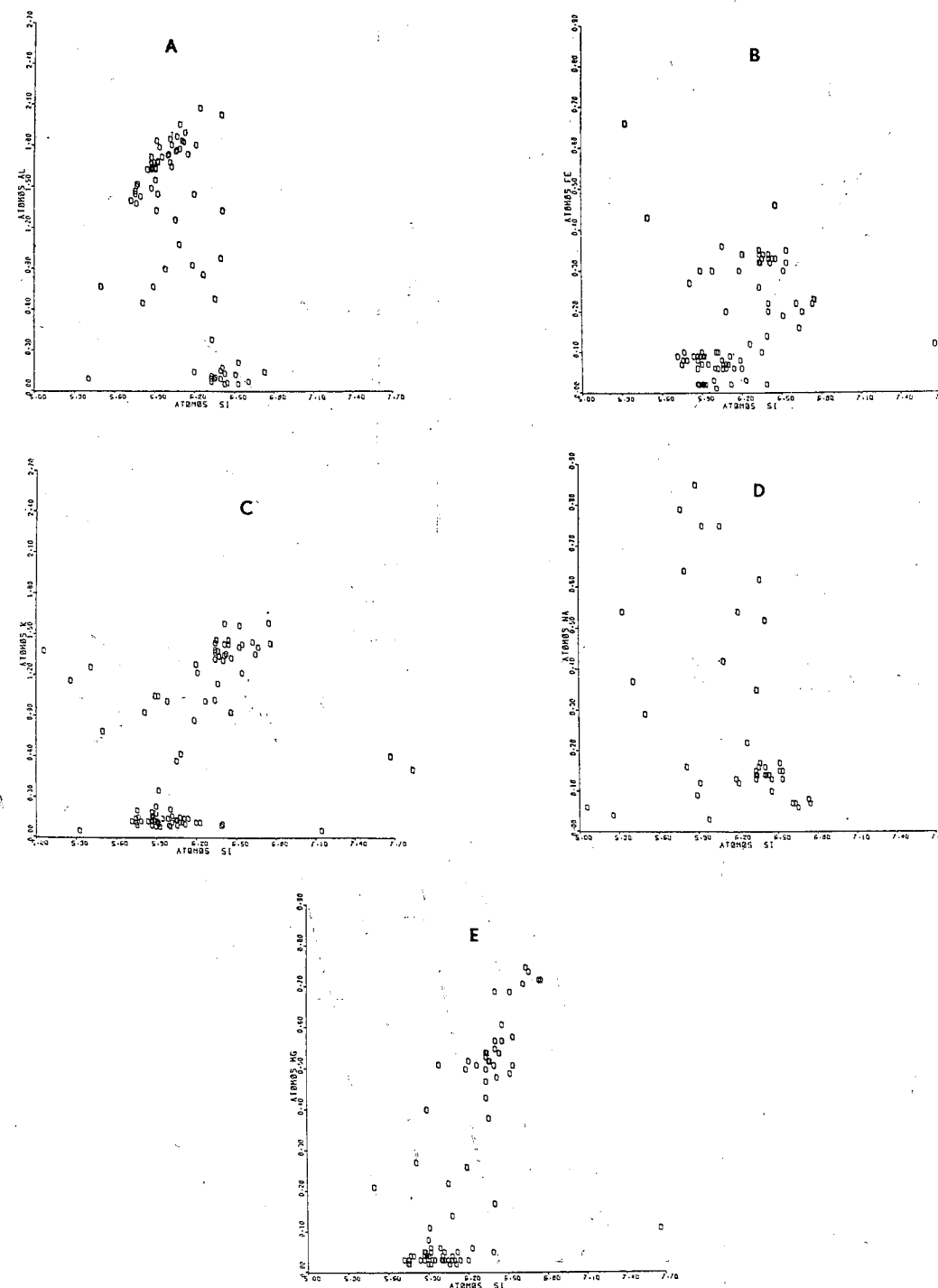


Fig. 38. Diagrama de átomos de aluminio (A), Hierro (B), potasio (C), sodio (D) y magnesio (E) versus silicio, para las micas blancas de las eclogitas de Margarita.

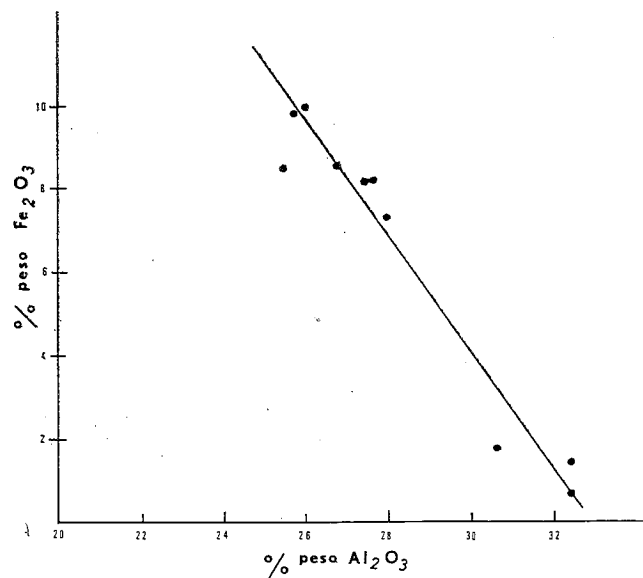


Fig. 39. Contenido de  $Al_2O_3$  versus  $Fe_2O_3$  en las epidotas de las eclogitas de Margarita.

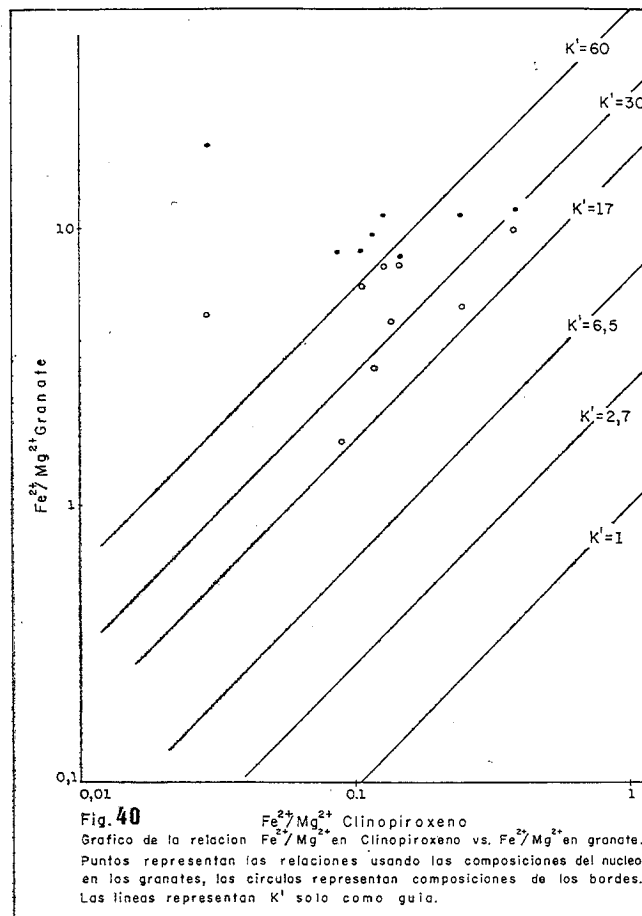


Fig. 40. Gráfico de la relación  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$  en Clinopiroxeno vs.  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$  en granate. Puntos representan las relaciones usando las composiciones del núcleo en los granates, los círculos representan composiciones de los bordes. Las líneas representan  $K'$  solo como guía.

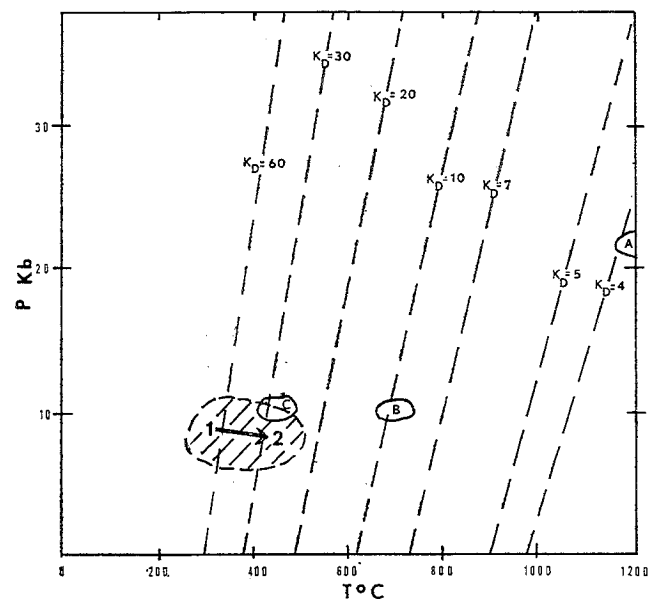


Fig. 41. Gráfico P-T donde se muestran líneas con diferentes valores de  $K'_D$ . Se señalan también los campos correspondientes a las eclogitas de los tipos A, B y C, así como también el campo de las eclogitas de Margarita.

TABLA 1  
COMPOSICION QUIMICA DE GRANATES

Oxidos	176 Núcleo	176 Borde	209 Núcleo	209 Borde	158 Núcleo	158 Borde	151 Núcleo	151 Borde	161 Núcleo	161 Borde	228 Núcleo	228 Borde
SiO <sub>2</sub>	38,23	37,72	37,84	38,33	37,64	39,60	38,33	39,37	38,92	38,04	37,75	37,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,64	20,60	19,87	20,90	20,58	19,87	20,91	21,81	21,06	20,51	20,55	20,56
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,05	0,18	0,07	0,20	0,08	0,16	0,05	0,09	0,04	0,24	0,13
FeO	19,81	29,03	25,17	23,54	28,89	26,75	27,66	24,12	24,83	28,49	27,49	29,99
MgO	0,97	3,34	1,86	2,19	1,97	6,46	3,22	6,48	1,24	1,40	2,19	1,57
MnO	9,40	0,38	4,34	0,41	3,04	0,46	1,70	0,59	2,85	0,51	3,14	0,68
CaO	11,87	8,15	10,05	10,25	8,13	7,53	8,16	8,23	12,54	11,42	8,97	10,77
Total	100,74	99,27	99,41	95,69	100,45	100,75	100,13	100,64	101,53	100,41	100,13	101,58

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	6,002	6,020	6,071	6,215	6,007	6,131	6,052	6,038	6,079	6,045	5,994	5,986
Al <sup>iv</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,006	0,014
Al <sup>vi</sup>	3,819	3,875	3,776	3,994	3,871	3,626	3,892	3,940	3,877	3,841	3,860	3,815
Ti	0,093	0,010	0,022	0,009	0,024	0,009	0,019	0,006	0,011	0,005	0,029	0,015
Fe <sup>2+</sup>	2,601	3,709	3,377	3,192	3,856	3,464	3,603	3,093	3,243	3,786	3,670	3,963
Mg	0,227	0,718	0,445	0,529	0,468	1,491	0,758	1,481	0,289	0,332	0,521	0,370
Mn	1,250	0,115	0,590	0,056	0,41	0,060	0,227	0,077	0,377	0,069	0,425	0,091
Ca	1,997	1,580	1,728	1,390	1,249	1,381	1,352	2,098	1,944	1,944	1,534	1,823

TABLA 1 (Continuación)

Oxidos	155 Núcleo	155 Borde	149 Núcleo	149 Borde	141 Núcleo	141 Borde	136 Núcleo	136 Borde	115 Núcleo	115 Borde	221 Núcleo	221 Borde
SiO <sub>2</sub>	38,20	38,71	38,03	38,67	37,50	38,42	37,58	38,10	38,07	38,62	37,61	37,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,15	21,90	20,03	21,25	20,51	21,26	20,81	20,95	20,83	21,49	20,87	20,67
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,08	0,37	0,15	0,21	0,09	0,31	0,18	0,20	0,08	0,21	0,20
FeO	23,02	18,39	23,22	23,95	22,90	23,60	25,27	26,74	28,20	26,38	26,64	27,88
MgO	3,88	6,37	1,39	4,26	1,56	2,88	1,27	2,05	1,71	3,32	2,33	3,05
MnO	1,80	0,68	2,70	0,27	0,65	0,23	3,08	0,34	1,44	0,17	4,36	1,25
CaO	8,49	10,08	10,45	8,37	11,53	9,91	10,09	10,68	9,69	10,49	7,47	8,00
Total	96,74	96,21	96,19	96,92	94,86	96,36	98,41	99,04	100,14	100,56	99,49	98,90

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	6,121	6,092	6,027	6,157	6,165	6,169	6,059	6,068	6,051	6,028	6,020	6,054
Al <sup>iv</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sup>vi</sup>	3,994	4,062	3,853	3,988	3,974	4,023	3,954	3,933	3,902	3,953	3,937	3,897
Ti	0,024	0,009	0,045	0,018	0,026	0,011	0,038	0,022	0,024	0,011	0,025	0,024
Fe <sup>2+</sup>	3,085	2,420	3,170	3,189	3,148	3,169	3,407	3,562	3,748	3,444	3,566	3,729
Mg	0,927	1,494	0,338	1,011	0,382	0,689	0,305	0,487	0,405	0,772	0,556	0,727
Mn	0,244	0,091	0,373	0,036	0,091	0,031	0,421	0,046	0,194	0,022	0,591	0,169
Ca	1,458	1,700	1,827	1,428	2,031	1,705	1,743	1,823	1,650	1,754	1,282	1,371

TABLA 1 (Continuación)

Oxidos	163 Núcleo	163 Borde	155 Núcleo	155 Borde	111 Núcleo	111 Borde
SiO <sub>2</sub>	38,02	37,97	37,95	39,73	37,37	37,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,25	21,38	21,40	21,80	21,46	21,40
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,15	-	-	0,26	0,24
FeO	22,68	21,83	27,00	20,46	26,12	27,56
MgO	0,63	2,49	4,07	7,53	1,26	2,50
MnO	2,71	0,30	1,46	0,48	1,95	0,22
CaO	13,90	14,20	8,13	9,51	11,07	10,23
Total	99,32	98,32	100,01	99,51	99,49	100,14

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	6,047	6,019	5,979	6,076	5,966	5,993
Al <sup>iv</sup>	-	-	0,021	-	0,034	0,007
Al <sup>vi</sup>	3,983	3,994	3,953	3,929	4,004	3,972
Ti	0,016	0,018	-	-	0,031	0,028
Fe <sup>2+</sup>	3,017	2,894	3,558	2,617	3,487	3,636
Mg	0,149	0,588	0,956	1,716	0,300	0,588
Mn	0,365	0,040	0,195	0,062	0,264	0,029
Ca	2,369	2,412	1,372	1,558	1,894	1,729

TABLA 2

COMPOSICION QUIMICA DE CLINOPIROXENOS

Oxidos	176 Núcleo	176 Borde	209 Núcleo	209 Borde	267	158	161	149	141	136	111	115	121	163
SiO <sub>2</sub>	55,25	54,99	56,59	55,90	55,80	56,56	56,46	56,56	56,45	56,88	56,97	56,93	56,98	55,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,56	9,63	10,15	9,62	9,30	9,88	10,91	9,20	9,65	9,10	10,53	10,12	9,83	5,14
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,08	0,08	0,06	-	-	-	0,07	-	-	0,05	-	0,06	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,19	4,73	5,43	5,97	3,43	3,93	4,04	3,35	2,85	2,21	1,82	2,58	4,30	6,36
FeO	3,57	3,40	2,09	2,10	2,56	1,42	3,50	1,79	2,15	2,10	1,54	0,99	2,55	0,33
MgO	6,42	6,78	7,25	7,45	8,21	9,07	6,05	8,50	8,17	8,48	9,07	9,25	7,71	11,15
CaO	10,59	11,09	12,25	12,41	13,01	13,39	11,16	14,51	13,44	14,14	14,52	15,06	13,52	19,87
Na <sub>2</sub> O	7,85	7,46	7,92	7,53	6,60	6,76	8,08	6,44	6,86	6,56	6,48	6,41	6,97	3,18
Total	98,49	98,16	100,86	101,04	98,91	101,01	100,20	100,42	99,57	99,47	100,98	101,34	101,92	101,49

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 6 OXIGENOS

Si	2,003	2,005	1,989	1,984	2,009	1,988	2,009	2,005	2,014	2,028	1,995	1,991	1,993	1,973
Al <sup>iv</sup>	-	-	0,011	0,016	-	0,012	-	-	-	-	0,005	0,009	0,007	0,027
Al <sup>vi</sup>	0,451	0,414	0,398	0,370	0,395	0,378	0,458	0,384	0,406	0,382	0,425	0,399	0,392	0,162
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	-	-	-	0,002	-	-	0,001	-	0,002	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,108	0,104	0,061	0,062	0,077	0,041	0,108	0,089	0,064	0,063	0,045	0,029	0,075	0,010
Fe <sup>3+</sup>	0,144	0,130	0,144	0,159	0,093	0,102	0,104	0,053	0,077	0,059	0,048	0,068	0,121	0,171
Mg	0,347	0,368	0,380	0,394	0,440	0,467	0,323	0,449	0,434	0,451	0,473	0,400	0,402	0,592
Ca	0,411	0,433	0,461	0,472	0,502	0,533	0,426	0,551	0,514	0,540	0,545	0,564	0,507	0,758
Na	0,552	0,527	0,540	0,518	0,461	0,453	0,598	0,443	0,474	0,454	0,440	0,435	0,473	0,220

\*Calculado

TABLA 3

COMPOSICION QUIMICA DE ANFIBOLES

Oxidos	176	272	209	267	151	228	161	155	281	141	136	111	111
SiO <sub>2</sub>	48,98	50,88	44,82	49,11	54,36	47,50	45,53	57,93	47,71	53,47	55,08	44,59	56,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,33	6,39	11,88	10,14	4,84	12,32	13,55	1,63	11,41	5,92	3,23	13,06	2,14
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,17	0,38	0,23	0,10	0,35	0,43	-	0,53	0,05	6,83	0,08	-
FeO	12,04	10,71	15,13	9,75	7,24	14,12	16,13	4,75	9,88	9,04	0,11	16,66	8,89
MgO	11,74	15,38	11,14	14,17	18,52	11,51	8,37	20,49	12,94	14,28	16,85	7,81	18,12
MnO	0,05	0,04	0,09	0,11	0,10	0,06	0,08	0,14	0,21	-	0,08	0,13	-
CaO	6,62	9,72	9,15	8,03	11,74	7,71	7,41	12,20	8,50	8,88	10,38	9,57	11,89
Na <sub>2</sub> O	4,76	2,12	3,93	3,34	1,39	3,64	5,07	0,07	3,35	2,84	1,47	3,14	0,98
K <sub>2</sub> O	0,18	0,12	0,20	0,25	0,01	0,23	0,43	0,02	0,29	0,16	0,09	0,17	0,05
K <sub>2</sub> O	4,01	4,48	3,28	4,87	1,61	2,54	2,94	2,13	5,18	5,36	5,89	4,79	1,50

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 24 (O, OH, F)

Si	6,834	7,034	6,485	6,733	7,636	6,817	6,614	7,988	6,545	7,225	7,330	6,355	7,961
Al <sup>iv</sup>	1,166	0,966	1,515	1,267	0,364	1,183	1,386	0,012	1,455	0,775	0,507	1,645	0,039
Al <sup>vi</sup>	0,697	0,075	0,511	0,371	0,438	0,901	0,934	0,253	0,390	0,167	-	0,549	0,378
Ti	0,029	0,018	0,041	0,024	0,011	0,038	0,047	-	0,055	0,055	0,022	0,009	-
Fe	1,405	1,238	1,831	1,118	0,851	1,695	1,960	0,548	1,133	1,021	0,760	1,986	2,303
Mg	2,441	3,169	2,402	2,895	3,877	2,462	1,812	4,211	2,645	2,875	3,42	1,659	3,810
Mn	0,006	0,005	0,011	0,013	0,012	0,007	0,010	0,016	0,024	-	0,009	0,016	-
Ca	0,990	1,440	1,418	1,179	1,767	1,186	1,153	1,802	1,249	1,286	1,480	1,461	2,751
Na	1,288	0,568	1,102	0,888	0,379	1,013	1,428	0,019	0,891	0,744	0,379	0,868	0,268
K	0,032	0,021	0,037	0,044	0,018	0,042	0,080	0,004	0,051	0,028	0,015	0,031	0,013
H	1,997	2,188	1,677	2,359	0,799	1,228	1,509	1,038	2,51	2,559	2,769	2,412	0,748

TABLA 4

COMPOSICION QUIMICA DE MICAS

Oxidos	176	209	158	158	151	161	281	149	141	136	199	199	221	221
	Pa	Pa	Pa	Fe	Pa	Pa	Pa	Fe	Fe	Fe	Pa	Fe	Fe	Pa
SiO <sub>2</sub>	46,57	47,48	46,78	48,90	47,98	50,71	47,41	47,26	50,58	52,45	48,20	47,31	48,76	47,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,18	37,87	39,30	32,37	39,37	26,70	38,33	39,11	26,41	25,77	38,30	32,95	33,07	38,57
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,11	0,13	0,06	0,09	0,38	0,14	0,10	0,32	0,21	0,08	0,10	0,08	0,09
FeO	0,84	0,91	0,16	1,25	0,17	3,25	0,72	0,10	1,80	2,15	0,55	2,88	2,88	0,60
MgO	0,20	0,17	0,19	2,61	0,28	2,68	0,18	0,18	3,61	3,78	0,14	2,72	2,64	0,19
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-
CaO	0,17	0,19	0,36	0,13	0,29	-	0,18	0,31	-	-	0,17	0,12	0,15	0,24
Na <sub>2</sub>	7,32	6,95	6,94	2,06	7,02	0,59	7,57	7,67	0,67	0,29	7,07	0,13	0,51	7,22
K <sub>2</sub> O	0,82	1,00	0,77	7,86	0,61	8,74	0,78	0,48	0,56	8,83	0,88	6,27	5,37	0,68
H <sub>2</sub> O*	5,79	5,32	5,38	4,76	4,20	6,96	4,70	4,79	7,04	6,52	4,60	7,52	6,53	4,66

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 24 (O, OH, F)

Si	5,714	6,014	5,901	6,378	61,06	6,521	6,043	5,996	6,497	6,726	6,129	5,956	6,171	6,072
Al <sup>iv</sup>	2,286	1,986	2,099	1,622	1,894	0,479	1,957	2,004	1,503	1,274	1,871	2,034	1,829	1,928
Al <sup>vi</sup>	3,113	3,668	3,744	3,354	3,011	2,453	3,801	3,844	2,495	2,621	3,835	3,864	3,104	3,851
Ti	0,007	0,010	0,012	0,006	0,009	0,063	0,013	0,010	0,031	0,020	0,008	0,009	0,008	0,009
Fe	0,088	0,096	0,017	0,136	0,018	0,703	0,077	0,011	0,193	0,231	0,058	0,304	0,305	0,064
Mg	0,031	0,032	0,036	0,507	0,053	0,514	0,034	0,034	0,691	0,722	0,027	0,511	0,498	0,036
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,003	-
Ca	0,019	0,026	0,049	0,018	0,040	-	0,025	0,042	-	-	0,023	0,016	0,020	0,033
Na	1,771	1,707	1,697	0,521	1,732	0,147	1,871	1,887	0,167	0,072	1,743	0,032	0,125	1,780
K	0,119	0,162	0,124	1,308	0,099	1,434	0,127	0,078	1,567	1,444	0,143	1,009	0,867	0,110
H	3,767	2,381	2,398	2,193	1,888	3,162	2,116	2,147	3,195	2,954	2,066	3,350	2,920	2,093

\* Calculado

TABLA 4 (Continuación)

Oxidos	212 Pa	212 Fe	212 Bi	163 Fe	160 Pa	160 Fe	230 Pa
SiO <sub>2</sub>	47,2	44,54	39,76	51,41	48,45	70,02	47,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,74	32,83	25,55	26,93	38,63	32,01	39,11
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,27	0,20	0,29	-	0,49	-
FeO	0,52	4,14	12,63	2,03	0,58	2,66	0,57
MgO	0,24	1,16	5,19	3,72	0,15	1,46	0,12
MnO	-	0,05	0,17	-	-	-	-
CaO	0,19	0,17	0,17	-	0,15	0,07	0,22
Na <sub>2</sub> O	7,64	1,21	1,39	0,29	7,30	0,65	7,38
K <sub>2</sub> O	0,68	5,04	7,26	8,83	0,68	5,90	0,57
H <sub>2</sub> O	4,71	10,60	7,66	6,51	4,07	9,76	4,52
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 24 (O, OH, F)

Si	6,012	5,488	5,402	6,597	6,187	5,796	6,048
Al <sup>iv</sup>	1,978	2,512	2,598	1,403	1,813	2,204	1,952
Al <sup>vi</sup>	3,835	2,256	1,493	2,670	4,001	2,446	3,915
Ti	0,006	0,025	0,020	0,028	-	0,045	-
Fe	0,055	0,427	1,435	0,218	0,062	0,274	0,061
Mg	0,046	0,213	1,051	0,711	0,029	0,268	0,023
Mn	-	0,005	0,020	-	-	-	-
Ca	0,026	0,022	0,025	-	0,021	0,009	0,03
Na	1,886	0,289	0,366	0,072	1,807	0,155	1,821
K	0,110	0,792	1,258	1,445	0,111	0,929	0,093
H	2,119	4,614	3,677	2,951	1,836	4,250	2,032

TABLA 5

COMPOSICION QUIMICA DE MINERALES DEL GRUPO DE LA EPIDOTA

Oxidos	281	158	221	199	111	136	155	151	176	209
SiO <sub>2</sub>	38,33	41,42	39,16	38,94	38,70	37,93	40,02	39,45	38,05	38,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,50	30,57	27,67	27,92	26,69	25,60	32,38	32,39	25,69	25,99
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,10	0,10	0,11	0,15	0,13	0,09	0,09	0,10	0,11
FeO	7,47	1,64	7,43	6,63	7,47	7,39	0,64	1,24	8,84	8,97
MgO	0,08	0,88	0,04	0,05	-	-	0,06	0,14	0,07	0,06
MnO	0,19	0,03	0,07	0,07	0,16	0,14	-	-	0,09	0,04
CaO	22,68	23,60	23,27	23,99	23,89	23,12	24,32	23,89	22,60	23,64
Na <sub>2</sub> O	-	0,48	-	-	-	-	0,03	0,04	-	-
H <sub>2</sub> O	5,64	1,22	1,81	2,29	2,67	5,69	2,47	2,77	4,56	3,13
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 12 OXIGENOS (ANHIDRAS)

Si	3,000	2,990	2,940	2,930	2,950	2,970	2,910	2,890	2,970	3,220
Al <sup>iv</sup>	-	0,010	0,060	0,070	0,050	0,030	0,090	0,010	0,030	-
Al <sup>vi</sup>	2,330	2,570	2,370	2,390	2,330	2,320	2,670	2,660	2,310	2,340
Ti	0,010	0,030	0,010	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
Fe	0,460	0,100	0,460	0,410	0,490	0,480	0,040	0,050	0,570	0,570
Mg	0,020	0,100	0,010	0,010	-	-	0,010	0,020	0,010	0,010
Mn	0,010	-	0,010	0,010	0,010	0,010	-	-	-	0,010
Ca	1,940	1,770	1,950	1,980	1,990	1,980	1,940	1,910	1,930	1,990
Na	-	0,070	-	-	-	-	0,010	0,010	-	-

\* Calculado

DETERMINACION DE INDICE EN PATRONES DE POLVO.  
INTRODUCCION DE UN NUEVO METODO PARA DETER-  
MINAR LOS INDICES EN PATRONES ISOMETRICOS,  
TETRAGONALES y HEXAGONALES, DESCONOCIDOS

Por Tibor Zoltai\* y Enrique Navarro F.

Escuela de Geología y Minas  
Universidad Central de Venezuela  
Apartado 47351, Caracas 1041-A

(Recibido en octubre de 1979)

RESUMEN

La interpretación en espacio recíproco de las distancias interplanares, permite el uso de una escala (unidimensional) para determinar el índice en patrones de polvo isométrico, o para obtener los índices h00, 0k0 y hk0 en patrones tetragonales y hexagonales. Debido a que  $Q_{h00}$ ,  $Q_{hk0}$  y  $Q_{001}$  son términos aditivos, en ecuación de la red recíproca la magnitud de la translación unitaria  $a$  y los índices de las difracciones h00 y hk0 pueden obtenerse de dicha escala. La magnitud de la translación unitaria  $c$  y los índices de las difracciones hkl pueden obtenerse a partir de un gráfico sencillo (bidimensional). La determinación de ambas translaciones unitarias,  $a$  y  $c$  se considera como una mejora, sobre los métodos a partir de los cuales se obtienen sólo las relaciones  $c/a$ .

ABSTRACT

In the conventional Isometric Indexing Graph the unit translation,  $a$ , is plot against the interplanar spacing  $d_{hkl}$ . Constant hkl values, for variable  $a$  and  $c$ , are straight lines in this graph, radiating from the origin of the coordinate system. If the same graph is constructed in logarithmic and squared, reciprocal space, the constant hkl lines became parallel and offer more resolution for low  $d$ -values. Since the distance between parallel lines is constant the 2-dimensional graph can be replaced by a 1-dimensional Isometric Indexing Scale.

This known concept can be extended for the analysis of tetragonal and hexagonal crystals. Since the terms including  $a$  and  $c$  unit translation are additive terms in squared reciprocal space, they can be analysed independently:

$$\text{for hexagonal crystals } Q_{hkl} = a^2(h^2+k^2) + c^2l^2$$

$$\text{for tetragonal crystals } Q_{hkl} = a^2(h^2+k^2+hk) + c^2l^2$$

A Tetragonal and a Hexagonal Indexing Graph can be constructed in log-square, reciprocal space, which are less complicated than the conventional indexing graphs, offer increased resolution for low- $d$ -values, and allow the determination of the magnitudes of both  $a$  and  $c$  unit translations.

The magnitude of the  $a$  unit translation can be determined from modified versions of the Isometric Indexing Scale, which contain only  $\log Q_{h00}$  and  $\log Q_{hk0}$  entries. The  $\log Q_{hkl}$  values of the observed powder pattern are plot on a strip of paper which is shifted along the Indexing Scale to a position where a match exists between the two. The distance between the zero position of the strip of paper and of the  $\log Q_{100}$  position of the Indexing Scale is equal to  $\log a^2$ . The position on the observed and not observed but possible  $\log Q_{h00}$ 's and  $\log Q_{hk0}$ 's are plot along the horizontal ordinate of the Tetragonal or Hexagonal Indexing Graph and slightly curved lines are constructed by interpolation from these points. The inter-

\* Dirección actual: Dept. Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA.

TABLA 6

COMPARACION QUIMICA DE PLAGIOCLASAS

Oxidos	221	228	228	281	199
SiO <sub>2</sub>	69,89	69,21	69,53	68,67	71,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,03	19,50	19,47	17,97	18,23
TiO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-
FeO	0,08	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-
CaO	0,71	0,43	0,29	0,33	0,22
Na <sub>2</sub> O	11,02	8,50	11,79	10,83	11,60
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01
Total	100,76	97,67	101,08	97,83	101,24

REDUCCIONES ATOMICAS EN BASE A 8 OXIGENOS

Si	3,03	3,04	2,99	3,05	3,06
Al <sup>iv</sup>	0,965	100,02	0,970	0,935	0,918
Al <sup>vi</sup>	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-
Ca	0,004	0,020	0,013	0,078	0,010
Na	0,938	0,733	0,998	0,948	0,980
K	0,003	0,003	0,003	-	-