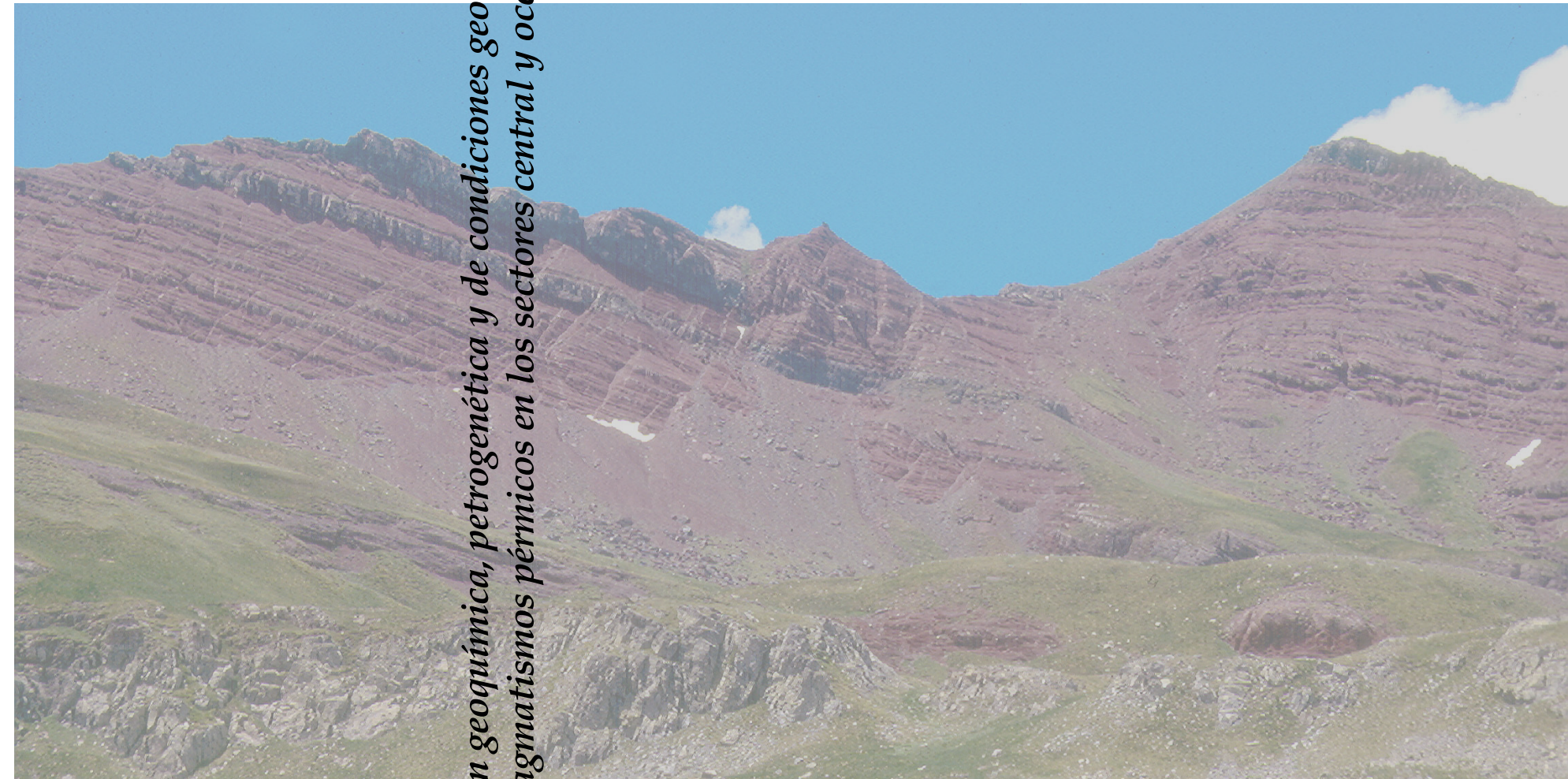




**CARLOS GALÉ BORNAO**

*Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos en los sectores central y occidental del Pirineo*



*Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos en los sectores central y occidental del Pirineo*

**TESIS DOCTORAL**

Directores: Prof. Dr. D. Marceliano Lago San José  
Prof. Dr. D. Enrique Arranz Yagüe



UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA  
FACULTAD DE CIENCIAS



CARLOS GALÉ  
BORNAO  
2005

Departamento de Ciencias de la Tierra  
Área de Petrología y Geoquímica

2005

# ÍNDICE

## *Agradecimientos*

## *Abstract*

### **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.**

<b>1.1. Introducción y objetivos del estudio.</b>	3.
<b>1.2. Situación geográfica y accesos a las zonas de estudio.</b>	5.
1.2.1. Sector Occidental: Macizo de Cinco Villas (Navarra).	5.
1.2.2. Zona de Oza-Anayet: afloramientos de Selva de Oza, Anayet y Panticosa (Huesca).	8.
1.2.3. Sector oriental: área de la Ermita de Sant Salvador (Lleida).	10.
<b>1.3. Marco geológico.</b>	12.
1.3.1. Situación geológica de los sectores estudiados.	12.
1.3.2. Situación del vulcanismo pérmico dentro del marco de los magmatismos tardihercínicos.	17.
<b>1.4. Antecedentes.</b>	20.
1.4.1. Los estudios iniciales.	20.
1.4.2. La segunda etapa.	21.
1.4.3. El final de los años 70 y el inicio de los 80.	22.
1.4.4. Tramo final hasta la actualidad.	23.
<b>1.5. Metodología.</b>	24.
1.5.1. Trabajo de campo.	24.
1.5.2. Análisis en laboratorio.	25.
1.5.3. Trabajo de gabinete.	26.

### **CAPÍTULO 2. ESTRATIGRAFÍA.**

<b>2.1. Introducción.</b>	31.
<b>2.2. Estratigrafía del Sector occidental : Macizo de Cinco Villas (Navarra).</b>	32.
2.2.1. Paleozoico pre-orogénico.	34.
2.2.2. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.	35.
2.2.3. Triásico.	37.
2.2.4. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de MCV.	39.
<b>2.3. Estratigrafía del Sector central: área de Oza-Anayet (Huesca).</b>	44.
2.3.1. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.	44.
2.3.2. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de Oza-Anayet.	48.
<b>2.4. Estratigrafía del Sector oriental: Sierra del Cadí (Lleida).</b>	49.
2.4.1. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.	50.
2.4.2. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de la Cuenca del Cadí.	52.
<b>2.5. Síntesis de los datos estratigráficos.</b>	54.

### **CAPÍTULO 3. EMPLAZAMIENTO, ESTRUCTURA Y EDAD.**

<b>3.1. Introducción.</b>	59.
<b>3.2. Estructura hercínica.</b>	61.

<b>3.3. Estructura tardihercínica.</b>	63.
<b>3.4. Descripción de las principales estructuras.</b>	65.
3.4.1. Macizo de Cinco Villas.	65.
3.4.2. Aragón-Bearn.	67.
3.4.3. Sierra del Cadí.	69.
<b>3.5. Modos de emplazamiento.</b>	71.
3.5.1. Sills y lacolito andesíticos.	71.
3.5.2. Pitón andesítico.	72.
3.5.3. Sills basálticos.	73.
3.5.4. Diques.	77.
<b>3.6. Estructura y evolución de las cuencas. estefaniese-pérmicas del Pirineo</b>	80.
<b>3.7. Edad de emplazamiento.</b>	84.
3.7.1. Cuarto episodio.	84.
3.7.2. Quinto episodio.	86.
<b>3.8. Conclusiones.</b>	89.
<b>Láminas fotográficas.</b>	93.

## CAPÍTULO 4. PETROLOGÍA.

<b>4.1. Introducción.</b>	101.
<b>4.2. Basaltos con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa.</b>	105.
<b>4.3. Basaltos con olivino y plagioclasa.</b>	108.
<b>4.4. Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa.</b>	110.
<b>4.5. Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa.</b>	113.
4.5.1. Dolerita rica en clinopiroxeno.	114.
4.5.2. Dolerita pobre en clinopiroxeno.	115.
<b>4.6. Basaltos plagioclásicos.</b>	117.
<b>4.7. Lamprófidos.</b>	118.
4.7.1. Facies con piroxeno dominante y plagioclasa minoritaria.	119.
4.7.2. Facies con piroxeno y plagioclasa.	120.
4.7.3. Facies con anfíbol y plagioclasa.	121.
4.7.4. Facies con plagioclasa dominante y piroxeno minoritaria.	121.
<b>4.8. Andesitas.</b>	123.
4.8.1. Andesita sin piroxeno.	123.
4.8.2. Andesita con piroxeno.	124.
<b>4.9. Microenclaves.</b>	125.
4.9.1. Enclave de piroxeno y plagioclasa.	125.
4.9.2. Enclave de piroxeno y anfíbol.	126.
<b>4.10. Consideraciones establecidas.</b>	127.
<b>Láminas fotográficas.</b>	129.

## CAPÍTULO 5. QUÍMICA MINERAL.

<b>5.1. Introducción.</b>	159.
---------------------------	------

<b>5.2. Plagioclasas.</b>	161.
5.2.1. Características y composición.	161.
5.2.2. Geotermómetros aplicados en plagioclasas.	167.
5.2.3. Consideraciones sobre plagioclasas.	174.
<b>5.3. Piroxenos.</b>	176.
5.3.1. Características y composición.	176.
5.3.2. Evolución del líquido.	183.
5.3.3. Variaciones interelementales a escala mineral.	187.
5.3.4. Geotermómetros aplicados en piroxenos.	195.
5.3.5. Afinidad magmática.	201.
5.3.6. Consideraciones sobre piroxenos.	203.
<b>5.4. Anfíboles.</b>	206.
5.4.1. Características y composición.	206.
5.4.2. Kaersutitas.	208.
5.4.3. Tschermakitas.	209.
5.4.4. Evolución de la cristalización de los anfíboles.	211.
5.4.5. Geotermómetros aplicados en piroxenos.	214.
5.4.6. Consideraciones sobre anfíboles.	216.
<b>5.5. Apatitos.</b>	217.
5.5.1. Composición de los apatitos.	217.
5.5.2. Consideraciones sobre apatitos.	220.
<b>5.6. Espinelas.</b>	221.
5.6.1. Composición de la espinela.	221.
5.6.2. Consideraciones sobre espinelas.	224.
<b>5.7. Óxidos de Fe-Ti.</b>	225.
5.7.1. Composición de los óxidos de Fe-Ti.	225.
5.7.2. Consideraciones sobre los óxidos de Fe-Ti.	228.
<b>5.8. Andradita titanada.</b>	230.
5.8.1. Composición.	230.
5.8.2. Consideraciones sobre la schorlomita.	231.
<b>5.9. Conclusiones.</b>	232.

## **CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA.**

<b>6.1. Introducción y objetivos formulados.</b>	237.
<b>6.2. Clasificación geoquímica.</b>	241.
<b>6.3. Diferenciación magmática.</b>	244.
6.3.1. Elementos mayores.	244.
6.3.2. Elementos traza.	247.
6.3.2.1. Diagramas multielementales.	252.
6.3.2.2. Espectros de Tierras Raras (REE).	256.
<b>6.4. Afinidad magmática.</b>	260.
<b>6.5. Discriminación del marco geodinámico.</b>	262.
<b>6.6. Isótopos radiogénicos: sistemas Rb/Sr y Sm/Nd.</b>	265.

<b>6.7. Caracterización del proceso petrogenético.</b>	268.
6.7.1. Características de los magmas.	268.
6.7.1.1. Origen de los magmas.	268.
6.7.1.2. Carácter primario o fraccionado de los magmas.	273.
6.7.2. Identificación del proceso petrogenético.	275.
6.7.2.1. Relaciones entre elementos incompatibles.	276.
<b>6.8. Consideraciones establecidas.</b>	284.

## **CAPÍTULO 7. PROCESO PETROGENÉTICO.**

<b>7.1. Introducción.</b>	287.
<b>7.2. Características de los procesos ACF.</b>	289.
<b>7.3. Parámetros del proceso.</b>	291.
<b>7.4. Propuesta de modelo.</b>	296.
7.4.1. Modelo propuesto en el sector Occidental.	297.
7.4.2. Modelo propuesto en el sector Central.	302.
7.4.3. Comparación entre los modelos de ambos sectores.	308.
<b>7.5. Conclusiones.</b>	310.

## **CAPÍTULO 8. CONTEXTO GEODINÁMICO.**

<b>8.1. Introducción.</b>	313.
8.1.1. Planteamiento general.	313.
8.1.2. Los magmatismos variscos y alpinos en la cadena pirenaica.	313.
8.1.3. Discusión de los criterios geológicos y geoquímicos.	316.
8.1.4. Exposición y crítica de resultados.	319.
<b>8.2. Consideraciones sobre el marco geodinámico y su evolución.</b>	320.

## **CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES.**

## **BIBLIOGRAFÍA.**

## **ANEXOS.**

<b>Anexo I. Composición mineral.</b>	355.
Anexo I.1. Metodología.	357.
Anexo I.2. Análisis de plagioclasas.	359.
Anexo I.3. Análisis de piroxenos.	375.
Anexo I.4. Análisis de anfíboles.	411.
Anexo I.5. Análisis de apatitos.	423.
Anexo I.6. Análisis de espinelas.	427.
Anexo I.7. Análisis de óxidos de Fe-Ti.	431.
Anexo I.8. Análisis de chorlomita.	435.
<b>Anexo II. Composición geoquímica de roca total.</b>	439.
Anexo II.1. Metodología.	441.

<i>Anexo II.2. Composición geoquímica de roca total (mayores y trazas).</i>	443.
<i>Anexo II.3. Composición normativa (norma C.I.P.W.).</i>	449.
<i>Anexo II.4. Composición isotópica (Isótopos de Sr, Nd y Pb).</i>	455.

## *AGRADECIMIENTOS*

El final de un trabajo permite evocar a todas las personas que, en sus diferentes etapas, han permitido y contribuido a su realización y culminación. Es una etapa muy grata porque se memorizan, no sólo las personas sino lo mejor de sus actitudes de apoyo y comprensión, sus ideas sugerentes, sus discusiones fértiles, sus consejos, su compañía y su afecto. Son todos recuerdos luminosos que me han guiado a través de muchas etapas de entusiasmo y aislados momentos difíciles.

Deseo hacer constar que he tenido los mejores directores para realizar mi trabajo, por lo que es muy grato para mí destacar la ayuda de Marceliano Lago y Enrique Arranz, profesores de la Universidad de Zaragoza.

A Marceliano porque, desde el primer momento, me enseñó a pensar en los aspectos importantes del tema de investigación, al mismo tiempo que me facilitó su criterio, tiempo y disponibilidad en el trabajo de campo, laboratorio y el tratamiento de los datos. Debo agradecerle haberme enseñado a pensar, con sentido crítico, las actividades a realizar y su porqué. Siempre me he encontrado con un compañero animoso dispuesto a dar una solución, positiva y eficaz, a las dudas e incertidumbres que se han presentado en la realización de este trabajo.

A Enrique quien siempre estuvo disponible para facilitarme sus puntos de vista, y contrastar conmigo sus opiniones, a la vez que me demostró su completa disponibilidad de tiempo. Ha puesto a mi servicio sus conocimientos, sentido crítico y experiencia dentro de un clima afable, animoso y lleno de sugerencias de manera que más que un compañero ha sido un amigo.

La Dra. Esther Lasheras me precedió en el estudio del magmatismo en el Pirineo navarro y puso a mi disposición sus resultados, tiempo y disponibilidad. Muchos de los resultados obtenidos en este sector rememoran su trabajo, callado y eficaz, que refleja su buen hacer y un detallado conocimiento sobre la geología de este sector.

El Dr. Andrés Gil (Universidad de Zaragoza) me ha facilitado su experiencia valiosa en determinados temas del Pirineo de Huesca y su ayuda eficaz está puesta de manifiesto en los aspectos de petrología estructural.

El Dr. Andrés Pocovi (Universidad de Zaragoza) ha sido, una vez más, el gran conocedor de la geología del Pirineo por lo que sus acertados puntos de vista han contribuido, muy eficazmente, a ponderar el valor del contexto global más allá de la complejidad de un sector concreto.

El Dr. López-Ruiz (Museo de Ciencias Naturales, Madrid) tuvo la amabilidad de escuchar los primeros resultados sobre la modelización geoquímica y sus sugerencias valiosas han contribuido a mejorar el desarrollo de esta línea de trabajo.

Los Dres. José Francisco Santos (Cayo) e Ignacio Gil-Ibarguchi (Universidad del País Vasco) me ofrecieron la posibilidad de adentrarme en el campo, nuevo e interesante, de los isótopos del Pb. Su dedicación podrá dar lugar a resultados de gran interés en este tema de investigación.

La Dra. Pilar González Montero y el Dr. Fernando Bea (Universidad de Granada) han demostrado su colaboración rápida y eficaz en diferentes momentos de la realización de los análisis geoquímicos y otros posteriores en geoquímica isotópica.

La Dra. Carmen Galindo (Universidad Complutense de Madrid) puso el máximo interés y dedicación en la realización de los primeros análisis isotópicos de Sr y Nd.

D. Emilio Ariño (Universidad de Oviedo) colaboró con su habitual maestría y rapidez en la realización de los análisis por Fluorescencia de Rayos X.

D. Miguel Angel Fernández y el Dr. Xavier Llovet me ofrecieron su amplia experiencia y disponibilidad para realizar los análisis por microsonda electrónica en sus Servicios Técnicos de las Universidades de Oviedo y Barcelona.

D. Manuel Tricas y D. Fernando del Río (Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza) pusieron el mayor empeño y sabiduría artesanal en la realización de las láminas de microscopía y en secciones pulidas.

Mis compañeros del Área de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Zaragoza han seguido con interés mi trabajo como Becario y el posterior hasta el fin de esta Tesis.

Son muchos los compañeros del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza que me han mostrado su colaboración, ayuda e interés durante la realización de esta Tesis. Deseo recordar, en especial a Gema, a Javier, a Ana Pilar, a Belén, a JP y a tantos otros becarios e investigadores que en todo momento me han ayudado y me han permitido continuar.

Mis compañeros de promoción (Universidad de Zaragoza) son un punto de referencia singular. Tengo buenos recuerdos de muchos pero, debo recordar, en especial, a Marta Vázquez, a Jose Luis Solano y a Javier Pardos que, en diversos momentos, han sido protagonistas de los mejores momentos y siempre me han dado su apoyo y muchos ánimos para seguir adelante.

Este trabajo de Tesis Doctoral se ha realizado como Becario (F.P.I.) del M.E.C. con referencia a la beca FP99/29118067. Asimismo, los objetivos de esta Tesis comprenden los formulados en el proyecto de referencia PB98/1604 (DGES) y parte de los establecidos en el proyecto, posterior, con referencia CGL2004-04481/BTE (DGES) financiados por el M.E.C.

En especial, quiero citar a mis padres, Jesús y Ana, por habérmelo dado todo cuanto he necesitado siempre, por haberme ayudado, por haber confiado en mí, por su cariño, por su apoyo... por todo. También quiero tener un recuerdo especial y un agradecimiento al resto de mi familia y a Rosa.

A Beatriz, porque ella es lo es todo para mí y sin ella no soy nada.



## ABSTRACT

The Late-Variscan magmatic activity in the Pyrenees can be divided into two main tectono-magmatic cycles:

- the First Cycle (Mississippian to Cisuralian; Carboniferous to Lower Permian), developed under syn-orogenic conditions. This cycle is composed of three magmatic episodes (I, II and III, fig. A) characterized by the emplacement of potassic calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. These volcanic and hypabyssal rocks are interpreted to be the equivalents of the coeval plutonics that were emplaced in the upper and middle levels of the variscan crust of the Pyrenees.
- the Second Cycle (Cisuralian to Guadalupian: Middle Permian) is composed of two magmatic episodes (IV and V, fig. B) that outcrop as sills or dykes, with no evidence of subaerial lava-flows. The composition evolved from subalkaline-alkaline trachyandesites to alkaline dolerites, basalts and lamprophyres. This second cycle was developed under late and post-orogenic transpressive, transtensive or extensional conditions.

According to this, the Middle Permian magmatism records the transition from the late Variscan transtension, represented by calc-alkaline plutonics, to early Alpine extension which is characterized by Upper Triassic tholeiitic magmatism.

In this PhD we study the geological framework of the western and central outcrops, furnishing new petrological and geochemical data (elemental and isotopic) for the IV and V magmatic episodes related to the Second tectono-magmatic late-Variscan Cycle in the Pyrenees. These new data were used to assess the nature of the source components and igneous processes required to produce the observed magma types. The results are then integrated into a new geodynamic model to produce a more comprehensive view of the late-Variscan magmatic activity. The evolution of the mantle and the geodynamic conditions during the Permian - Triassic transition in the Pyrenees are then inferred by a combination of this model with the Variscan and early Alpine models.

The obtained results are summarised as follows:

The onset of late-Variscan sedimentation was diachronous in the Pyrenees, and resulted in siliciclastic sediments that infill small, isolated basins, with a tectonic control of their opening and subsidence. In the eastern Pyrenees, the first post-orogenic deposits are Mississippian in age and is recorded in a complete Carboniferous to Middle Permian sedimentary pile. In opposition to this, in the central basins, sedimentation began during the Pennsylvanian and the youngest sediments are Middle Permian in age. Finally, in the western basins, the sedimentary pile is composed of an incomplete sequence of Upper Carboniferous to Upper Permian sediments.

Magmas generated during the IV magmatic episode of the Second Cycle

were emplaced in the central domain (Aragón-Bearn and Sierra del Cadí areas), not in the western domain. The strike-slip regime that prevailed during the emplacement of these magmas evolved into an extensional regime that triggered the generation, ascent and emplacement of the V episode magmas (sills and dykes) in both the central and western domains.

Whole-rock absolute age determinations were not carried out on the studied rocks, given their intense weathering. The age of these rocks was thus deduced from their stratigraphic position. The Guadalupian stratigraphic age obtained is coherent with the available K/Ar data for the Panticosa alkaline lamprophyres (267±11 Ma).

According to the stratigraphical, structural and emplacement data available and their evolution, we can establish two different late-Variscan geological domains in the Pyrenees: the western domain (Macizo de Cinco Villas) that shows atlantic-related characteristics and the central domain, more related to the Tethys evolution. The differences between these domains will be more evident during the Alpine Cycle, under a pure extensional regime.

Petrological data of sills (basalts) and dikes (dolerites and lamprophyres) lead us to define 7 different lithotypes with the mineral assemblage and crystallization temperatures expressed in fig. B.

The high-Ti content of clinopyroxenes (Ti-augite), the relative enrichment in Or molecule of plagioclase and also the common presence of Ti-magnetite in all the studied rocks, strongly suggest their alkaline affinity. Rare spinel and olivine crystals in the less evolved samples are coherent with this alkaline affinity. Ti-augite is characteristic from non-orogenic domains (low pressure conditions) and its crystallisation was coeval to plagioclase and Fe-Ti oxides. Peridotitic xenoliths were not observed. The general presence of apatite in trachyandesites (IV episode) and lamprophyres (V episode) suggests a partially metasomatised source for these melts.

Two types of Ti-rich amphiboles are observed in lamprophyres. Kaersutite is an early phase, crystallised in depth (1052-1040 °C, 6 Kb) whilst Tschermakite crystallised later (980-945°C) under more superficial conditions. Spinel crystals (rich in picotite) in these lamprophyres show evidence of re-equilibration to high  $fO_2$  conditions.

Geochemical composition indicates that all magma types are cogenetic and have an alkaline affinity (high contents in alkali elements, Ti, P, Nb, Ta, and high Ti/V and  $P_2O_5/Zr$  ratios). The characteristic trends of spider- and ree-diagrams normalized to primitive mantle support this conclusion and suggest that all samples are relatively evolved as evidenced by their low Ni content and Mg number. The main features derived from the geochemical study are the following:

- Trace element patterns are characteristic of post-collisional domains.
- Interelemental ratios, spider- diagrams and REE trends suggest an

enriched source for this magmatism. The mantle protolith could be an EM I type affected by partial metasomatic processes as suggested by the Sr, Nd and Pb isotopic relations.

- The source of the melts generated in the western part (atlantic domain) and in the central part (thethys domain) was slightly different.
- Interelemental relationships and isotopic data suggest that crustal assimilation and fractional crystallization (AFC) were concurrent processes. To quantify the amount of crustal assimilation and the rate of magma fractionation we applied conventional AFC calculations to selected lithotypes in both western (dolerites) and central (lamprophyres) domains.

The results of direct modelling of AFC processes indicate several differences between the western and central domains:

- In the western domain (MCV), AFC modelling of the dolerites indicates that the main phases fractionated were clinopyroxene, plagioclase and magnetite; no accessory phase is needed to obtain better results. The assimilated material is coherent with the Upper Continental Crust composition of Wedepohl (1995) and the assimilation/fractionation ratio is close to  $r = 0.15$ . The amount of melt remaining in the process (90-65%) agrees with the geochemical data and petrographical observations.
- In the central domain (Panticosa), AFC modelling of the lamprophyres needs the fractionation of accessory phases (apatite, sphene and magnetite) together with the main phases (clinopyroxene, plagioclase and amphibole) in order to obtain a satisfactory result. The assimilation of materials similar in composition to the Lower Continental Crust of Wedepohl (1995) is suggested. Other differences with the model obtained for dolerites are the need for a higher rate of assimilation ( $r = 0.20$ ) and higher fractionation (remaining melt from 93 to 30%), which are consistent with the high SiO<sub>2</sub> contents, the low values of  $mg^*$  and the presence of amphibole as the ferromagnesian phase observed in some lamprophyres.

All these previous results need to be integrated into a general hypothesis which reflects the similarities and explains the differences between the western and central domains. Thus, the geodynamic model proposed for this magmatism includes the following features:

- The general mantle source for this magmatism is of an enriched type (EM I) but shows compositional heterogeneities that will be more evident during the Alpine Cycle (Triassic -tholeiitic- and Cretaceous -alkaline-magmatisms) in the Pyrenees.
- The petrological and geochemical compositions indicate a partially

metasomatized source, which is more evident in the central (Tethysian) domain.

- The obtained AFC-process models are slightly different in both sectors studied and the nature of the assimilated material varies from central (lower continental crust) to western (upper continental crust) areas. These differences, along with as their mentioned petrological and geochemical features, lead us to assign each sector to different geotectonic domains: atlantic (western) and Tethys (central). During the Triassic, these domains had contrasted evolutionary paths, which were related to different extension rates. Thus, in the atlantic domain a tholeiitic magmatism occurred whilst in the thetysian domain the magmatism was of alkaline composition.
- With regard to the evolution from the First to the Second late-Variscan cycles, we observed an important attenuation of crustal participation in the magma genesis process.
- The geochemical signature is related to post-collisional regimes. The proposed geodynamic model considers an enriched mantle source, partially metasomatized, which was generated during a previous subduction event, and contaminated with compositions from different crustal levels. This model show similarities to an Andean Cordillera type.
- The Alpine evolution of the mantle in the Pyrenees is recorded in two magmatic events (tholeiitic triassic and alkaline cretaceous magmatisms) with a heterogeneous mantle source and different extension rates, related to the development of two rifting stages.

The late-Variscan evolution of the Pyrenees is quite similar to those described by other authors in several basins of the Mediterranean and European domains, with a significant tectonic control over basin development and magmatic activity.

***1***



***INTRODUCCIÓN***

## INDICE GENERAL DEL CAPÍTULO

<b>1.1. Introducción y objetivos del estudio.</b>	<b>3.</b>
<b>1.2. Situación geográfica y accesos a las zonas de estudio.</b>	<b>5.</b>
1.2.1. Sector Occidental: Macizo de Cinco Villas (Navarra).	5.
1.2.2. Zona de Oza-Anayet: afloramientos de Selva de Oza, Anayet y Panticosa (Huesca).	8.
1.2.3. Sector oriental: área de la Ermita de Sant Salvador (Lleida).	10.
<b>1.3. Marco geológico.</b>	<b>12.</b>
1.3.1. Situación geológica de los sectores estudiados.	12.
1.3.2. Situación del vulcanismo pérmico dentro del marco de los magmatismos tardihercínicos.	17.
<b>1.4. Antecedentes.</b>	<b>20.</b>
1.4.1. Los estudios iniciales.	20.
1.4.2. La segunda etapa.	21.
1.4.3. El final de los años 70 y el inicio de los 80.	22.
1.4.4. Tramo final hasta la actualidad.	23.
<b>1.5. Metodología.</b>	<b>24.</b>
1.5.1. Trabajo de campo.	24.
1.5.2. Análisis en laboratorio.	25.
1.5.3. Trabajo de gabinete.	26.

### ***1.1. Introducción y objetivos del estudio.***

Los afloramientos de rocas ígneas emplazadas en los materiales de edad Pérmica en la Cadena Pirenaica han sido descritos y estudiados en numerosos trabajos científicos (ver epígrafe 4 de este capítulo), que pusieron de manifiesto sus caracteres geológicos principales:

- emplazamiento relacionado con la generación y evolución de las cuencas sedimentarias intracontinentales tardi- a post-orogénicas. El desarrollo de estas cuencas, pequeñas y aisladas, estuvo ligado al régimen tectónico de desgarre post-hercínico. Los materiales sedimentarios que rellenaron estas cuencas representan un intervalo temporal que va desde el Carbonífero hasta el Triásico, momento en el cual dichas cuencas continentales se colmataron y se dió paso al inicio de la sedimentación mesozoica.
- desarrollo en forma de sills emplazados en las series rojas del Pérmico de los Pirineos y de diques que cortan a las rocas del zócalo hercínico.
- variación composicional relacionada con el cambio en el régimen tectónico, desde el compresivo tardihercínico desarrollado durante el Carbonífero, al transcurrente e incluso extensional del Pérmico, que se prolongó durante el Triásico. Desde el final de la compresión hercínica en el Carbonífero y hasta bien entrado el periodo Triásico, se encadenaron una serie de magmatismos en el ámbito pirenaico, cuya composición fue evolucionando desde la calcoalcalina representada en el Carbonífero, a una situación transicional tendente a la alcalinidad durante el Pérmico, para finalizar con el magmatismo toleítico Triásico representado por las doleritas hipovolcánicas (“ofitas”).

El magmatismo inicial, relacionado con la orogenia hercínica, que dio lugar a los numerosos plutones graníticos (y otras rocas volcánicas asociadas), ha sido motivo de estudio por parte de numerosos autores y existe abundante información sobre su composición, emplazamiento y petrogénesis. Por otra parte, el magmatismo toleítico triásico también ha sido estudiado en detalle, tanto a escala de afloramiento como a escala cortical, en cuanto a su significado a nivel geodinámico en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya y el inicio de la apertura de la rama Norte del océano Atlántico (Lago, 1980; Azambre *et al.*, 1987).

En cuanto al magmatismo que tuvo lugar durante el Pérmico, los estudios previos han sido enfocados desde un punto de vista regional o, en ocasiones, han consistido en estudios muy sintéticos, a escala pirenaica, que no alcanzan a reflejar la complejidad del tema estudiado. En su formulación actual, este magmatismo está representado en tres sectores (Macizo de Cinco Villas en el Pirineo occidental, sector de Oza-Anayet-Panticosa en el Pirineo central y San Salvador en el Pirineo oriental).

Es claro, pues, el interés que tiene el estudio detallado del magmatismo Pérmico como reflejo del cambio de las condiciones geodinámicas a escala de la Cadena Pirenaica.

El objetivo del presente estudio es, por lo tanto, realizar una síntesis de los conocimientos previos acerca del magmatismo Pérmico, estudiar en detalle aquellas zonas o afloramientos significativos de los cuales no existían estudios petrológicos y geoquímicos detallados y, finalmente, caracterizar el proceso genético que dio lugar al magmatismo para establecer una evolución petrogenética y de condiciones geodinámicas del sistema manto-corteza durante ese periodo de tiempo.

Más en concreto, los objetivos planteados en el presente estudio son:

- Formular las características geológicas, la edad y condiciones del emplazamiento.
- Estudio petrológico, mineralógico y geoquímico de los diferentes litotipos que se pueden distinguir en este magmatismo.
- Caracterización del origen (protolito) del magma.
- Identificación del proceso ígneo y modelización matemática del mismo.
- Estudio de la evolución del magmatismo y del sistema manto-corteza en el ámbito pirenaico.

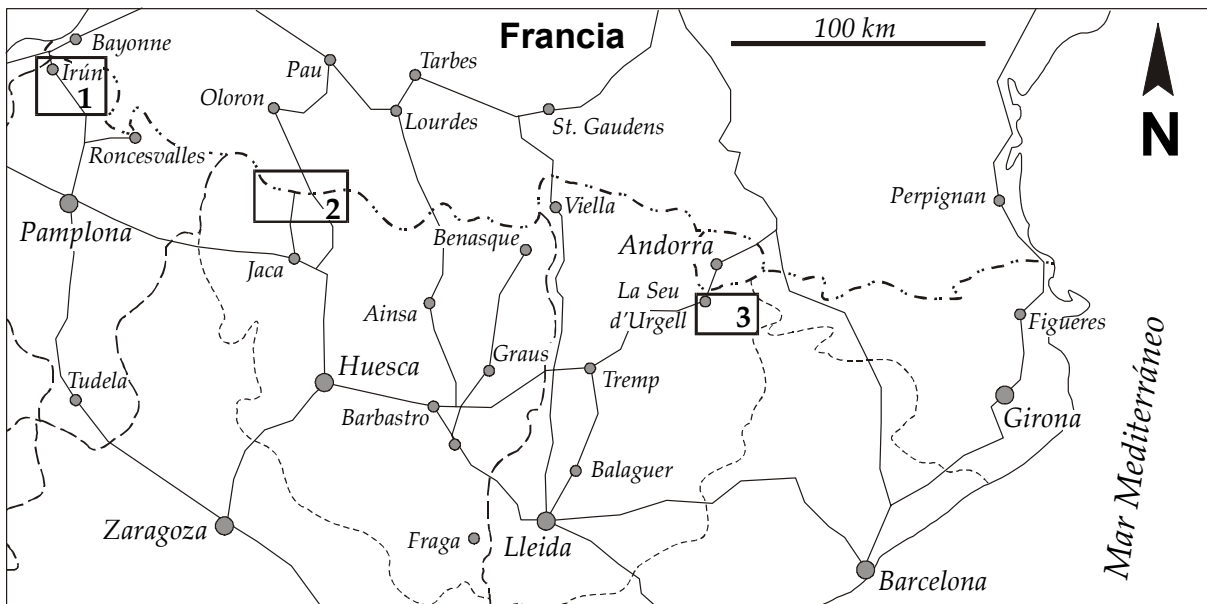
Para la consecución de estos objetivos, se ha abordado en primer lugar una recopilación sistemática de la información cartográfica y estratigráfica existentes, para unificarla de manera que sirva de marco de referencia para el estudio petrológico, geoquímico y de emplazamiento del magmatismo. En concreto, se han estudiado los afloramientos más significativos de la vertiente española del Pirineo, con el fin de obtener una base de datos completa de las composiciones que presenta el magmatismo en los diferentes sectores. El estudio petrológico, y el geoquímico posterior, comprende una síntesis sobre este magmatismo donde se aporta un importante volumen de datos nuevos, que permiten formular una interpretación petrogenética. A partir de esta información previa se ha realizado una modelización matemática del proceso petrogenético considerando las características de los distintos sectores para establecer, posteriormente, la evolución de dicho proceso y, en definitiva, del contexto geodinámico en el Pirineo durante ese periodo.

Finalmente, a raíz del estudio realizado, surgen nuevas necesidades de estudiar más afloramientos y realizar más análisis complementarios que permitan concretar más todavía el proceso que se empieza a descubrir en esta memoria. También se plantea la necesidad de estudiar más en detalle otros magmatismos relacionados, con el fin de poder establecer una evolución geodinámica y petrogenética, en un intervalo temporal más amplio, a escala de Cordillera Pirenaica.



## 1.2. Situación geográfica y accesos a las zonas de estudio.

El magmatismo Pérmico está emplazado en numerosos afloramientos dispersos a lo largo de toda la cordillera pirenaica, tanto en la vertiente española como en la francesa. En el presente trabajo se han estudiado, principalmente, afloramientos españoles correspondientes a tres provincias pirenaicas: Navarra, Huesca y Lérida (Fig. 1.1).



**Fig. 1.1.** Localización geográfica de los sectores estudiados: 1: Macizo de Cinco Villas.; 2: Oza-Anayet y 3: San Salvador.

### 1.2.1. Sector Occidental: Macizo de Cinco Villas (Navarra).

El *sector* más *occidental* estudiado se encuentra en la comarca de Cinco Villas (Comunidad Foral de Navarra), en el área denominada los Valles Cantábricos de la Navarra Húmeda del Noroeste. Cartográficamente, queda situado dentro de las *hojas topográficas*:

Escala 1:50.000 (MTN, Instituto Geográfico Nacional): **65** (*Vera de Bidasoa*), **66** (*Maya de Baztán*) y **90** (*Sumbilla*).

Escala 1:5.000 (Servicio Cartográfico de la Diputación Foral de Navarra):

- Hoja **65** (*Vera de Bidasoa*): (2-5), (2-6), (3-6), (4-3), (4-4), (4-6), (5-4), (6-4), (6-6), (6-7), (7-3), (7-4), (7-5), (7-6), (7-7), (8-3), (8-4) y (8-7)
- Hoja **66** (*Maya/Amaiur*): (5-2) y (5-4).
- Hoja **90** (*Sunbilla*): (1-4).

En cuanto a los *mapas geológicos* publicados, el sector de Macizo de Cinco Villas se sitúa dentro de las hojas:

Escala 1:200.000 (Plan MAGNA, IGME): **13** (*Irún-Pamplona*).

Escala 1:50.000 (Fig. 1.2):

- Plan MAGNA (IGME): **65** (*Vera de Bidasoa*), **66** (*Maya de Baztán*) y **99** (*Sumbilla*).
- Carte géologique de la France (BRGM): **1026** (*Espelette*) y **1027** (*Iholdy*).

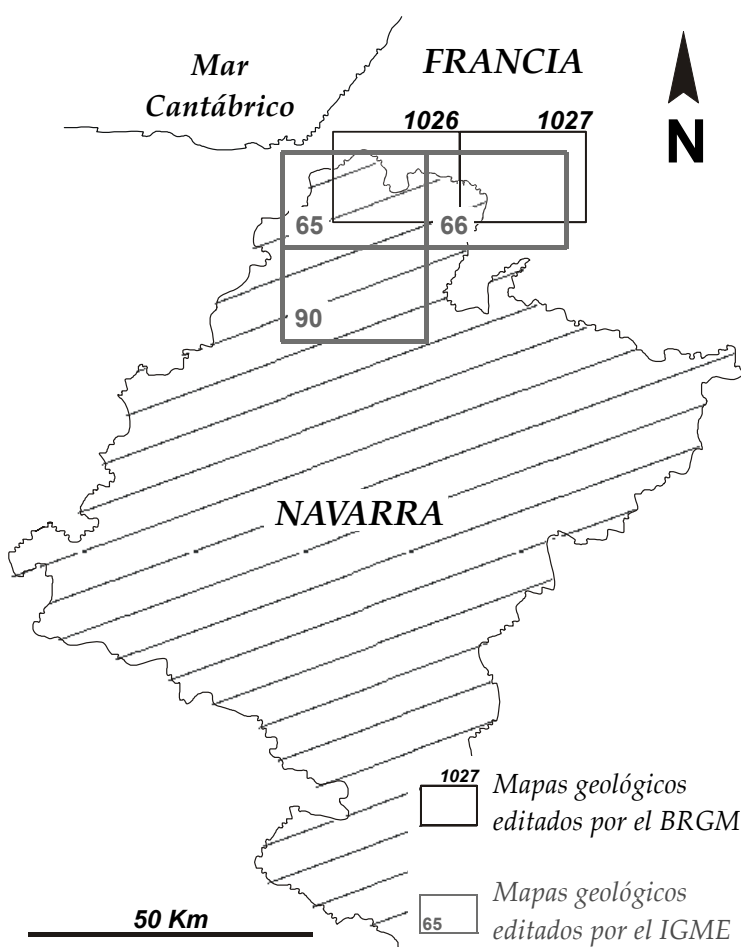
Escala 1:25.000 (Servicio de Obras Públicas, Diputación Foral de Navarra):

- Hoja **65** (*Vera de Bidasoa*): I (*Vera de Bidasoa*), II (*Echalar*), III (*Lesaca*) y IV (*Lapice*).
- Hoja **66** (*Maya/Amaiur*): I (*Urdax/Urdazubi*) y III (*Maya/Amaiur*).
- Hoja **90** (*Sunbilla*): I (*Ituren*), II (*Sunbilla*), III (*Eratsun*) y IV (*Akotz*).

Situado dentro de los pirineos atlánticos, la orografía del terreno es relativamente suave, sin superar los 1.400 m. de altura en ningún caso (Monte Larrun 901 m., Pico Ibantelli 700 m., Monte Mendaur 1.131 m., Monte Gorramendi 1.090 m. y Monte de Auza 1.306 m.). El relieve es de carácter erosivo, con gran influencia del modelado fluvial, destacando las crestas estructurales en materiales

detríticos del Pérmico y Triásico inferior (p.e. Larrun, Mendaur, Ibantelli, Peña Plata, etc.). El clima es característicamente atlántico, con temperaturas suaves durante todo el año y elevadas precipitaciones (superiores a los 2.000 mm./año).

El acceso principal a este sector lo constituye la carretera nacional N-121, que comunica Pamplona con Irún, siguiendo el curso del río Bidasoa. A lo largo de este eje de comunicación que discurre de S a N-NO se sitúan 4 interesantes afloramientos de rocas volcánicas pérmicas que han sido sistemáticamente estudiadas (Fig. 1.3): el monte Larrun, el monte Ibantelli, el área de Yanci-



**Fig. 1.2.** Equivalencia entre los mapas geológicos a escala 1:50000 editados por el IGME (España) y por el BRGM (Francia).



Fig. 1.3. Accesos a los afloramientos estudiados en el Macizo de Cinco Villas.

Aranaz y los alrededores del embalse de Mendaur.

Para llegar al *monte Larrun*, desde Vera de Bidasoa, por la carretera autonómica NA-4410 que va al puerto de Lizuniaga, se toma el desvío a la izquierda al barrio de Kaule; una vez allí se asciende por una pista forestal. También es posible subir a la cima del monte Larrun desde la localidad francesa de Sare (Sara), gracias a un tren de cremallera que parte del Col de St. Ignace.

Al sector del *monte Ibantelli* se accede desde la carretera nacional N-121, tomando el desvío a la población de Echalar por la carretera autonómica NA-4400, en dirección al puerto de Lizarreta, y siguiendo la pista que bordea dicho monte.

Los afloramientos *de Yanci-Aranaz* se sitúan en un amplio sector entre esas dos localidades (Yanci y Aranaz), donde se llega por la carretera NA-4020 desde la localidad de Berrizaun.

Finalmente, para acceder al área del *embalse de Mendaur* es necesario tomar

la carretera que une Santesteban con la localidad de Ituren; una vez allí, se toma la pista que asciende al embalse desde el barrio de Aurtiz.

### **1.2.2. Sector Central: afloramientos de Selva de Oza, Anayet y Panticosa (Huesca).**

El *sector central* estudiado se ubica en el Pirineo Central Aragonés e incluye los afloramientos de la Selva de Oza, Anayet y Panticosa. Esta zona corresponde con la mancomunidad del Alto Gállego (Huesca, Aragón) y está constituida por el valle de Echo y la cabecera del valle de Tena. La cartografía de este sector se encuentra en los *mapas topográficos*:

Escala 1:50.000 (MTN, Instituto Geográfico Nacional): **118** (*Zuriza*), **144** (*Ansó*) y **145** (*Sallent*).

Escala 1:50.000 (Carte de France, Institut Géographique National de la France): **XV 47-48** (*Laruns-Somport*).

Escala 1:25.000 (MTN, Instituto Geográfico Nacional):

- Hoja **118** (*Zuriza*): 118-III (*Zuriza*) y 118-IV (*Refugio de la Mina*).
- Hoja **144** (*Ansó*): 144-II (*Candanchú*).
- Hoja **145** (*Sallent*): 145-I (*Formigal*) y 145-II (*Sallent de Gállego*).

Escala 1:25.000 (Carte de France, Institut Géographique National de la France): *Somport* n<sup>os</sup> **1-2**, *Somport* n<sup>os</sup> **3-4** y *Laruns* n<sup>os</sup> **5-6**.

En cuanto a los *mapas geológicos* publicados, el sector de Macizo de Cinco Villas se sitúa dentro de las hojas:

Escala 1:200.000 (Plan MAGNA, IGME): **14** (*Viella*).

Escala 1:50.000 (Plan MAGNA, IGME): **118** (*Zuriza*), **144** (*Ansó*) y **145** (*Sallent*).

En este sector predomina el clima de montaña, con gran influencia atlántica y cierta influencia, también, del clima mediterráneo continental (De la Riva, 2000). Las precipitaciones son inferiores a las del sector de Cinco Villas, alcanzando, sólo, los 1.400 mm./año (De la Riva, 2000) y mayoritariamente son en forma de nieve; la temperatura media anual también es más baja.

El relieve que se conserva en la actualidad es el resultado, fundamentalmente, de la actividad erosiva de origen glacial, remodelada posteriormente por la incisión de la red hidrográfica y la dinámica de laderas. Las formas erosivas más destacadas son los *circos glaciares* que rodean las altas divisorias de la cuenca (p.e. Panticosa-Balaitús, Piedrafita y, de menor entidad, Anayet) y los *valles en forma de U* (p.e. Aguas Tuertas y Guarrinza), todas ellas controladas por la litología y la disposición estructural.

Los afloramientos más occidentales estudiados en la provincia de Huesca se

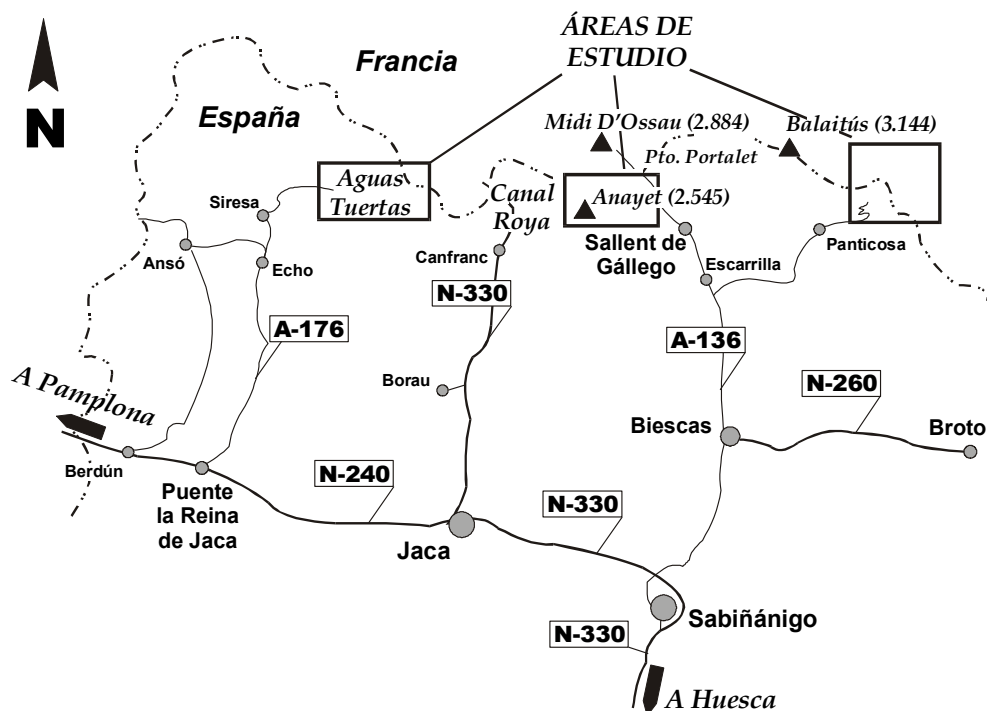


Fig. 1.4. Accesos a los afloramientos estudiados en el sector central pirenaico (provincia de Huesca).

sitúan en la cabecera del Río Aragón-Subordán, en el *valle de Echo*. En este sector se han estudiado dos afloramientos en el paraje conocido como Aguas Tuertas (Fig. 1.4). Los relieves más elevados se encuentran en la vertiente S del valle (Castillo D'Acher con 2.390 m. y Punta Marcantón con 2.219 m.), mientras que en la vertiente N destacan el Pico Royo (2.177 m.) y el Pic D'Allary (2.215 m.).

A este sector se accede por la Carretera Nacional N-240, tomando un desvío en la localidad de Puente La Reina de Jaca, por la carretera autonómica A-176 que conduce a Siresa (Fig. 1.4). Allí se toma una pista asfaltada que discurre paralela al río Aragón-Subordán hasta el Refugio de la Mina; desde este punto parte una pista forestal que da acceso a Aguas Tuertas (Fig. 1.4).

El *valle de Tena* está drenado por el río Gállego con el que confluyen los ríos Aguas Limpias, Calderés y Escarra. Este sector presenta grandes relieves pasando de picos por encima de los 3.000 m. (Pico Infiernos Central 3.082 m. y Pico Balaitús 3.146 m.) hasta casi los 1.000 m. (Embalse de Búbal 1.085 m.). Los afloramientos estudiados se sitúan en el extremo occidental del valle (área de Anayet-Campo de Troya) donde los picos Anayet (2.545 m.), Arroyeras (2.551 m.) y Vértice de Anayet (2.559 m.) separan las cuencas del Gállego y del Aragón (al Oeste), y en el borde oriental del valle (área de Panticosa) separado de la depresión central del mismo por elevados picos (Argualas, 3.046 m. e Infiernos, 3.082 m.).

La entrada al valle de Tena se realiza desde Sabiñánigo por la carretera N-330. Allí se toma la carretera autonómica A-136 que se dirige a Biescas y de allí hasta la frontera con Francia por El Portalet (Fig. 1.4). A los afloramientos de Anayet-Campo de Troya se accede a pie por una senda que sube desde los

aparcamientos de Anayet-Pistas de la estación de esquí de Formigal. También es posible acceder al sector de Anayet desde el valle del Aragón, al O, subiendo por una senda que comienza en la carretera N-330, pasada la localidad de Canfranc y discurre por La Canal Roya (Fig. 1.4).

Para llegar al sector de Panticosa tomar la carretera autonómica A-136 que llega hasta la frontera con Francia por el Portalet y, antes de llegar a la localidad de Escarrilla, tomar el desvío a la derecha por la carretera que asciende paralela al río Caldarés hasta Panticosa (pueblo) y de allí al Balneario de Panticosa (Fig. 1.4). Una vez allí, se puede ascender a pie por senda a los distintos afloramientos estudiados.

### 1.2.3. Sector Oriental: área de la Ermita de Sant Salvador (Lleida).

El afloramiento más *oriental* que se ha estudiado se encuentra en los alrededores de la Ermita de Sant Salvador, en la cara norte de la Sierra del Cadí (Lleida). Este sector pertenece a la comarca pirenaica del Alto Urgell, que constituye la cabecera de la cuenca del Segre. La cartografía utilizada ha sido extraída de la hoja topográfica 1:50.000 (MTN, Instituto Geográfico Nacional): **215** (*Seo de Urgell*).

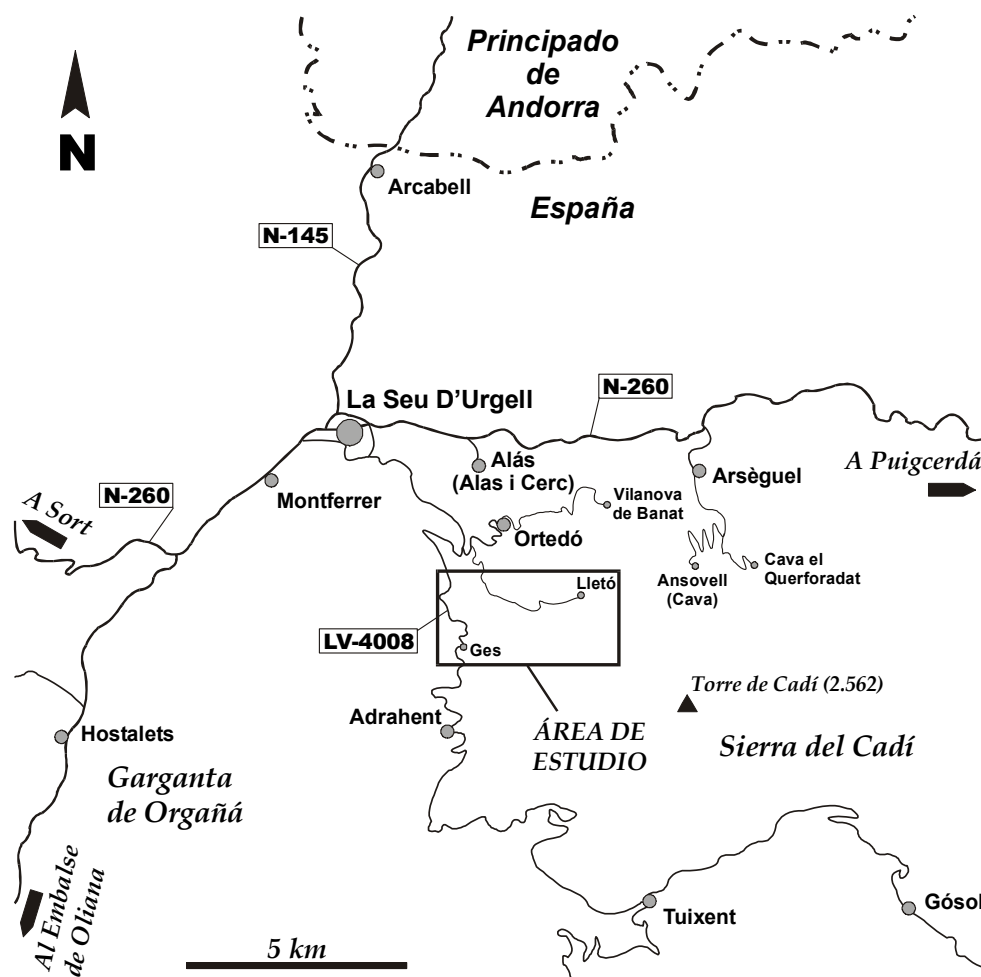


Fig. 1.5. Accesos al afloramiento estudiado en la Sierra del Cadí (provincia de Lleida).

Los mapas geológicos utilizados corresponden con la siguiente nomenclatura:

Escala 1:200.000 (Plan MAGNA, IGME): **24** (*Berga*).

Escala 1:50.000 (Plan MAGNA, IGME): **215** (*Seo de Urgell*).

El clima de la zona es típico de montaña, con abundantes precipitaciones y temperaturas medias anuales bajas, y la orografía del terreno constituye una elevación montañosa orientada O-E, que alcanza los 2.606 m. (Torre del Cadí). En este sector se ha estudiado un único afloramiento de reducidas dimensiones situado en la pista que une Seu d'Urgell con la localidad de Adraén, a 2 km. al Sur de Ges (Fig. 1.5).

### 1.3. Marco geológico.

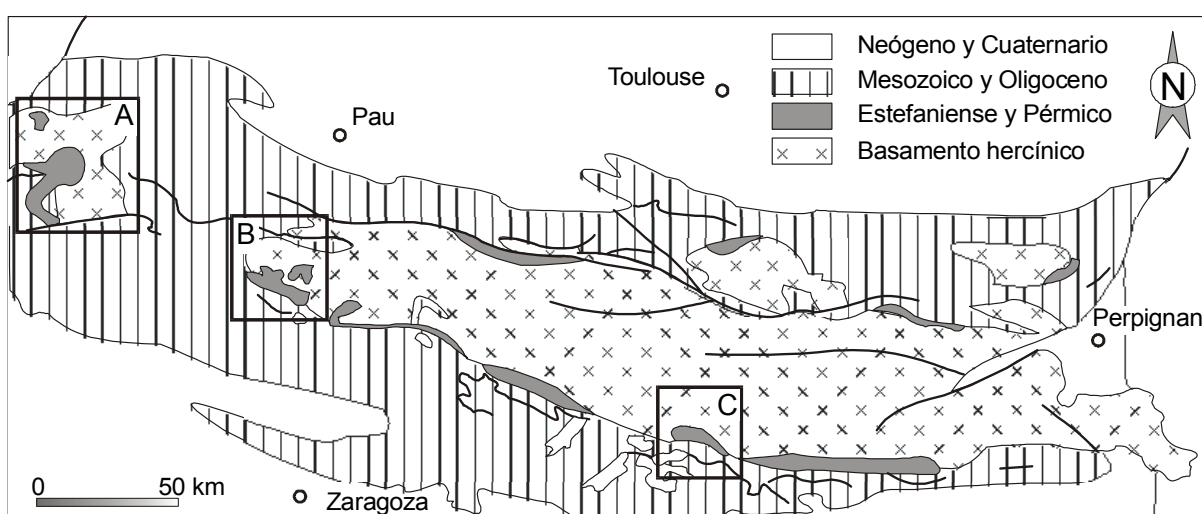
Este apartado pretende situar al lector dentro del contexto geológico en donde se enmarca el magmatismo Pérmico estudiado en esta memoria. Para ello distinguimos dos subapartados: en el primero se describen las características geológicas generales de los tres sectores estudiados y en el segundo se expone, de forma sintética, la sucesión de los magmatismos tardihercínicos en el Pirineo, así como sus características principales.

#### 1.3.1. Situación geológica de los sectores estudiados.

La naturaleza discontinua de los afloramientos actuales y el desarrollo en cuencas aisladas de la sedimentación durante el Pérmico hace necesario situar geológicamente los tres sectores estudiados por separado.

Los afloramientos del sector de *Macizo de Cinco Villas* se sitúan en la parte más occidental del Pirineo Axial (Fig. 1.6). Esta zona comprende varios macizos compuestos por materiales paleozoicos con deformación hercínica (Aldudes-Quinto Real, Cinco Villas y Oroz-Betelu) en cuya periferia se disponen los materiales pérmicos (Fig. 1.7).

El citado Macizo de Cinco Villas (MCV) es el de mayor extensión de los tres y está separado del resto de la zona axial pirenaica por la "Falla de Pamplona" (FdP) que divide a la "Falla Norpirenaica" (FNP) en dos sectores: occidental y oriental. En este contexto, el MCV se emplaza en el sector limitado al N por la rama occidental de la FNP, al S por la "Falla de Leiza" y al E por la FdP. Como consecuencia de la separación de los macizos, los rasgos stratigráficos y estructurales difieren, pues, al E y O de la FdP.



**Fig. 1.6.** a) Situación geológica de la Cadena Pirenaica en el contexto del Hercínico Ibérico (según Dallmeyer *et al.*, 1997) y b) localización de los tres sectores estudiados: 1) Macizo de Cinco Villas, 2) Sector Central y 3) Sierra del Cadi.





Fig. 1.7. Esquema estructural de los macizos paleozoicos del Pirineo occidental (tomado de Martínez-Torres, 1989).

Los materiales aflorantes en el MCV pueden agruparse en tres grandes conjuntos: Paleozoico, Mesozoico y Cuaternario, estando casi totalmente ausentes los materiales de edad Terciaria (Fig. 1.8). La mayor parte del MCV está formado por materiales devono-carboníferos de carácter terrígeno y, en parte, calcáreo, cuya deformación (dúctil y frágil) es resultado de las orogénias hercínica y alpina.

Estructuralmente se distinguen dos partes en el MCV (Fig. 1.8): la *Unidad Autóctona*, situada en la parte occidental del macizo y la *Unidad Alóctona*, al Este, que se caracteriza por la presencia de cabalgamientos que afectan, sólo, a las formaciones devono-carboníferas y que son de origen hercínico (Martínez-Torres, 1989).

Sobre los materiales hercínicos, se disponen discordantes los materiales terrígenos del Pérmico, que afloran en aislados afloramientos situados en los márgenes del MCV. La base del Triásico se dispone discordante sobre el Pérmico y se caracteriza, igualmente, por presentar facies detríticas, correspondientes a la

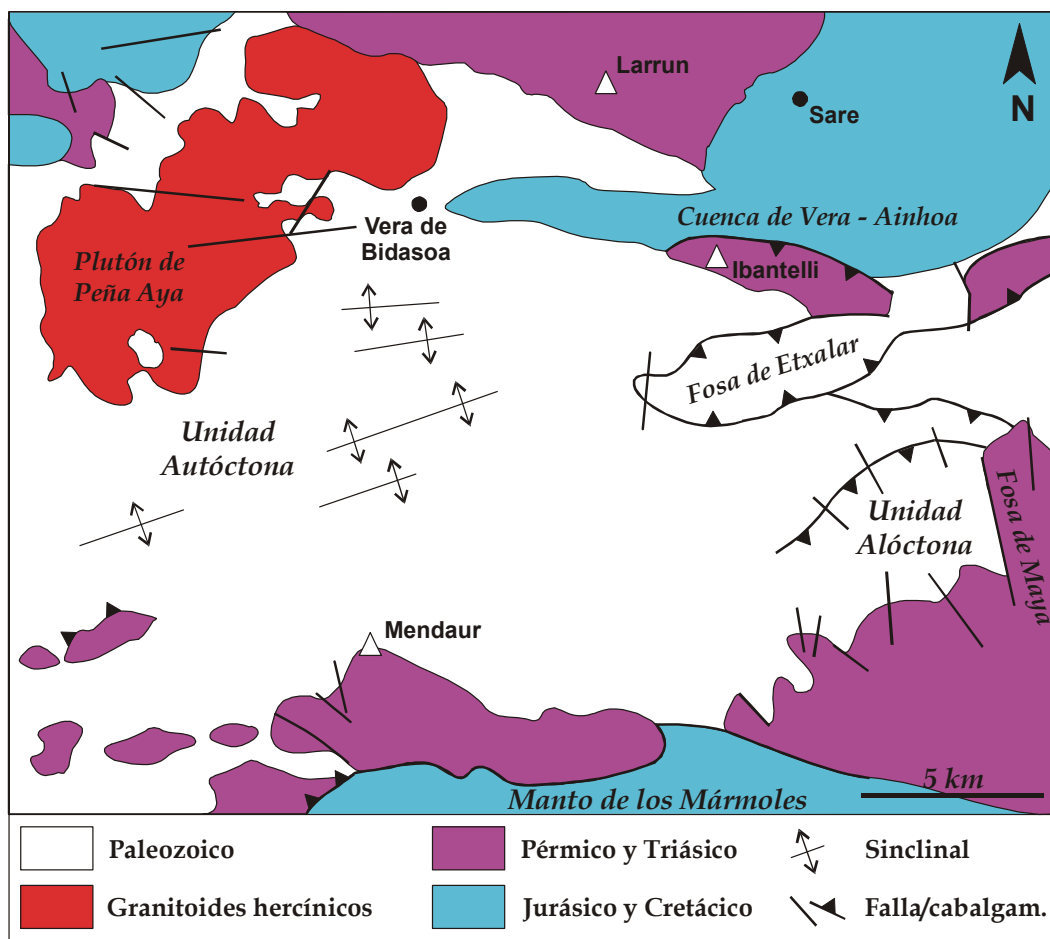


Fig. 1.8. Mapa geológico del Macizo de Cinco Villas (tomado de Martínez-Torres, 1989).

facies *Buntsandstein*. Las facies carbonatadas del *Muschelkalk* son reducidas y se asocian a las facies del *Keuper* por accidentes tectónicos, que afloran en la divisoria entre MCV y el Macizo de Quinto Real-Alduides.

Al sur del MCV nos encontramos con el denominado “Manto de los Mármoles” constituido por una serie fuertemente plegada de materiales carbonatados del Jurásico y, fundamentalmente, del Cretácico. El límite N del MCV está constituido por los materiales cretácicos del sinclinal de Vera-Ainhoa.

Los materiales terciarios afloran únicamente al NO del MCV, correspondiendo con los materiales paleocenos del “*Flysch de Guipúzcoa*”. Por último, el Cuaternario consta de depósitos de terraza de los ríos más importantes (Baztan y Bidasoa), conos de deyección y derrubios en las laderas de las elevaciones más importantes.

El *sector central* está conformado por un conjunto de afloramientos Estefaniense-Pérmicos situados en la parte occidental del Pirineo Axial aragonés (Fig. 1.9). El registro sedimentario en este sector abarca desde el zócalo pre-hercínico hasta los depósitos Cuaternarios de origen glacial.

El sustrato hercínico aflora en la parte norte (Fig. 1.9) y está constituido por

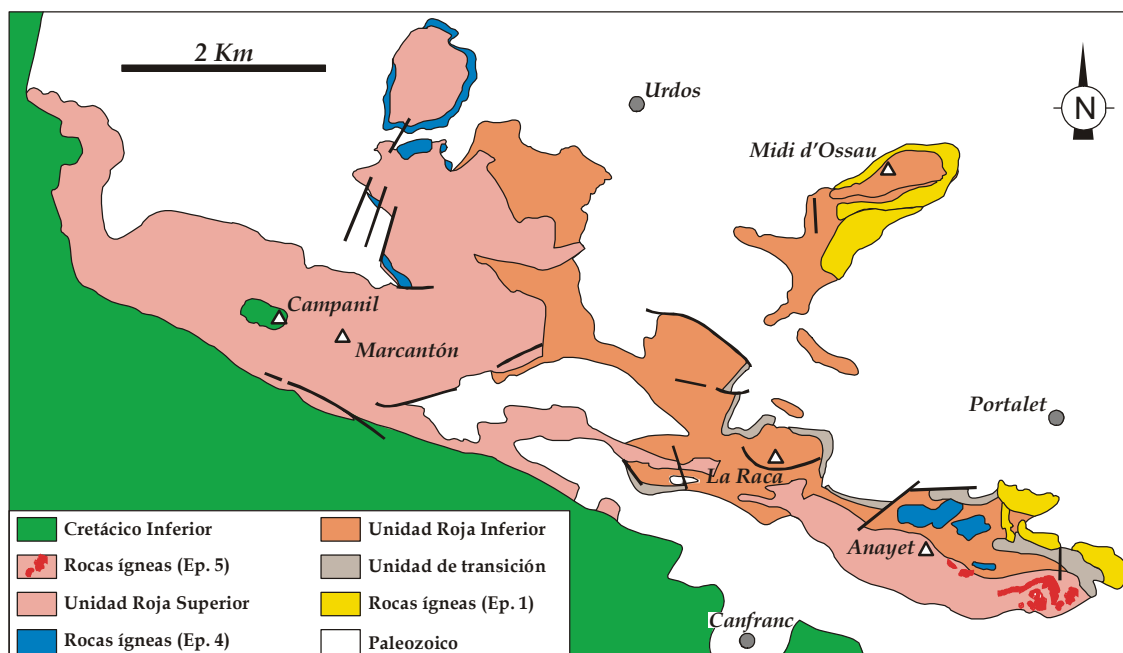


Fig. 1.9. Mapa geológico del sector central estudiado (Ep: episodio magmático tardivarisco).

materiales devónicos y carboníferos tectonizados y, en ocasiones, metamorfizados, en las que intruyen rocas ígneas hercínicas; entre estas últimas, destaca el plutón granitoideo de Cauterets-Panticosa (Fig. 1.10), dentro del cual afloran numerosos diques de lamprófidos alcalinos y calcoalcalinos. Los de tipo alcalino son estudiados en esta memoria, puesto que forman parte del mismo evento magmático que dió lugar a los basaltos estudiados en los restantes sectores.

Al sur de los materiales de zócalo aflora una extensa banda de materiales terrígenos, volcanoclásticos y volcánicos de edad Carbonífera a Pérmica; en este sector se han distinguido 4 episodios volcánicos durante este intervalo de tiempo, siendo el último de ellos, emplazado dentro de la series rojas pérmicas, de naturaleza basáltica y afinidad subalcalina a alcalina, objeto de estudio de este trabajo.

El Mesozoico, de naturaleza carbonatada, aflora discordante hacia el O y S de los materiales pérmicos. El Terciario está representado por una serie de tipo flysch que constituye las sierras que aparecen al Sur de la zona de estudio. Los últimos depósitos pertenecen al Cuaternario, predominando los de origen glaciar, aluvial y de laderas.

Los afloramientos del *extremo oriental* forman parte de la cuenca permo-carbonífera de La Seu d'Urgell estudiada, entre otros por Hartevelt (1970), Gisbert (1981) y Speksnijder (1985). Esta cuenca se sitúa (Fig. 1.6) en el borde sur de la *Zona Axial Pirenaica* (ZAP) y se extiende 55 km. según una dirección preferente O-E (Fig. 1.11).

En este sector afloran materiales del Paleozoico (pre- y post-hercínico), del Mesozoico y del Cenozoico (Fig. 1.11). Los materiales que constituyen el sustrato



Fig. 1.10. Mapa geológico del plutón de Panticosa.

hercínico comprenden desde el Ordovícico hasta el Carbonífero inferior y se distribuyen en dos sectores separados por accidentes de dirección O-E a N80°. En el sector septentrional afloran materiales metamorfizados del Ordovícico al Devónico

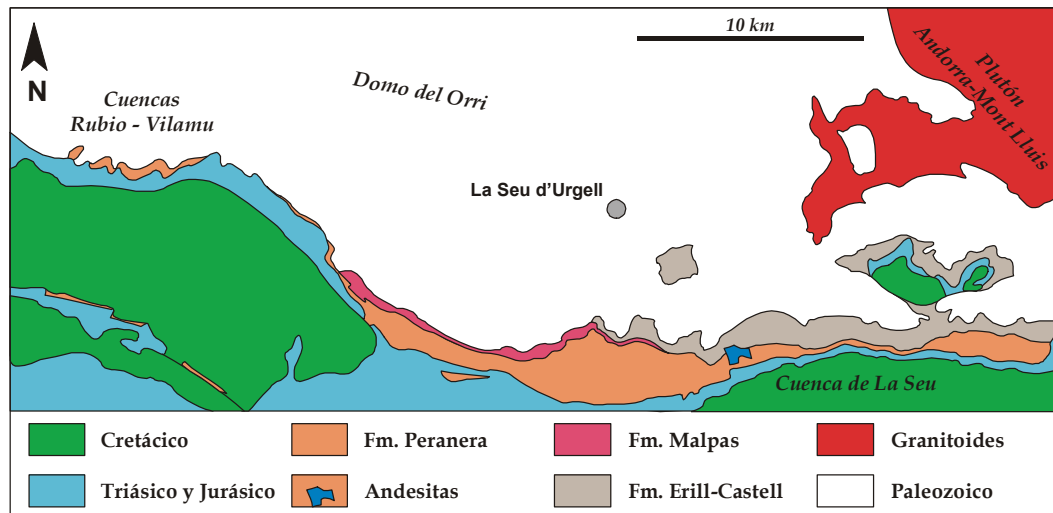


Fig. 1.11. Mapa geológico de la Sierra del Cadí.

y del plutón granítico de Andorra Mont-Lluís, en tanto que hacia el sur, afloran de nuevo el Ordovícico y el Devónico, en contacto por fracturas y que se continúan hacia el Sur con los materiales post-hercínicos del Estefaniense-Pérmico.

La serie estefaniense-pérmica se dispone discordante sobre los materiales del sustrato y se encuentra plegada, según direcciones O-E, pasando a constituir una serie monoclinual con buzamiento al S en su parte más meridional. Intercalados entre los materiales detríticos estefanienses y pérmicos, afloran hasta cuatro episodios volcánicos, el último de los cuales es estudiado en la presente memoria.

Los materiales pérmicos son recubiertos, en discordancia, por los materiales detríticos de la facies *Buntsandstein*, seguidos de las calizas y dolomías de la facies *Muschelkalk*. El Triásico superior en facies *Keuper*, incluye afloramientos subvolcánicos de doleritas toleíticas (“ofitas”). Del resto del Mesozoico, en esta zona sólo aflora el Cretácico superior, que se apoya discordante sobre las facies del Triásico o, incluso, sobre materiales pérmicos.

Los materiales del Paleógeno afloran en el extremo Sur del sector estudiado. Se trata, fundamentalmente, de rocas de naturaleza carbonatada y representan al Eoceno. El Neógeno comprende facies detríticas distribuidas en afloramientos aislados. Finalmente, el Cuaternario constituye los depósitos aluviales de los ríos (p.e., Segre) y algunos depósitos de ladera.

### 1.3.2. Situación del vulcanismo pérmico dentro del marco de los magmatismos tardihercínicos.

La progresiva atenuación de la compresión hercínica y el cambio en las componentes de esfuerzo actuantes (Arthaud y Matte, 1977), dio paso a finales del Carbonífero a un período de transición (en los aspectos de tectónica y magmatismo) hasta el inicio del ciclo Alpino, que se denomina período tardihercínico (Arthaud y Matte, 1977).

<i>Edad</i>	<i>Emplazamiento</i>	<i>Composición</i>	<i>Episodio</i>	<i>Afinidad</i>	<i>Ciclo</i>
<i>Triásico superior</i>	<i>Hipovolcánico</i>	Doleritas		Toleítica	
<i>Pérmico superior</i> -	<i>Sills y diques</i>	Basaltos, doleritas y lamprófidos	5	Alcalina / Subalcalina	2º
<i>Pérmico medio</i>	<i>Sills, lacolitos y lavas</i>	Andesitas	4	Transicional	
<i>Pérmico inferior</i>		Riolitas con Grt	3	Calcoalcalina	1º
		Andesitas y dacitas	2		
<i>Carbonífero superior</i>	<i>Volcánico</i>	Andesitas	1 b		
		Riolitas y dacitas con Grt	1 a		
<i>Carbonífero</i>	<i>Intrusiones</i>	Granitoides		Calcoalcalina	

**Tabla 1.1.** Características principales de los magmatismos consecutivos tardi-hercínicos y pre-alpinos en el Pirineo.

Durante este intervalo de tiempo, que abarca desde el Westphaliense hasta el Triásico, se sucedieron en la Cadena Pirenaica varios magmatismos relacionados que han sido tradicionalmente agrupados en 5 episodios (Bixel, 1984) o en dos ciclos (Martí, 1986). Además, poco después, durante el Triásico superior se emplazó un nuevo magmatismo, de naturaleza toleítica (“ofitas”), que tiene una amplia representación a lo largo de la Cadena Pirenaica y en las zonas adyacentes (Lago, 1980; Azambre *et al.*, 1987).

El objetivo de este trabajo es estudiar en profundidad uno de estos magmatismos, el correspondiente con el 5º episodio de Bixel (1984) o 2º ciclo de Martí (1986), y valorar su significado y evolución a escala pirenaica. Para lograr este objetivo se hace necesario considerar también las características del magmatismo precedente, en especial del 4º Episodio de Bixel (1984). Es importante pues, exponer con claridad la distribución y la naturaleza de los distintos magmatismos correspondientes a ese intervalo, que están expuestos en la Cadena Pirenaica (Tabla 1.1).

Las primeras manifestaciones volcánicas tardihercínicas tienen lugar durante el intervalo Carbonífero superior a Pérmico inferior (las precisiones acerca de la edad de emplazamiento se discuten más adelante). Se trata del *episodio 1* (a y b) de Bixel (1984) y es de naturaleza calcoalcalina; consiste en riolitas y dacitas con granate (rico en almandino) y andesitas, que afloran en el sector central (complejo volcánico de Midi D’Ossau) y en el sector oriental (Sierra del Cadí). El *episodio 2* aflora exclusivamente en la Sierra del Cadí y está formado por andesitas y dacitas potásicas, también calcoalcalinas. También de manera exclusiva en este sector

oriental, afloran las riolitas peraluminicas con granate (rico en almandino) que constituyen el *episodio 3*. De nuevo se trata de rocas de afinidad calcoalcalina y constituyen, junto a los dos episodios anteriores (1 y 2) el 1<sup>er</sup> ciclo de Martí (1986).

El 2<sup>o</sup> ciclo de Martí (1986) está formado por andesitas con afinidad transicional (*episodio 4* de Bixel, 1984) y por los basaltos y doleritas del *episodio 5*, de afinidad alcalina a subalcalina, que estudiamos en esta memoria. Dentro de este último episodio, hemos incluido los lamprófidos alcalinos del plutón de Panticosa, debido a la coincidencia en la edad de su emplazamiento ( $267 \pm 11$  Ma, Debon y Zimmerman, 1993) y su similitud composicional respecto del magmatismo del episodio 5.

Respecto a los sectores considerados en este estudio (ver fig. 1.6), el episodio 4 aflora tanto en el sector central (Aguas Tuertas y Anayet) como en el oriental (Sierra del Cadí), mientras que el episodio 5, aflora en los sectores occidental (MCV) y central (Anayet-Panticosa). La edad de este 2<sup>o</sup> ciclo (Pérmico medio a superior), y más en concreto, del episodio 5, es uno de los objetivos de este trabajo, siendo objeto de un capítulo más adelante.

## **1.4. Antecedentes.**

En este apartado se indican, por orden cronológico, los diversos autores que han contribuido al conocimiento previo del magmatismo pérmico, hasta el momento de realización de esta memoria. Además de los que se citan a continuación, otros autores han estudiado el periodo tardihercínico en los Pirineos, centrándose en aspectos tan variados como son la estratigrafía, la estructura, las dataciones paleontológicas, etc. Una interesante y completísima revisión bibliográfica de todos esos aspectos puede encontrarse en Valero (1991), de manera que, en esta memoria, nos centraremos exclusivamente en aquellos trabajos que hacen referencia a los magmatismos pérmicos en general, sin hacer distinción de su edad concreta o de su composición.

### **1.4.1. Los estudios iniciales.**

La primera referencia conocida de la existencia de materiales volcánicos asociados al Pérmico en los Pirineos data del final del siglo XIX. Mallada (1878) describe dos tipos de rocas ígneas asociadas a las series rojas del valle de Tena: “porfiritas” del pico Anayet y el “pórfido epidotífero” de Aguas Tuertas, considerándolas análogas. De ambos tipos realiza una descripción petrográfica y proporciona un análisis químico.

Posteriormente, Caralp (1903) cita la existencia de pórfidos y de tobas eruptivas en distintos niveles de los materiales pérmicos del borde Sur de los Pirineos. Bresson (1903) describe la presencia de un campo de filones entre Anayet, Aguas Tuertas y Midi d’Ossau asociadas en un único evento eruptivo. También Dalloni (1910) asocia las rocas ígneas intercaladas en el Pérmico, a una única emisión eruptiva, aunque refina su clasificación, definiéndolas como andesitas. Uno de los trabajos más detallados sobre el vulcanismo pérmico, realizado en esa época, pertenece a Lapparent (1911), quien realiza un completo estudio del complejo volcánico de Midi D’Ossau, donde incluye una caracterización petrográfica de las rocas, describe sus minerales y aporta varios análisis químicos.

Los basaltos de Larrun (MCV), que habían sido confundidos, en parte, con “ofitas” del Keuper por Stuart-Menteath (1891), son reconocidos por Viennot (1929), quien distingue hasta cuatro afloramientos y realiza una detallada descripción de la roca, destacando su textura y composición mineral. También sugiere la necesidad de comparar estos basaltos del techo del Pérmico, con las andesitas y dacitas que afloran en el Midi d’Ossau. Este mismo autor reconoce dos episodios eruptivos en el Pérmico: andesitas-dacitas en la base y basaltos hacia el techo. El primer estudio petrográfico detallado de las rocas volcánicas estefano-pérmicas del sector de la Sierra del Cadí, es llevado a cabo por Boissevain (1934). Contemporáneo a éste, San Miguel de la Cámara (1936) recopila datos de los anteriores autores y define las rocas volcánicas de Sallent como andesitas.



### 1.4.2. La segunda etapa.

En la década de los años 60 y, hasta bien entrados los años 70, se suceden distintas aportaciones por parte de autores europeos, principalmente franceses y holandeses, sentando las bases cartográficas, estratigráficas y estructurales de los estudios geológicos modernos en los Pirineos.

Van der Lingen (1960) estudia la región al N de Canfranc (correspondiente con el sector central de la presente memoria) y reconoce dos tipos de andesitas asociadas al permotriás: andesitas porfídicas masivas del Pico Anayet y andesitas alteradas con numerosos enclaves de sedimentos que distingue en el área de Campo de Troya. Además, debido a su emplazamiento en forma de sills y a la concordancia de los datos paleomagnéticos con los de los sedimentos permotriásicos, afirma que el vulcanismo debió emplazarse durante ese intervalo. De manera complementaria, Wensink (1962) estudia la región del Alto Gállego, señalando la presencia de rocas efusivas de composición dacítico-andesítica en Campo de Troya y cartografía numerosos diques de rocas hipoabisales, entre los cuales se encuentran algunos de los diques de lamprófido estudiados en este trabajo.

Otros estudios de relevancia, contemporáneos a los dos citados anteriormente, son los de Schwarz (1962), que se centran en la región de Oza. En este trabajo el autor clasifica las rocas ígneas de Aguas Tuertas como andesitas piroxénicas y describe la presencia de fenocristales de augita y plagioclasa. También cita la presencia de xenolitos y establece una edad triásica para el emplazamiento de las andesitas, a partir de datos paleomagnéticos.

Morre y Thiébaud (1962) comparan los basaltos de Larrun con las lavas del Permotriás de la Sierra del Cadí y concluyen que no pueden ser consideradas “como de la misma naturaleza”, aunque sí encuentran analogías con las rocas del complejo volcánico de Midi d’Ossau. Lo que a nuestro juicio es el resultado más interesante de este trabajo es la hipótesis petrogenética que proponen: el magma anatético ácido, que da lugar a los granitos hercínicos, se mezclaría con un magma basáltico para producir un “*magma híbrido de composición dacítico-andesítica*” que daría lugar a ese magmatismo de la base del Pérmico.

Posteriormente, estos mismos autores (Morre y Thiébaud, 1964) estudiaron los diques doleríticos del MCV y los basaltos de Larrun, donde sitúan el hipotético centro emisor del magmatismo pérmico aflorante en el área. La relación entre el desarrollo de las cuencas pérmicas y el emplazamiento de los basaltos de MCV fue puesta de manifiesto por Müller (1969), quien defendió la contemporaneidad de los basaltos con los conglomerados encajantes pérmicos. Paralelamente, Bixel (1970 y 1973) desarrolla un destacado estudio petrológico y estructural del complejo volcánico del Midi d’Ossau.

Durante este período, también se publicaron numerosos trabajos sobre el Pérmico de los Pirineos que, aunque no estaban orientados al estudio de las rocas ígneas, sí aportaron valiosa información de carácter estratigráfico y estructural; a

modo de ejemplo sirvan los trabajos de Mirouse (1966), Mey *et al.* (1968), Nagtegaal (1969), Clin *et al.* (1970), Redquat (1974), Juch y Schäfer (1974) y Heddebaut (1975).

#### **1.4.3. El final de los años 70 y el inicio de los 80.**

El final de la década de los años 70 fue una época muy fructífera tanto respecto al avance en el conocimiento de la geología pirenaica como en los estudios sobre el Pérmico de la vertiente sur-pirenaica.

Sentadas ya las bases estratigráficas y estructurales en el período precedente, los investigadores del Pérmico en los Pirineos orientaron sus estudios hacia la comprensión de los procesos tectónicos y la dinámica de las cuencas que operaron durante este periodo.

Uno de los trabajos más destacados de esta época es el de Arthaud y Matte (1977), quienes propusieron un modelo de megacizalla dextral entre los Apalaches y los Urales para el contexto tardihercínico. A la luz de esta nueva hipótesis, se pone en valor la importancia de la Falla Nor-Pirenaica (FNP) durante el tránsito Carbonífero-Pérmico, proponiendo un modelo de dinámica de cuencas de “*pull apart*”, ligado al desarrollo de fallas transcurrentes relacionadas con la FNP.

Soula *et al.* (1979) recogen estas nuevas ideas en su modelo de creación de cuencas durante el Estefaniense, Pérmico y Triásico por cizalla simple a lo largo de fracturas hercínicas previas.

Gisbert (1981) describe los afloramientos de rocas estefaniense-pérmicas de la Sierra del Cadí (sector oriental del presente trabajo) y establece una útil nomenclatura litoestratigráfica, a partir de unidades informales, para las series pérmicas continentales en la vertiente sur-pirenaica. Dicha nomenclatura ha sido adoptada en numerosos trabajos posteriores, extrapolando su validez a otros sectores de los Pirineos.

Bixel y Lucas (1983), a partir del modelo de Soula *et al.* (1979), proponen un modelo global de desarrollo de las cuencas estefaniense-pérmicas, donde se relacionan estrechamente la sedimentación, la tectónica y el vulcanismo. El modelo de caldera volcánica que se acepta actualmente, para el caso del complejo volcánico de Midi d'Ossau, es propuesto por Bixel *et al.* (1983), relacionando el vulcanismo andesítico con las grandes fracturas transcurrentes tardihercínicas. Poco después, Lapuente *et al.* (1985) diferencian petrográficamente dos tipos de rocas ígneas en el conjunto estefaniense-pérmico de Anayet-Campo de Troya: andesitas y diabasas.

De modo contemporáneo a los trabajos citados, se produjeron los destacados trabajos de Bixel (1984, 1988), quien realizó un interesante estudio sobre el vulcanismo Estefaniense-Pérmico de los Pirineos. Este autor relaciona tres cuencas estefaniense-pérmicas con vulcanismo a lo largo de la Cadena Pirenaica y propone un modelo de evolución estructural y petrogenética, con cinco eventos volcánicos

consecutivos; el magmatismo estudiado en la presente memoria es el quinto de los episodios definidos por este autor. Esta idea será recogida por LeFur-Balouet (1985) quien aporta los primeros datos petrológicos y geoquímicos en diques y basaltos del sector NE de Larrun. Los cinco episodios volcánicos de Bixel (1984) son agrupados en dos ciclos por Martí (1986), el primero calcoalcalino, que comprende los episodios 1º a 3 y el segundo de afinidad alcalina, que equivale a los episodios 4º y 5º.

#### **1.4.4. Tramo final hasta la actualidad.**

El período final que nos lleva hasta la actualidad ha estado marcado por trabajos mucho más específicos. Asumida la división en episodios volcánicos de Bixel (1984) y partiendo de la caracterización petrológica de dichos episodios, surge, en la época reciente, la necesidad de disponer de un mayor conjunto de datos geoquímicos que permitan integrar todo el magmatismo Pérmico en los Pirineos en un modelo petrogenético unitario. En ese contexto, los últimos trabajos han aportado valiosísima información geoquímica de roca total e isotópica.

Cabanis y LeFur-Balouet (1989) integran los cinco episodios volcánicos del Estefaniense-Pérmico del Pirineo en un modelo de evolución tectónica desde una situación orogénica (episodios 1 a 3) a una tectónica distensiva (episodio 5). Esta hipótesis es aceptada por Innocent *et al.* (1994) donde se presentan los primeros datos de composición isotópica del conjunto del magmatismo.

Debon y Zimmerman (1993) estudian algunos de los diques de lamprófidos del plutón de Panticosa-Cauterets, con afinidad alcalina, y realizan una datación K-Ar en fenocristales de anfíbol que arroja una edad de  $267 \pm 11$  Ma (Guadalupiense en la escala de Gradstein *et al.*, 2004; Pérmico Medio-Superior). Debido a su naturaleza alcalina y al intervalo de edad obtenido, consideran que ese magmatismo es equivalente al vulcanismo Pérmico alcalino de Anayet-Campo de Troya, idea que recogemos y completamos nosotros en este estudio.

Finalmente, Lasheras (1998) y Lasheras *et al.* (1997, 1999a, b, c y d, y 2001) realizan un completo estudio de los basaltos y doleritas del 5º episodio Pérmico en el MCV, abarcando su petrología, mineralogía y geoquímica de roca total, así como aspectos relacionados con el emplazamiento de las manifestaciones magmáticas en este sector. Los trabajos más recientes aportan datos nuevos en petrología y geoquímica sobre manifestaciones de sectores concretos (p.e., sills basálticos y lamprófidos; Galé *et al.*, 2001a y b; 2004a y b; Lago *et al.*, 2004a, b, c y d) dentro de un marco geodinámico más elaborado para este magmatismo. Estudios particulares acerca de la fábrica magnética (ASM) de los sills basálticos del sector de Anayet son abordados por Gil *et al.* (2002).

## 1.5. Metodología.

El estudio del magmatismo Pérmico en el Pirineo, que aflora de manera muy discontinua y, además, presenta generalmente un alto grado de alteración, plantea la necesidad de aplicar una metodología concreta, con el fin de alcanzar los objetivos propuestos. La metodología adoptada se ha llevado a cabo en tres etapas temporalmente consecutivas que son:

- Trabajo de campo
- Análisis en laboratorio
- Estudio de gabinete

### 1.5.1. Trabajo de campo.

El estudio de campo estuvo orientado a la obtención, por un lado, de todos los criterios posibles que nos permitieran caracterizar el emplazamiento del magmatismo en los distintos sectores, así como, todas las características de interés a la hora de poder establecer una edad de dicho emplazamiento. Para ello se realizaron cartografías más detalladas que las existentes y se elaboraron perfiles estratigráficos sintéticos a partir de la información previa que, a su vez, permitiesen correlacionar los distintos sectores, y se prestó un especial interés a las relaciones entre los basaltos y los diques con el material encajante.

Para el estudio de campo y la cartografía de los afloramientos estudiados se ha utilizado la *base topográfica* de la series E 1:50.000 y E 1:25.000 del *Instituto Geográfico Nacional de España* y del *Institut Géographique National de la France*. A partir de los mapas anteriormente señalados se han realizado ampliaciones a escala 1:5.000 de los afloramientos estudiados.

Los *mapas geológicos* que se incluyen en esta memoria se han realizado a partir de la cartografía geológica a escalas 1:200.000 y 1:50.000 editada por el I.G.M.E., la serie de escala 1:25.000 editada por el *Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones del Gobierno Foral de Navarra* y la cartografía geológica a escala 1:50.000 editada por el B.R.G.M. Adicionalmente, se han cotejado las cartografías previas propuestas por diferentes autores en los tres sectores estudiados:

- Sector Occidental (MCV): Lasheras (1998).
- Sector Central (Oza - Anayet): Aso (1987) y Valero (1986, 1991).
- Sector Oriental (Sierra del Cadí): Gisbert (1981).

Finalmente, se han utilizado las *fotos aéreas* a escala 1:5.000, correspondientes a los afloramientos del Macizo de Cinco Villas y de Oza-Anayet, para verificar la correcta cartografía de las manifestaciones magmáticas.

Para la *adquisición de datos en el campo* (de tipo estratigráfico, estructural, petrológico, fotográfico y la recolección de muestras) se utilizaron distintos tipos de fichas de recogida de datos, elaboradas previamente con tal fin. De esta manera se pudo mantener un orden claro y preciso de toda la información obtenida y el posterior procesamiento de la misma resultó más inmediato.

En rocas que presentan un elevado grado de alteración como es nuestro caso, el *muestreo* ha sido crucial para la obtención de resultados satisfactorios. En este sentido se recolectaron muestras significativas de las diversas intrusiones en los tres sectores y, para cada uno de ellos, representativas de los distintos litotipos establecidos "*de visu*". La elección de muestras se hizo buscando las situaciones de menor alteración posible. El tamaño de muestra obtenido en cada caso fue elevado (varios dm<sup>3</sup>), destinado a elaborar un estudio petrológico, mineralógico y geoquímico completo de todos los litotipos considerados.

### **1.5.2. Análisis en laboratorio**

Posteriormente al trabajo de campo se abordó la etapa de análisis en laboratorio, que consistió, inicialmente, en un estudio petrográfico en lámina delgada de las muestras obtenidas, destinado a discriminar las muestras más inalteradas y representativas que, posteriormente, serían objeto de análisis geoquímicos elementales y de relaciones isotópicas, junto con un análisis de las fases minerales más significativas.

Para el *análisis de los minerales* presentes en los distintos litotipos, se realizaron láminas delgado-pulidas metalizadas con carbono. El estudio se llevó a cabo mediante microsonda electrónica, modelo CAMEBAX SX-50, de las Universidades de Oviedo y Barcelona. Las condiciones instrumentales de trabajo se describen en el Anexo I.

En la preparación de las muestras para su *análisis geoquímico*, se siguió la rutina de trabajo habitual de:

- a) fragmentación en una trituradora de mandíbulas de hierro acerado, previa homogeneización de las mandíbulas,
- b) cuarteado de la muestra triturada hasta obtener una fracción de peso próximo a los 200 gramos.
- c) molienda de la fracción resultante en un molino de oscilación con vaso y aros de ágata y, finalmente,
- d) tamizado de la muestra con tamiz de 35 µm de luz de malla, con repetición de la molienda de la fracción no pasante, hasta el paso completo de la muestra.

En cada muestra a analizar se separó una fracción representativa para el análisis geoquímico elemental y, en ocasiones, otra para la obtención de relaciones

isotópicas, reservando y guardando el resto.

Los *análisis de elementos mayores y de algunos trazas* se obtuvieron, mediante Fluorescencia de Rayos X, en el *Servicio de Espectrometría y Difracción de rayos X* de la Universidad de Oviedo, y en el *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux du C.N.R.S.* (Nancy, Francia).

De otra parte, la *mayor parte de los elementos traza, incluidas las tierras raras*, se analizaron mediante ICP-MS, en el *Centro de Instrumentación Científica* de la Universidad de Granada y en el *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux du C.N.R.S.* (Nancy, Francia). Las rutinas analíticas y las condiciones instrumentales se describen, en detalle para cada uno de las técnicas, en el Anexo I.

Adicionalmente, en algunas muestras especialmente significativas, se realizaron medidas de las *relaciones isotópicas* de Sr, Nd y Pb. Los análisis de los isótopos de Sr y Nd se llevaron a cabo mediante un equipo de Espectrometría de Masas con fuente de Ionización Térmica (TIMS), multicolector, en el *Centro de Cronología y Geoquímica Isotópica* de la Universidad Complutense de Madrid. Las relaciones isotópicas de Pb fueron analizadas en el *Laboratorio Iberchron* de la Universidad del País Vasco. Las condiciones instrumentales de estos análisis se han incluido en el Anexo II.

### **1.5.3. Trabajo de gabinete.**

Posteriormente a la campaña de campo se abordaron distintas actividades con el fin de integrar y procesar toda la información obtenida por los diferentes estudios.

En un primer lugar se hizo una exhaustiva recopilación bibliográfica de los antecedentes sobre este magmatismo y sobre el período Pérmico en los Pirineos y en otras regiones análogas del SO europeo. Este estudio contribuyó a delimitar el tema, descubrir carencias de información previa y definir unos objetivos concretos para el estudio.

El tratamiento de la información cartográfica se realizó mediante software específico de dibujo vectorial (*Corel Draw, Claris Works Draw y Adobe Illustrator*) con el fin de disponer de una cartografía representativa de todos los afloramientos estudiados.

Una vez se dispuso de los análisis químicos en fases minerales y en roca total se trataron los datos obtenidos con software específico de cálculo y representación gráfica (*Microsoft Excel y Golden Software Grapher*). Con ellos se pudieron calcular las fórmulas estructurales de los minerales analizados y se estudiaron numerosos diagramas elementales y de relaciones interelementales que se describen en el apartado de geoquímica. Así, se pudieron estudiar y comparar las composiciones minerales obtenidas en todos los litotipos y comparar sus composiciones

respectivas en roca total.

Finalmente, también mediante software específico de cálculo (*Microsoft Excel*), se llevó a cabo la modelización numérica del proceso petrogenético. Para ello se construyeron diferentes hojas de cálculo que simularan el proceso petrogenético para diferentes suposiciones de partida y que contemplaran la variación de los parámetros implicados en el proceso. De esta manera se pudieron abordar los objetivos finales del presente estudio.





2



*ESTRATIGRAFÍA*

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>2.1. Introducción.</b>	<b>31.</b>
<b>2.2. Estratigrafía del Sector occidental : Macizo de Cinco Villas (Navarra).</b>	<b>32.</b>
2.2.1. Paleozoico pre-orogénico.	34.
2.2.2. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.	35.
2.2.3. Triásico.	37.
2.2.4. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de MCV.	39.
<b>2.3. Estratigrafía del Sector central: área de Oza-Anayet (Huesca).</b>	<b>44.</b>
2.3.1. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.	44.
2.3.2. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de Oza-Anayet.	48.
<b>2.4. Estratigrafía del Sector oriental: Sierra del Cadí (Lleida).</b>	<b>49.</b>
2.4.1. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.	50.
2.4.2. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de la Cuenca del Cadí.	52.
<b>2.5. Síntesis de los datos estratigráficos.</b>	<b>54.</b>

## 2.1. Introducción.

El magmatismo Pérmico pirenaico, correspondiente al 5º episodio (Bixel, 1984), tiene un emplazamiento fundamentalmente subvolcánico (*cfr.* Capítulo 3), estando representado por sills basálticos, y diques de doleritas y lamprófidos. Los diques se emplazaron en materiales del zócalo pre-hercínico (doleritas del Macizo de Cinco Villas -MCV-) o en granitoides hercínicos (lamprófidos en el Plutón de Panticosa). Los sills basálticos se intercalaron en los sedimentos continentales que rellenaban pequeñas cuencas aisladas, ligadas en su desarrollo y evolución, al régimen tectónico de desgarre tardi- y post-hercínico. Los materiales sedimentarios que rellenan estas cuencas representan un intervalo temporal que va desde el Carbonífero hasta el Triásico, momento en el cual cesa la sedimentación continental y se instala una plataforma carbonatada, que da paso al inicio de la sedimentación marina mesozoica.

Los sills afloran, en todos los casos, entre los materiales sedimentarios pérmicos de relleno de las cuencas y, como se verá más adelante (*cfr.* capítulo 3), su emplazamiento es prácticamente coetáneo con el depósito de los sedimentos pérmicos. Este hecho supone que su posición dentro de la columna sedimentaria es un criterio estratigráfico fiable para establecer el intervalo temporal de emplazamiento de estas rocas.

De otra parte, la alteración generalizada que presentan las rocas estudiadas, impide la obtención de dataciones radiométricas precisas en roca total, por lo que, el criterio temporal, basado en la posición estratigráfica de los sills es crucial para establecer una edad de emplazamiento de este magmatismo. Para los diques estudiados, dado que están emplazados en materiales devónicos y carboníferos y, considerando su cogenetismo con los sills estudiados (*cfr.* capítulo 6), solamente podemos establecer un límite inferior para su emplazamiento, situado en el Westfaliense (Carbonífero Superior).

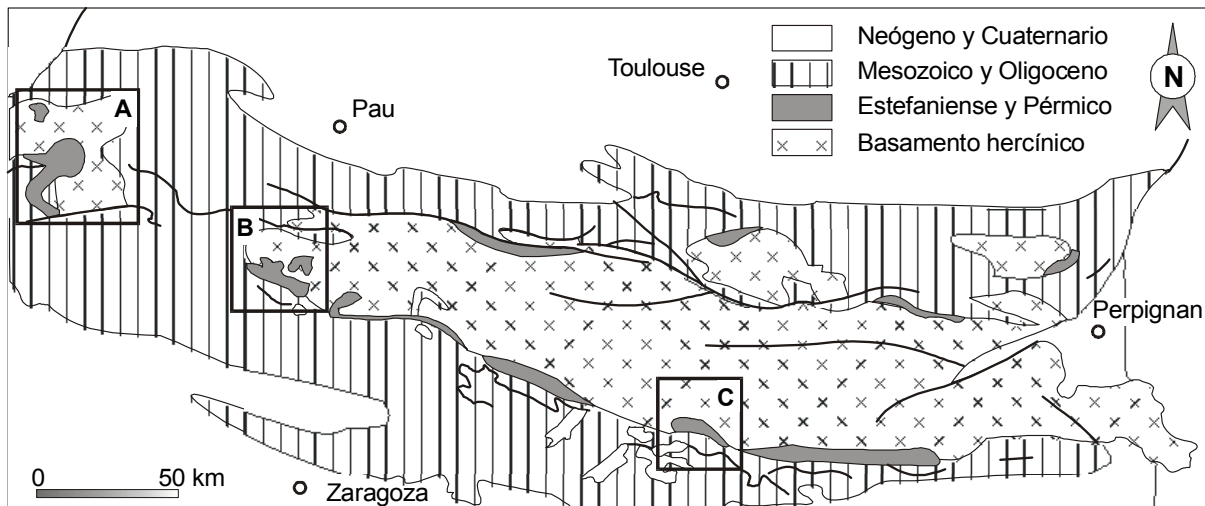
En este capítulo, se aborda la descripción de las litologías de los materiales sedimentarios pérmicos y triásicos que afloran en las áreas estudiadas, incluyendo, además, una somera descripción de los materiales devónicos y carboníferos entre los cuales afloran los diques estudiados en el Macizo de Cinco Villas. El resto de los materiales que completan el registro sedimentario no son tratados puesto que su descripción no aporta información relevante para el estudio del magmatismo.

En este contexto, este capítulo está dividido en tres apartados, correspondientes a los sectores estudiados (Fig. 2.1): a) *Macizo de Cinco Villas*, b) *Sector de Aragón - Bearn* y c) *Sector de la Sierra del Cadí*. El estudio de cada uno de los sectores incluye una síntesis de los datos estratigráficos más relevantes disponibles hasta el momento, junto con los datos propios obtenidos en este estudio.

Antes de dar paso a las descripciones de los registros sedimentarios de las tres cuencas, es necesario hacer una serie de precisiones acerca de la nomenclatura

referida en este capítulo y la utilizada por los distintos autores a lo largo del tiempo.

Las cuencas tardi- a post-hercínicas del SO de Europa constituyen un conjunto de cuencas intracontinentales, con un relleno detrítico y/o volcánico-volcanoclástico condicionado, principalmente, por la actividad tectónica local y/o regional (Cassinis *et al.*, 2000).



**Fig. 2.1.** Mapa geológico general del Pirineo con indicación de los sectores estudiados: A) Macizo de Cinco Villas; B) Oza-Anayet; C) Sierra del Cadí.

Al tratarse de cuencas aisladas en origen, la correlación entre materiales de cuencas diferentes es difícil, más aún si tenemos en cuenta la escasez de fósiles u otros elementos de referencia, el carácter continental de los ambientes sedimentarios desarrollado y el marcado control tectónico sobre su régimen de relleno. Por todo ello, a lo largo del tiempo, las cuencas se han estudiado de forma aislada y cada autor ha establecido la terminología más conveniente para su problema, de manera que nos encontramos, hoy en día, con numerosos términos litoestratigráficos diferentes que tienen poca o ninguna referencia entre sí. Además se han mantenido escalas temporales basadas en términos que hacen referencia a facies sedimentarias (p.e. *Autuniense*, *Zechstein*), de validez regional pero de difícil correlación con la escala de tiempo geológico internacional. Esta situación se ha producido también en el estudio de las cuencas pérmicas pirenaicas.

Con un interés aclaratorio indicamos al final del capítulo cual es la relación entre los términos más utilizados en las cuencas pérmicas del Pirineo, los términos que hacen referencia a las facies sedimentarias utilizados en los depósitos continentales pérmicos de Europa y la escala de tiempo geológico internacional del Pérmico (Menning, 1995 y 2001).

## 2.2. Macizo de Cinco Villas.

El Macizo de Cinco Villas (MCV), junto con el de Alduides-Quinto Real, constituye uno de los afloramientos paleozoicos más occidentales del Pirineo (Heddebaut, 1965 y 1975). El núcleo paleozoico se encuentra, a su vez, flanqueado por una cobertera mesozoica de potencia variable; la serie sedimentaria aflorante la completan los materiales cuaternarios, no habiéndose identificado sedimentos con edad Terciaria.

El Paleozoico del MCV está representado por materiales que comprenden desde el Silúrico hasta el Pérmico (Heddebaut, 1975; Campos, 1979; Requadt, 1981 y Pesquera, 1985). Los materiales pre-orogénicos son mayoritarios en afloramiento y están afectados por un metamorfismo de grado muy bajo a bajo y por deformaciones hercínicas poco intensas (Pesquera y Velasco, 1988), mientras que las rocas de edad pérmica se presentan en pequeños afloramientos aislados tectónicamente, constituidos por rocas de naturaleza detrítica y volcánica. La variable disposición estructural de los materiales paleozoicos, unida a la gran uniformidad litológica y escasez de fósiles que presentan, ha dificultado mucho la definición de unidades formales, de manera que, los distintos autores, han utilizado unidades informales de utilidad cartográfica (p.e., "*Esquistos de Arneguy*" de edad Devónico Inferior, Heddebaut, 1965).

El Triásico aflora bordeando al Paleozoico, al que recubre en discordancia y está constituido por la sucesión de materiales característica del Trías germánico, compuesta por las facies *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper* (Müller, 1969; Villalobos, 1975 y Campos, 1979). El resto de los materiales mesozoicos afloran al sur del MCV, y están representados por materiales carbonatados y terrígenos de edad Jurásica (*Lias*, *Dogger* y, de modo incompleto, el *Malm*) y parte del Cretácico inferior (materiales atribuibles a la facies *Weald* y el intervalo Albiense-Aptiense) y superior (Coniaciense a Santoniense; Rat, 1959; Ramírez del Pozo, 1971 y García Mondejar, 1982).

En cuanto al Cuaternario, está representado por materiales de ladera y depósitos fluviales asociados a la red hidrográfica.

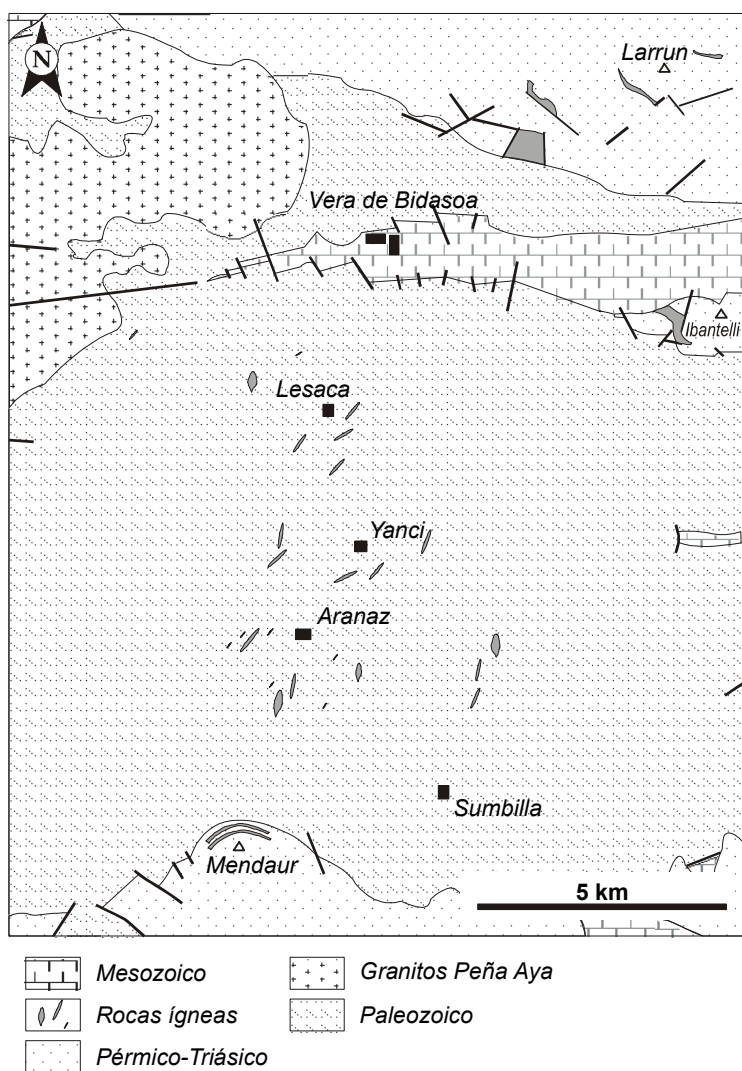
Además de los materiales sedimentarios citados, en este entorno geológico afloran rocas ígneas emplazadas en los materiales paleozoicos y mesozoicos. Estas rocas se agrupan en tres conjuntos asociados a diferentes magmatismos: a) el plutón granítico de Aya (Pesquera, 1985; Pesquera y Velasco, 1988 y Pesquera y Pons, 1990), de edad hercínica, situado al O del macizo, b) las manifestaciones del magmatismo alcalino de edad pérmica, que son el objeto del presente estudio y c) las intrusiones subvolcánicas de naturaleza toleítica ("*ofitas*"), que se emplazan entre los materiales plásticos de la facies *Keuper* (Lago, 1980 y Azambre *et al.*, 1987).

El magmatismo alcalino objeto de este estudio en el Macizo de Cinco Villas, está constituido por sills basálticos, emplazados en la serie pérmica, y por diques

doleríticos que cortan a los materiales del Devónico Superior y del Carbonífero (Westfaliense). En este sentido, la descripción de los materiales sedimentarios del macizo que se incluye en este apartado, se centra en la serie pérmica y triásica, puesto que nos permitirá extraer conclusiones acerca de la edad de emplazamiento del magmatismo, haciendo también referencia a los materiales devónicos y carboníferos en donde se emplazan los diques estudiados.

### 2.2.1. Paleozoico pre-orogénico.

El paleozoico pre-hercínico que aflora en el Macizo de Cinco Villas, está representado por una potente serie detrítica que abarca desde el Devónico hasta el Carbonífero (Heddebaut, 1975) y que presenta intercalaciones carbonatadas de edad Fameniense (Devónico Superior). Los diques doleríticos estudiados en este trabajo afloran intercalados dentro de los niveles carbonatados de edad Devónica (Fig. 2.2) y, ocasionalmente, en el límite de esta unidad, cortando a la serie detrítica carbonífera. Por este motivo, se describen con cierto detalle estas dos unidades en este apartado.



La unidad comienza con un tramo de niveles de pelitas azuladas con escasos nódulos silíceos de tamaño centimétrico. Hacia techo de este tramo afloran 40 m de calizas laminadas con intercalaciones detríticas centimétricas de tonos azulados-negruzcos. Heddebaut (1975) encuentra conodontos de edad Fameniense superior en este tramo carbonatado, que equivale a las calizas "griotte", de la misma edad, definidas en el vecino Macizo de Mendibelza (Heddebaut, 1975). La sucesión devónica termina en este sector con un tramo detrítico de unos 10 m de espesor en el que

Fig. 2.2. Mapa geológico general del Macizo de Cinco Villas (Sector occidental, Navarra).

Heddebaut (1975) encuentra fauna del Devónico terminal. Por encima se disponen unos niveles centimétricos (3 m en total) de lilitas negras que dan paso a una potente serie de arenitas y grauwacas, de grano grueso, ricas en micas blancas y fragmentos de plagioclasas alteradas. En este último tramo detrítico, Heddebaut (1975) cita la presencia de macroflora y de goniatites de edad Namuriense (Carbonífero Superior).

### 2.2.2. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero Superior y Pérmico.

Los materiales Paleozoicos posteriores al clímax orogénico Hercínico en el Macizo de Cinco Villas corresponden a rocas detríticas del Carbonífero Superior (en concreto del Estefaniense) y del Pérmico, y sus afloramientos se distribuyen, a grandes rasgos, en la periferia del Macizo (Fig. 2.2). Los materiales del Estefaniense y del Pérmico Inferior presentan un escaso desarrollo mientras que los materiales del Pérmico Medio (facies *Saxoniense*) están bien representados, siendo, estos últimos materiales, los que incluyen a los sills basálticos estudiados en el MCV.

#### *Carbonífero Superior: Estefaniense.*

Los materiales correspondientes a este intervalo sólo afloran en el monte Ibantelli, al sur del monte Larrun, y en el pico de Ibardin (Fig. 2.2) y, según Valero (1991) son equivalentes a la *Unidad de Tránsito* definida por Gisbert (1981) para el Pirineo oriental. Zeiller (1895) asigna una edad *Estefaniense* a la macroflora que Bureau (1866) y Stuart-Menteath (1881) encuentran en ambos afloramientos. Posteriormente Doubinger y Mouline (1961) precisan que la macroflora descrita en la serie del monte Ibantelli pertenece al *Estefaniense* medio. Valero (1991) distingue dos tramos en esta unidad:

*Tramo inferior:* con 20 m de potencia, es de naturaleza lutítica y presenta colores gris-verdosos. Hacia la base afloran niveles de carbón asociados y presenta intercalaciones de tobas y cineritas de 1,5 a 3 m de espesor.

*Tramo superior:* formado por una sucesión alternante de conglomerados poligénicos y arenitas grises y verdes. Los conglomerados forman estratos masivos de 1 m de espesor y su esqueleto está formado por cantos subredondeados de cuarzo, cuarcita, arenita (Westfaliense) y calizas (Devónico). Presentan matriz arenítica y cemento silíceo. Las arenitas constituyen estratos masivos o con laminación paralela, de 0,3 a 0,5 m de potencia.

#### *Pérmico.*

El Pérmico en el MCV está representado por materiales atribuidos por su facies al *Autuniense* y *Saxoniense*, correspondientes a las unidades de Tránsito, Roja

Inferior y Roja Superior de Gisbert (1981). En los valles de Aritzakun y Urritzate, donde se sitúan los afloramientos más continuos, Müller (1969) estableció la *Serie de Maya del Baztán* como serie tipo para el Pérmico en este sector. Dentro de esta serie tipo, diferenció un Pérmico Inferior (P1) o *Fm. de Carbonatos* y un Pérmico Superior (P2) o *Fm. de Arenitas y Conglomerados*.

**Formación de Carbonatos:** es una unidad muy poco uniforme, con una potencia en ningún caso superior a los 250 m. Lasheras (1998) sugiere que esta unidad equivale a la Unidad de Tránsito y la Unidad Roja Inferior de Gisbert (1981). Müller (1969) define cinco unidades litoestratigráficas informales que denomina "*Subformaciones*" relacionadas por cambios laterales de facies:

*Subformación de brechas carbonatadas:* con una potencia variable entre unos pocos metros y 200 m es la unidad más potente y predominante. Está constituida por una alternancia de limolitas arenosas y niveles de brechas carbonatadas con cantos de caliza, cuarcita, silexita, esquisto y un cemento de naturaleza variable (normalmente silíceo), pudiendo alcanzar algunos de estos niveles los 15 m de espesor.

*Subformación de carbonatos-limolitas:* tiene una potencia variable entre los 40 m y los 90 m y está constituida por bancos de limolitas arenosas de tonos rojizos y amarillentos de varios metros de potencia. Presentan intercalaciones de carbonatos o, menos comúnmente, de arcillas carbonatadas o arenitas con cemento calcáreo. Estas últimas pasan lateralmente a calizas arenosas-arcillosas de colores rojizos.

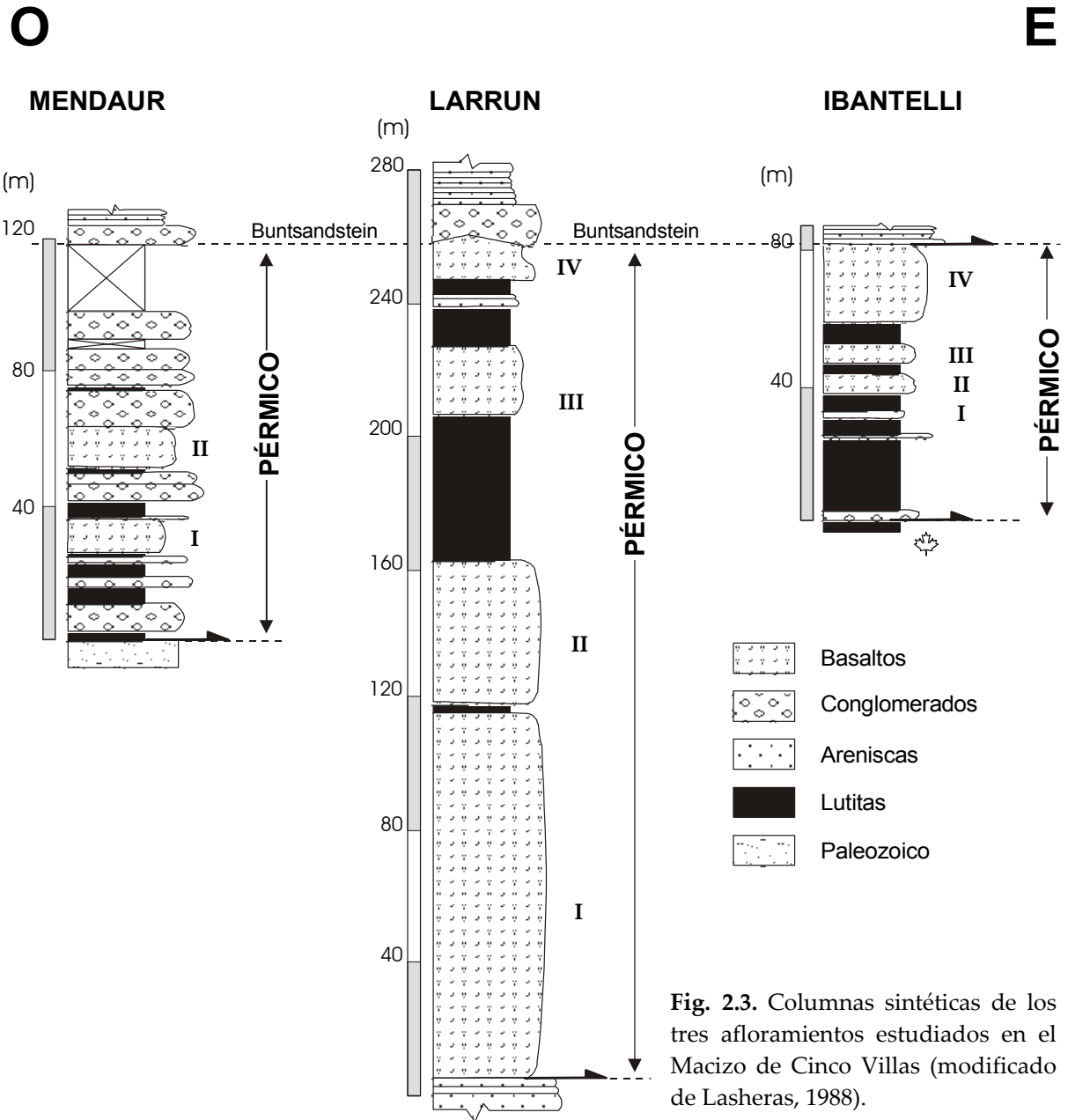
*Subformación de arenitas-limolitas:* es un tramo detrítico de potencia variable (hasta 100 m de potencia máxima), asociado siempre a la parte inferior de la formación. Está formado por una alternancia de limolitas de tonos marrones y rojizos y arenitas rojizas dispuestas en estratos potentes. En ocasiones muestra intercalaciones de arcillas rojizas-violáceas de escaso espesor.

*Subformación de brechas de esquistos:* tiene una potencia máxima de 100 m y está constituida por esquistos brechoides dispuestos en potentes bancos masivos o en niveles más estratificados. Hacia techo son comunes las brechas carbonatadas y, en menor medida, los cantos rodados de cuarcitas.

*Subformación de calizas:* esta subformación alcanza los 100 m de potencia y está compuesta por brechas carbonatadas. La mayor parte del tramo consta de calizas marrón-rojizas o violáceas dispuestas en tramos potentes. Hacia techo se encuentran calizas arcillosas con estructuras nodulosas o brechoides y colores rojos, amarillos, e incluso blancos. En ocasiones presentan intercalaciones arcillosas de morfología globular.



**Formación de conglomerados y arenitas:** Esta unidad puede llegar a alcanzar los 300 m de potencia total y está formada por niveles de conglomerados de 5 a 15 m de espesor que alternan con arenitas muy litificadas. El color general que presenta el conjunto de la serie es un rojo intenso característico. Hacia el techo de esta unidad afloran hasta cuatro sills basálticos interestratificados, de espesores diferentes (de 10-12 m hasta más de 100 m) (Pico Larrún; Fig. 2.2).



**Fig. 2.3.** Columnas sintéticas de los tres afloramientos estudiados en el Macizo de Cinco Villas (modificado de Lasheras, 1988).

### 2.2.3. Triásico.

Sobre los materiales pérmicos, aflora el Triásico en las facies del Trías germánico: facies *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper*. Dentro de la facies *Keuper* suelen aflorar intrusiones subvolcánicas de doleritas toleíticas (*ofitas*).

### *Facies Buntsandstein.*

La serie tipo correspondiente con los materiales detríticos que constituyen la facies *Buntsandstein* en este sector fue definida en el valle del Baztán (al E del sector estudiado). La serie fue dividida en cuatro unidades (Müller, 1969 y 1973): unidad de conglomerados, 2) unidad de arenitas, 3) unidad de conglomerados, arenitas y lutitas y 4) unidad de lutitas, que han sido agrupadas en dos megasecuencias granodecrecientes (Gisbert *et al.*, 1985; Calvet *et al.*, 1993).

La *megasecuencia inferior* está formada por las unidades 1 y 2 de Müller (1969) y alcanza una potencia de 240 m. La *Unidad de Conglomerados (1)*, de hasta 40 m de potencia, está constituida por bancos de 0,5 a 3 m de conglomerados poligénicos con cantos redondeados de cuarzo, cuarcita y liditas, con un diámetro medio de 3-8 cm y un tamaño máximo de 12 cm. Los cantos pueden presentar huellas de disolución y están inmersos en una matriz arenosa de color rojo, tamaño de grano grueso a medio, mal clasificada y con cemento silíceo. La *Unidad de Arenitas (2)* tiene un espesor variable de 40 a 200 m y está formada por bancos de 0,2 a 2 m de arenitas uniformes, con geometría lenticular y estratificación cruzada de gran escala.

La *megasecuencia superior* consta de las unidades 3 y 4 definidas por Müller (1969) pudiendo llegar a alcanzar los 350 m de espesor. La *Unidad de Conglomerados, Arenitas y Lutitas (3)* de niveles rojizos consta de arenitas y lutitas en su parte inferior que pasan a lutitas verdosas o gris-verdosas hacia el techo. La potencia de esta unidad es de 300 m. Los niveles de arenitas y lutitas rojas se ordenan en secuencias granodecrecientes métricas con estratificación cruzada. Localmente presentan niveles centimétricos de microconglomerados. En los niveles de lutitas verdosas del techo de la unidad, en las proximidades del Puerto de Otxondo, Müller (1969 y 1973) cita la presencia de paleoflora. Además, Calvet *et al.* (1993) realizan un estudio palinológico de ese afloramiento y datan esta unidad como Anisiense inferior-medio. La *Unidad de Lutitas (4)* está constituida, casi de forma exclusiva, por lutitas abigarradas de colores rojizos, amarillentos y verdosos, y su potencia varía de 30 a 55 m. Hacia techo, las lutitas presentan intercalaciones de lentejones de calizas, con evidencia del paso a la sedimentación carbonatada, típica de la facies *Muschelkalk*.

La edad del inicio de la sedimentación de la Facies Buntsandstein en este sector no está perfectamente definida, puesto que la datación palinológica (Anisiense inferior-medio; Calvet *et al.*, 1993) se obtuvo sobre materiales de la megasecuencia superior. No obstante, esta edad Triásica es perfectamente compatible con las dataciones palinológicas realizadas sobre materiales de la megasecuencia inferior en otros sectores de la cadena Pirenaica (Broutin *et al.*, 1988 y Calvet *et al.*, 1993) y en la Cadena Ibérica (Doubinger *et al.*, 1990 y López-Gómez y Arche, 1992), que indican una edad *Thuringiense* (Pérmico Superior) para los materiales basales de la facies *Buntsandstein*.

### *Facies Muschelkalk.*

El único afloramiento de materiales con esta facies se encuentra al NO de la población de Echalar y está limitado por contactos de origen tectónico, por lo que no es posible determinar su espesor total, habiéndose observado un espesor mínimo de 70 m. La serie está caracterizada por una sucesión de calizas dolomíticas, muy potentes, calizas finamente estratificadas, calizas margosas y margo-calizas de color claro. En ocasiones, presentan intercalaciones de niveles arcillosos versicolores de orden métrico a decamétrico. Los niveles carbonatados corresponden (Faci *et al.*, 2002) a micritas, micritas biogénicas, dolomías y calizas recristalizadas. Los tipos calizos se presentan como micritas (>90% de micrita), con presencia ocasional de fósiles (<7%) y cuarzo (1%); en cuanto a los tipos dolomíticos, aparecen como dolomicritas (80-85% de micrita) con cemento esparítico (15-20%). La edad de esta unidad no ha podido ser determinada en este sector, sin embargo, en la Sierra del Cadí se ha datado como Ladiniense superior (Calvet *et al.*, 1993).

### *Facies Keuper.*

Los materiales en facies *Keuper* están asociados al *Muschelkalk* que aflora próximo al sector de Echalar. Están constituidos por lutitas abigarradas de tonos rojos, violáceos, verdes y amarillos, con intercalaciones aisladas de niveles de yeso fibroso, pasando hacia techo a niveles de naturaleza más margosa. Al igual que ocurre con el *Muschelkalk*, la potencia de este tramo no ha podido ser determinada debido a los contactos de origen mecánico que presenta; la serie más completa en el entorno geológico de este sector es la descrita por Salvany (1990) en el diapiro de Poza de la Sal, donde el espesor de los sedimentos del Keuper alcanza los 130 m. Según Calvet *et al.*, (1993), la sedimentación de los materiales en facies Keuper en la región vasco-cantábrica se inició en el Noriense inferior-medio y alcanzó hasta el Rhetiense.

#### **2.2.4. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica del MCV.**

Los afloramientos estefaniense-pérmicos del MCV están aislados actualmente y, en muchas ocasiones, los contactos son de origen mecánico por lo que es muy difícil reconstruir la posible geometría de la cuenca (o cuencas) original. Sin embargo, a partir de los datos de campo y las columnas estratigráficas levantadas por Lasheras (1998) es posible aproximar la geometría original de los depósitos. Para ello, en primer lugar hemos representado las columnas estratigráficas representativas de los afloramientos de Larrún, Ibantelli y Mendaur (Fig. 2.3 y su localización espacial en Fig. 2.4), conservando la misma escala vertical en las tres secciones estudiadas.

En los diagramas (Figs. 2.3 y 2.4) se observa que en los tres afloramientos estudiados sólo afloran los materiales del Pérmico Medio-Superior (Unidad Roja

Superior -U.R.S.- o Formación P2) y, sólo en la sección del pico Ibantelli, afloran depósitos paleozoicos de edad Estefaniense (U.G.). En el caso del monte Larrún la columna fue levantada (Lasheras, 1998) en la pista que asciende a la cota del monte desde el barrio de Caule (Fig. 2.4) y las coordenadas UTM son:

BASE: 30TXN10339600

TECHO: 30TXN10979586

La base se sitúa, en contacto tectónico, sobre materiales de la facies *Buntsandstein*, por lo que probablemente la serie no está completa, faltando parte de sus niveles inferiores. El techo del perfil son, de nuevo, los materiales de la facies *Buntsandstein*, esta vez relacionados por medio de una discordancia erosiva, característica de la base de estos materiales en todo el Pirineo.

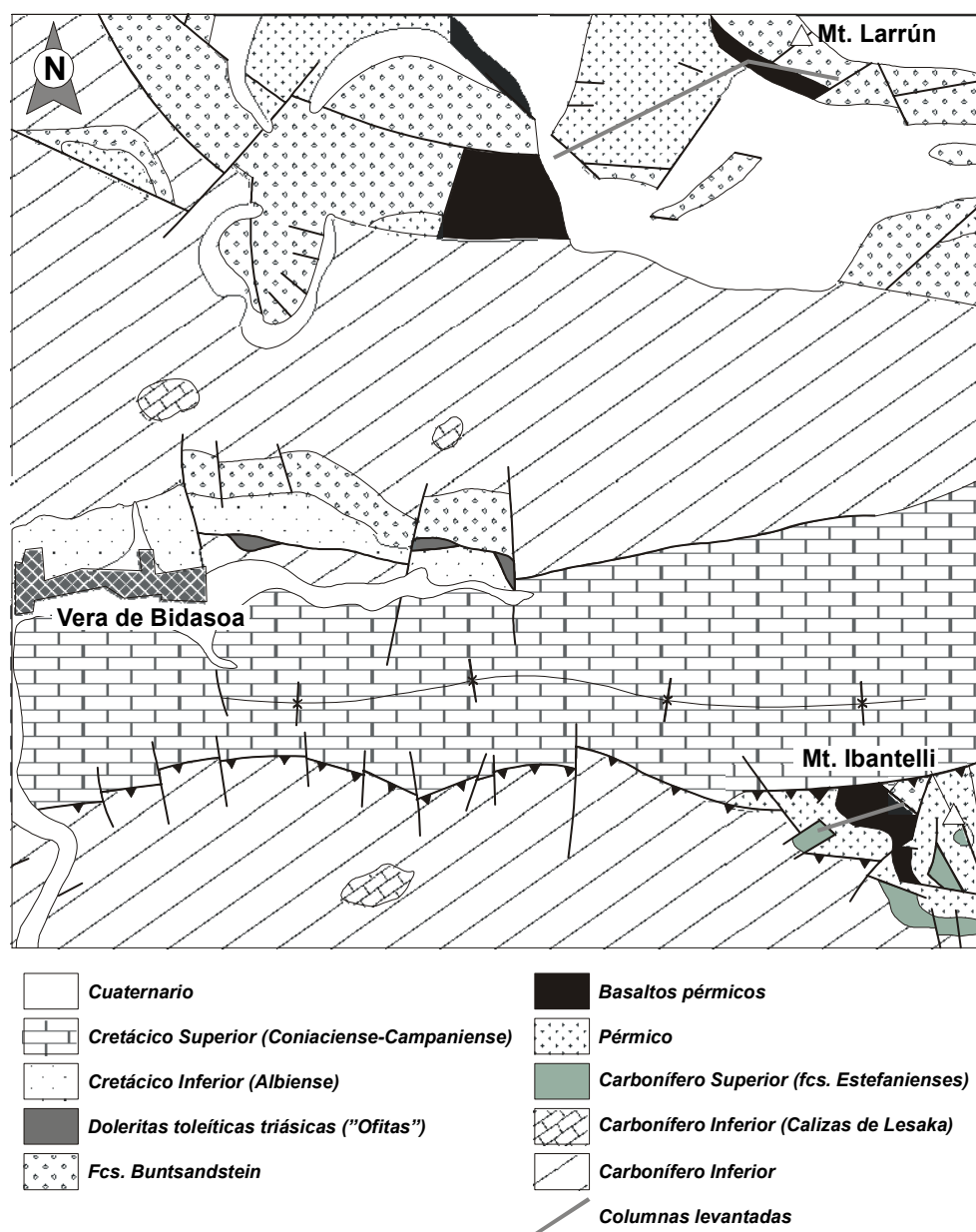


Fig. 2.4. Mapa geológico de los afloramientos de Larrún (al norte) y de Ibantelli (al SE).

El perfil de Ibantelli fue levantado (Lasheras, 1998) en la ladera SO del monte Ibantelli (Fig. 2.4), entre las coordenadas UTM:

BASE: 30TXN10859185

TECHO: 30TXN11439200

La serie se inicia en los niveles que se disponen sobre los materiales de la Unidad de Tránsito (U.T.) y termina con la discordancia erosiva de la base de los materiales de la facies *Buntsandstein*. En ocasiones, el techo de la serie en este sector es mecánico y los depósitos en facies *Buntsandstein* se disponen directamente sobre el último sill basáltico.

La columna de la zona del embalse de Mendaur, fue levantada por Lasheras (1998) en la ladera N del monte Mendaur (Fig. 2.5), situándose en las coordenadas

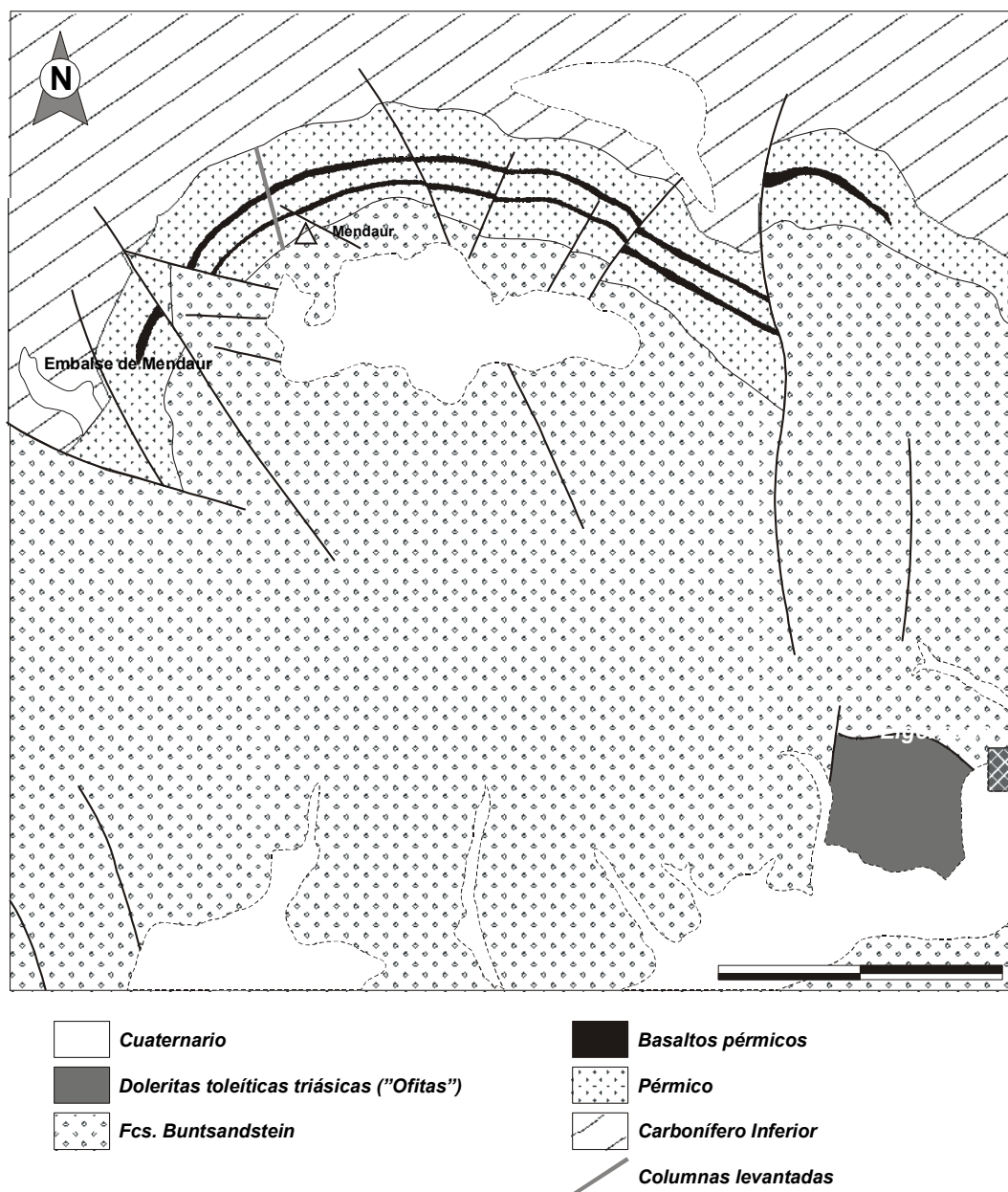


Fig. 2.5. Mapa geológico del afloramiento de Mendaur.

UTM:

BASE: 30TXN03957930

TECHO: 30TXN03957930

La base está en contacto con materiales pelíticos de edad Devónico Superior - Carbonífero y el techo está definido por la discordancia erosiva de la base de los conglomerados en facies *Buntsandstein*.

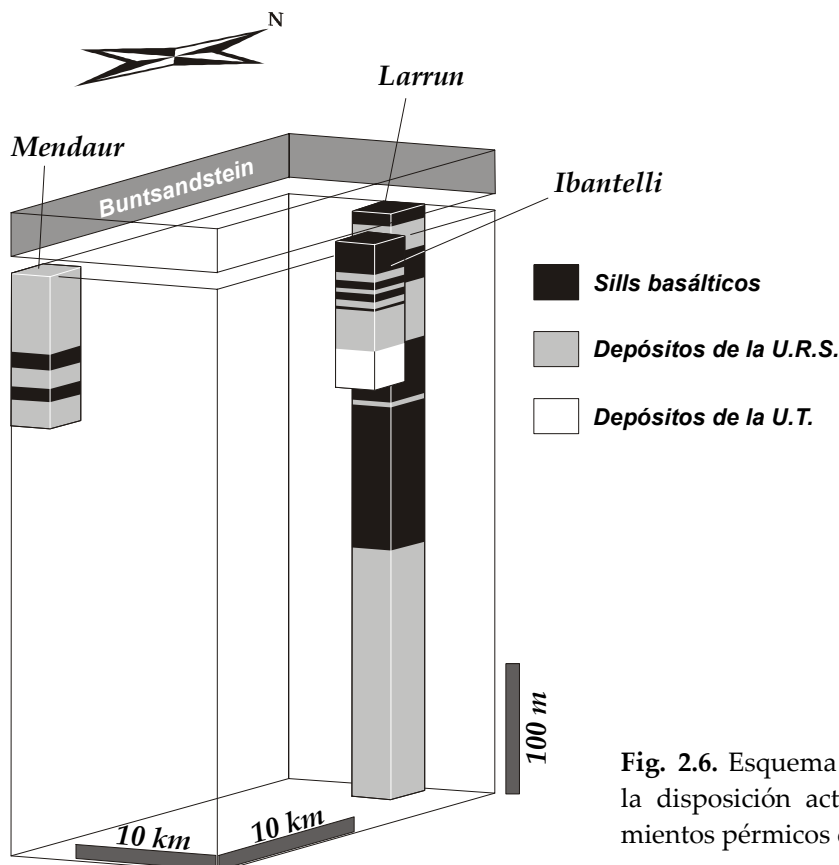


Fig. 2.6. Esquema tridimensional de la disposición actual de los afloramientos pérmicos de MCV.

A partir de la reconstrucción esquemática (Fig. 2.6), donde para mayor claridad, hemos incluido los materiales de la U.T. de Ibantelli, con la potencia con la que afloran en este sector, se pueden destacar las siguientes características:

- El carácter incompleto de las series (contactos mecánicos) impide precisar las potencias reales de cada sector pero, aún así, la potencia en el monte Larrún es mucho mayor que en los otros dos sectores.
- La serie más oriental (Ibantelli) es la única que presenta materiales previos a la U.R.S., característica que, como veremos más adelante, es común en todas las cuencas pérmicas del Pirineo.
- Otra característica, también observada en otras cuencas pirenaicas (Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985; Lago *et al.*, 2004) es la menor potencia de los sedimentos en facies *Saxoniense* (U.R.S.) en los sectores más orientales de la cuenca (Ibantelli).

- En las otras dos cuencas estudiadas, de las que se dispone una reconstrucción más completa (*ver* apartados posteriores), el magmatismo del 5º episodio se restringe a la sub-cuenca oriental. En este caso no es así, puesto que afloran sills en los tres sectores; sin embargo, sí es apreciable que el número de sills y su potencia son menores en el extremo occidental (Mendaur).
- Finalmente, en conjunto, los afloramientos del MCV, presentan menor espesor que el resto de cuencas estudiadas, evidenciando una menor subsidencia en este sector (Lago *et al.*, 2004a) durante el período tardihercínico.

### **2.3. Sector occidental: Oza-Aragón.**

En el sector de Selva de Oza-Aragón afloran materiales paleozoicos, con edades que abarcan desde el Devónico hasta el Pérmico, y del Cretácico Superior. Los materiales pre-orogénicos están afectados por un intenso plegamiento hercínico, acompañado de un metamorfismo regional de grado bajo (Valero, 1974), y están constituidos mayoritariamente por pizarras con intercalaciones calcáreas, equivalentes por su facies a rocas que también afloran en el Macizo de Cinco Villas (*cfr.* apartado anterior). El Cretácico Superior incluye una potente serie carbonatada que llega a superar los 1000 m de potencia.

#### **2.3.1. Paleozoico post-orogénico: Carbonífero superior y Pérmico.**

Los materiales sedimentarios aflorantes en este sector que aportan algo de información para los objetivos del presente estudio y, en consecuencia, serán descritos en detalle, son los materiales del Carbonífero Superior post-orogénico (*Estefaniense*) y del Pérmico, puesto que dentro de esa serie afloran hasta tres episodios magmáticos escasamente separados en el tiempo. En términos generales, el *Estefaniense* está representado por piroclastos y una colada andesítica, que constituyen el primer episodio aflorante en este área, mientras que, intercalados entre los materiales sedimentarios del tramo superior del *Estefaniense* y del Pérmico, afloran varias intrusiones subvolcánicas y algunos niveles piroclásticos, correspondientes a los otros dos episodios. En este sentido, la posición estratigráfica de los sills permite acotar la edad de emplazamiento del magmatismo.

Distintos autores a lo largo del tiempo han estudiado la estratigrafía de este sector en mayor o menor detalle, definiendo para ello diferentes unidades o formaciones estratigráficas. En este trabajo adoptaremos la terminología utilizada por Valero (1986, 1991 y 1993) y definida por Gisbert (1981) puesto que nos permitirá correlacionar los depósitos de este sector con los del Pirineo oriental.

#### *Unidad Gris.*

La Unidad Gris sólo aflora en el extremo SE de Campo de Troya (Fig. 2.7) discordante sobre el sustrato Westfaliense y a techo presenta el desarrollo de paleosuelos de carácter laterítico (Valero, 1991). La potencia de la serie alcanza los 30 m, aunque el afloramiento está afectado por numerosas fallas y parcialmente cubierto, por lo que su potencia real es difícil de determinar. Esta unidad consta de niveles piroclásticos entre los cuales se intercalan dos coladas dacíticas con granate xenocrystalino de unos 6 m de espesor cada una. Los piroclastos se agrupan en paquetes masivos de espesor métrico a decamétrico, con una distribución granocreciente en el tamaño de los piroclastos, que alcanzan los 20 cm de diámetro. La composición de los piroclastos es mayoritariamente andesítica, si bien se identifican también fragmentos de otras rocas piroclásticas y están inmersos en una



matriz tobácea o cinerítica (Valero, 1986).

### Unidad de Tránsito.

Esta unidad aflora exclusivamente en la subcuenca oriental (Anayet-Campo de Troya); se apoya sobre la Unidad Gris (en el área del Campo de Troya, Fig. 2.7), si bien, en ocasiones, se dispone directamente sobre el sustrato Westfaliense (entre los ibones del circo Norte de Anayet y el Bosque de las Hayas, Fig. 2.7). Está formada por dos tramos bien diferenciados:

*Tramo inferior:* es muy homogéneo y puede llegar a alcanzar los 250 m de potencia. Está formado por niveles piroclásticos potentes (hasta 80 m) en la base y por andesitas masivas hacia el techo. Los piroclastos tienen un color gris-verdoso y se agrupan en una secuencia granodecreciente que incluye cantos angulosos andesíticos de hasta 70 cms de diámetro y son frecuentes los cantos estirados de pumitas (Valero, 1986). La matriz está formada por fragmentos pumíticos, cristales o ceniza. Hacia techo de los niveles piroclásticos aflora una toba retrabajada (Valero, 1986).

*Tramo superior:* incluye dos términos muy bien diferenciados; la parte inferior es de naturaleza detrítica y volcanoclástica (conglomerados, microconglomerados, arenitas y cineritas) presentando mayor espesor (30 m) hacia el SE (área de Campo de Troya), mientras que el término superior consta de unos 40 m de lutitas negras, cineritas y calizas ankeríticas

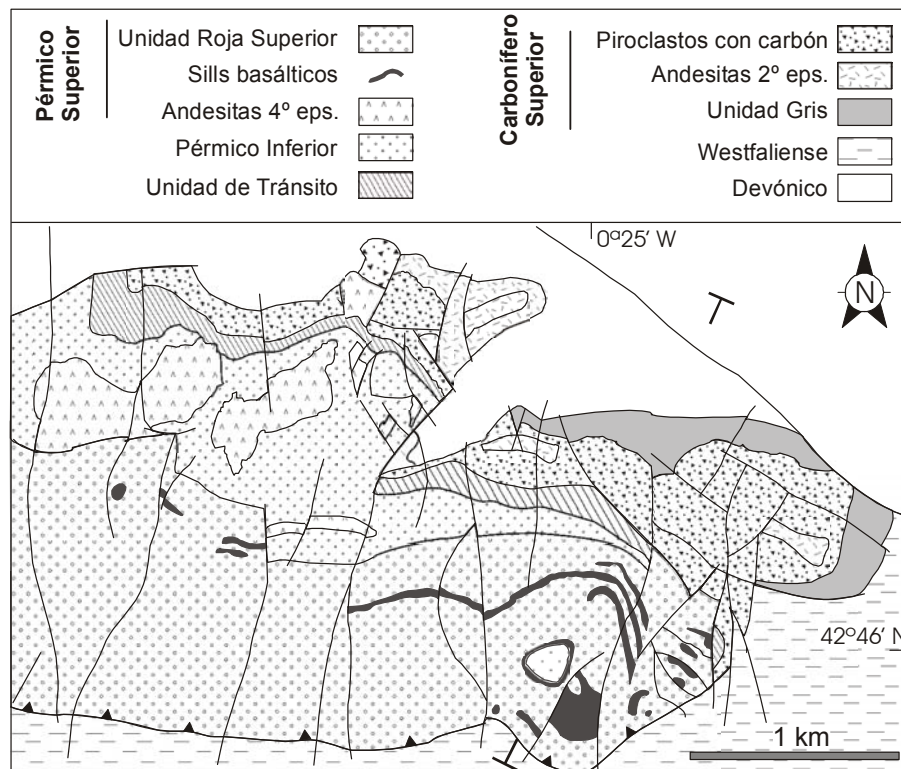


Fig. 2.7 Mapa geológico de la subcuenca de Anayet-Campo de Troya (ver situación general del sector de Oza-Anayet en Figura 2.1; Eps: episodio magmático).

bioconstruidas cuya potencia aumenta hacia el NO (área de Candanchú). Es notable la presencia de una capa de carbón (hulla antracitosa) de varios metros de espesor, intercalada entre las lutitas negras y piroclásticas, que fue explotada hace años. Los conglomerados de la parte basal son poligénicos y se agupan en cuerpos tabulares de espesor métrico. Los cantos son heterométricos, tienen morfologías subredondeadas y son de naturaleza andesítica, cuarcítica y arenítica. Los niveles piroclásticos se distribuyen en secuencias granocrecientes, interpretadas por Valero (1986) como el reflejo de un vulcanismo explosivo de intensidad creciente.

#### *Unidad Roja Inferior (U.R.I.).*

Esta unidad, que sólo aparece en la subcuenca oriental (Anayet; Fig. 2.7), está limitada en su base por el último nivel de calizas ankeríticas de la unidad anterior y, a techo, por los primeros sedimentos rojos de la Unidad Roja Superior, separada de la U.R.I. por una discordancia angular. La potencia de la unidad alcanza los 200 m y está constituida por materiales detríticos de color rojo: conglomerados, microconglomerados, arenitas y lutitas. La proporción de los distintos términos detríticos varía de Este a Oeste, predominando los materiales más finos hacia el E. La unidad se ordena en dos secuencias granodecrescientes (Valero, 1986):

*Tramo inferior:* este tramo tiene unos 100 m de espesor y consta de conglomerados y microconglomerados, masivos o con estratificación cruzada en surco, y arenitas que hacia techo pasan a lutitas con laminación paralela. Los cantos de los conglomerados son heterométricos y de naturaleza calcárea, arenítica y de cuarzo.

*Tramo superior:* de unos 100 m de potencia, está formado por arenitas y lutitas, siendo estas últimas, los niveles más favorables para el emplazamiento de las andesitas pérmicas del 4º episodio (sector de Anayet, Fig. 2.7). En este tramo predominan las lutitas organizadas en paquetes métricos de laminación paralela, o bien de bajo ángulo o con estratificación cruzada en los niveles de mayor granulometría. Las arenitas son de grano grueso y se intercalan en forma de cuerpos tabulares de espesor métrico. Valero (1986) cita la presencia de una cristaltoba cinerítica verde de unos 15 cm de espesor cerca de la base de este tramo, situada estratigráficamente por debajo de las andesitas pérmicas del 4º episodio.

#### *Unidad Roja Superior (U.R.S.).*

Su base la constituye una discordancia intrapérmica a lo largo de toda la cuenca excepto en el sector de Candanchú, donde apoya sobre las calizas de la Unidad de Tránsito en discordancia angular. Su espesor es muy variable, pudiendo alcanzar los 1600 m (área del Valle de Oza, Fig. 2.8). Se ordena en tres

megasecuencias granodecrecientes (Valero, 1986), compuestas por materiales detríticos rojos entre los que se intercalan niveles de sills.

*Secuencia inferior:* alcanza el centenar de metros de espesor y está formado por una sucesión granodecreciente de conglomerados, arenitas y lutitas rojas. Las andesitas representativas del 4º episodio de Bixel (1984) del sector occidental (Selva de Oza, Fig. 2.8) afloran cortando la base de este tramo.

*Secuencia media:* es la más potente de las tres, llegando a alcanzar los 900 m en la región de Oza. Consta de conglomerados y fanglomerados que progresivamente pasan a arenitas y lutitas, llegando a aflorar, a techo de la secuencia, niveles carbonatados intercalados. Los sills basálticos estudiados en esta memoria se intercalan entre niveles de esta megasecuencia y no alcanzan, en ningún caso, el siguiente tramo.

*Secuencia superior:* su base está marcada por la aparición de microconglomerados cuarcíticos (Valero, 1991) y su techo es de carácter erosivo, sobre el que se disponen discordantemente materiales del Cretácico Superior. Puede alcanzar los 400 m de espesor. Consta de una serie detrítica roja granodecreciente de microconglomerados poligénicos (cantos de cuarzo, arena, carbonatados y volcánicos), arenitas y lutitas.

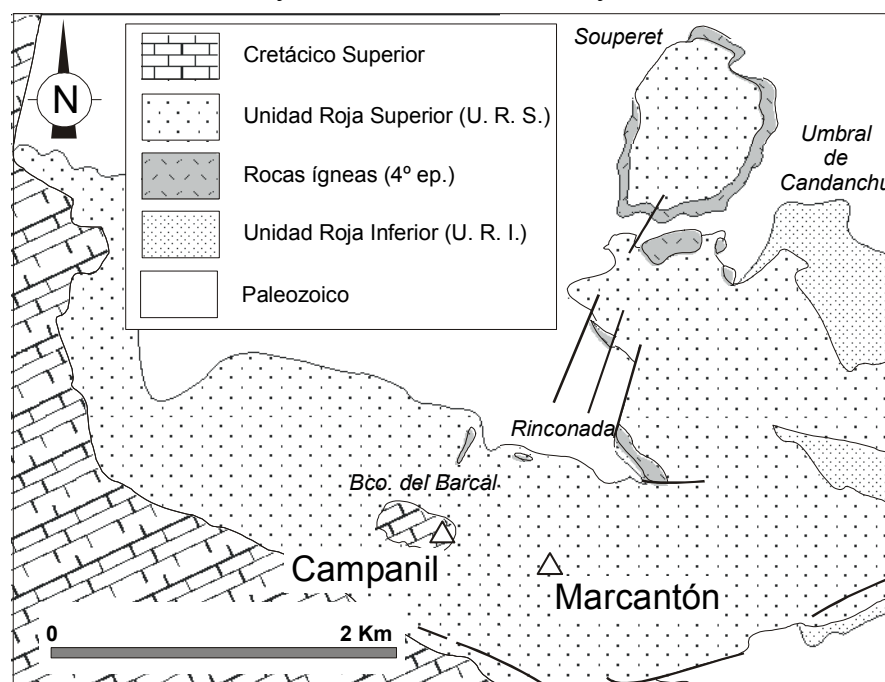


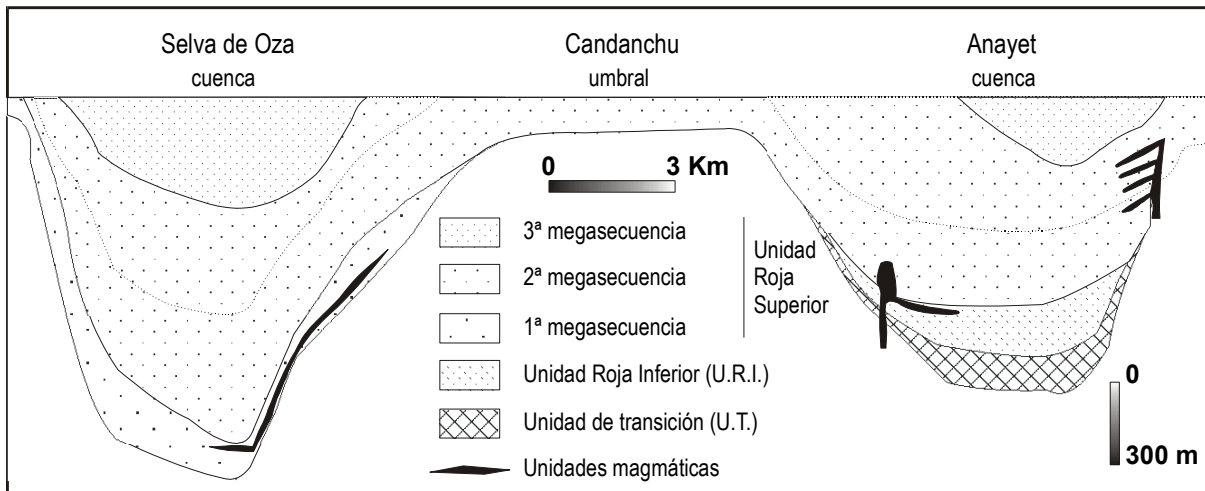
Fig. 2.8. Mapa geológico de Oza (ver situación general del sector de Oza-Anayet en Figura 2.1)..

#### *Facies Buntsandstein.*

Los materiales en facies *Buntsandstein* no afloran en este sector, sino que la serie estratigráfica termina en la U.R.S. (sector de Anayet - Campo de Troya, Fig. 2.7) o en las calizas del Cretácico, que se disponen discordantes sobre la tercera megasecuencia de la U.R.S. en el sector de Selva de Oza (Bco. del Barcal, Fig. 2.8).

### 2.3.2. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica del Oza-Anayet.

La cuenca de Oza-Anayet fue reconstruida por Aso (1987) a partir de sus datos, de campo y estratigráficos, del sector de Oza y de los de Valero (1986) acerca de la zona de Anayet. Este modelo (Fig. 2.9) resulta muy válido y fue considerado por Lago *et al.* (2004a) en su síntesis sobre el magmatismo Pérmico de los Pirineos.



**Fig. 2.9.** Reconstrucción de la cuenca de Oza-Anayet; al oeste se sitúa la subcuenca de Oza y al este la subcuenca de Anayet, separadas por el umbral de Candanchu (modificado de Aso, 1987).

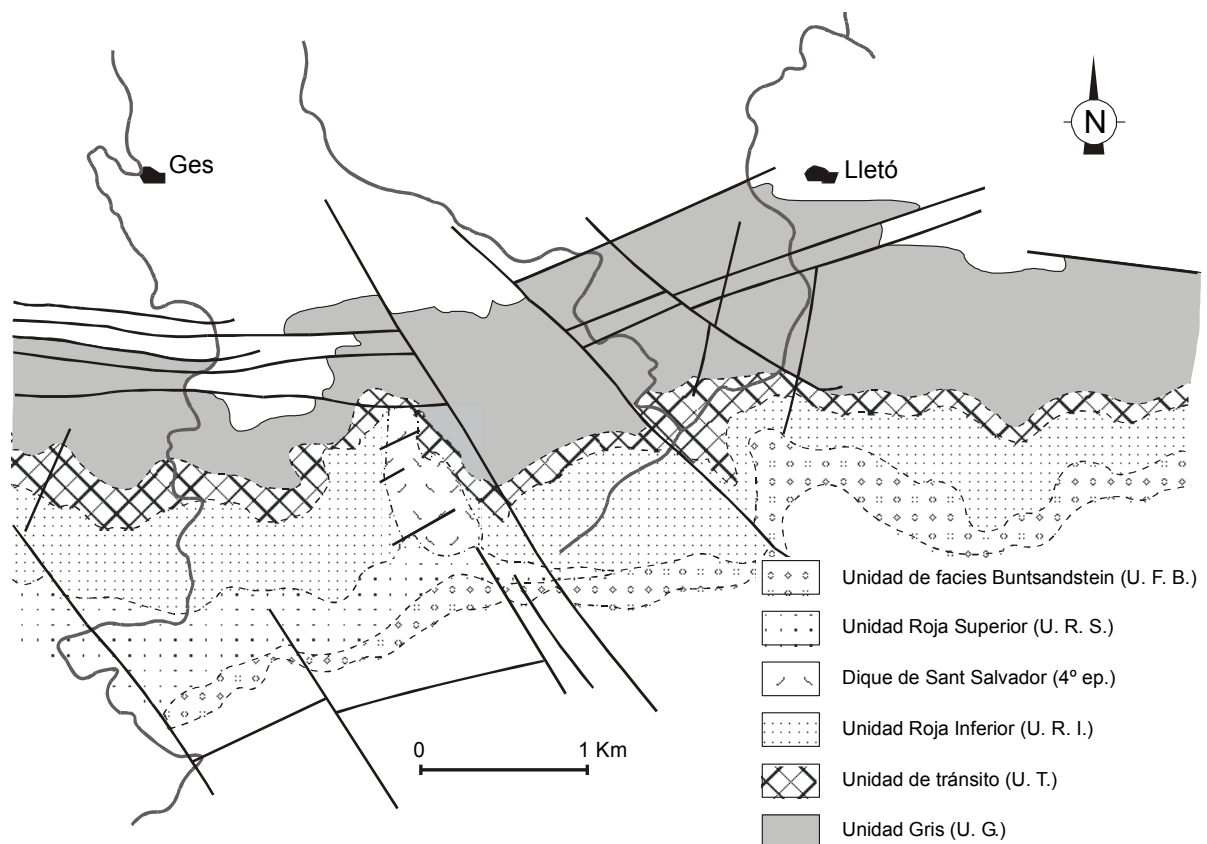
En este sector no aflora el *Buntsandstein*, por lo que el techo de la reconstrucción de la cuenca puede no coincidir con el real durante el Triásico; sin embargo, esta cuenca es especialmente interesante por cuanto resulta un valioso ejemplo donde se reflejan las principales características de las cuencas estefaniense-pérmicas del Pirineo, que son:

- La cuenca, de dirección O-E, se estructura en dos sub-cuencas: occidental (Oza) y oriental (Anayet).
- Los materiales estefanienses y del Pérmico Inferior afloran exclusivamente en la sub-cuenca oriental.
- Sin embargo, los materiales de la U.R.S. (Pérmico Medio-Superior) tienen un mayor desarrollo en la sub-cuenca occidental, donde se registran todas las megasecuencias sedimentarias reconocidas para esta unidad (*cfr.* apartado anterior).
- Los depósitos de la U.R.S. son transgresivos, superponiéndose en *on-lap* sobre los anteriores y superando el umbral de Candanchú, de tal manera que llegan a unirse ambas sub-cuencas.
- Los sills basálticos del episodio 5 están restringidos a la sub-cuenca oriental, mientras que las andesitas del episodio 4 afloran en ambas, afectando a la base de la segunda megasecuencia de la U.R.S. en la parte oriental e intercaladas entre la primera megasecuencia de la U.R.S. en la parte occidental.

## 2.4. Sector de Sierra del Cadí.

El único afloramiento de volcanismo Pérmico en los Pirineos orientales está situado en la Sierra del Cadí, más en detalle en las proximidades de la Ermita de San Salvador (*ver* capítulo 1), al sureste de Seo de Urgell. En este sector afloran (Fig. 2.10), discordantes sobre el Carbonífero, los materiales correspondientes al Carbonífero Superior, Pérmico y Triásico Inferior.

En el sector estudiado afloran dos tipos de andesitas (Fig. 2.10), correspondientes a magmatismos separados en el tiempo; por un lado, discordantes sobre el Carbonífero, yacen las andesitas de la Unidad Gris (Carbonífero superior) mientras que a techo de la serie pérmica, bajo las arenitas rojas de las facies Buntsandstein aflora un dique andesítico atribuido al Pérmico (Martí, 1986).



**Fig. 2.10.** Mapa geológico del área de Sant Salvador (modificado de Lucas y Gisbert, 1996). Ver situación general del sector en Figura 2.1.

Distintos autores realizaron, durante la década de los 80, estudios muy completos acerca de la sedimentología (Gisbert, 1981) y de la evolución tectono-sedimentaria (Speksnijder, 1985) de la cuenca carbonífero-pérmica de la Sierra del Cadí, que han sido recientemente sintetizados por Lucas y Gisbert (1996). Siendo que este tipo de estudios no son el objetivo de este trabajo, únicamente referenciaremos las consideraciones más relevantes para nuestro estudio realizadas por dichos autores.

#### 2.4.1. Paleozoico post-hercínico: Estefaniense y Pérmico.

Siguiendo la terminología de Gisbert (1981) y las dataciones de diversos autores (Dalloni, 1930; Hartevelt, 1970 y Gisbert, 1981), el Carbonífero Superior en este sector está representado por la Unidad Gris y, en parte, por la Unidad de Tránsito. El Pérmico reposa en continuidad sedimentaria sobre el Carbonífero Superior e incluye tres conjuntos litológicos: *Unidad Roja Inferior*, *Unidad Roja Superior* y *Unidad de Facies Buntsandstein*.

##### *Unidad Gris.*

La Unidad Gris aflora discordante sobre los materiales pre-hercínicos y supera los 200 m de espesor. Presenta un nivel de brechas basales con cantos cambro-ordovícicos seguido por una alternancia de tobas y cineritas con niveles carbonosos que concluye con una colada andesítica de 25 m de potencia; ésta equivale lateralmente a gran parte del depósito sedimentario. El resto de la serie está constituida por arenitas y lutitas negras de hasta 150 m de espesor. En cuanto a la edad de esta unidad, inicialmente Dalloni (1930) propuso una edad Autuniense; posteriormente, Hartevelt (1970) dató las brechas basales como Westfaliense-Estefaniense A y Gisbert (1981) propuso un intervalo Estefaniense B a Estefaniense C. Finalmente, Lucas y Gisbert (1996), según las dataciones de la paleoflora encontrada en las brechas basales, proponen una edad Estefaniense.

##### *Unidad de Tránsito.*

Esta unidad se dispone en continuidad sedimentaria sobre la anterior y alcanza los 300 m. de potencia. Está constituida por microconglomerados, arenitas y tobas grises que alternan con niveles de pelitas grises y rojas. La secuencia es granodecreciente y hacia techo pasan a dominar los niveles más finos (Gisbert, 1981). Lateralmente afloran niveles de calizas ankeríticas con estromatolitos, ricas en ostrácodos, caráceas y algas del género *Parachaetetes* (Lucas y Gisbert, 1996), similares a las descritas en el sector central (*ver* apartado anterior). La edad de estos materiales es incierta y, atendiendo a su posición estratigráfica, Gisbert (1981) le asigna un intervalo de edad Estefaniense C a Autuniense basal (Carbonífero Superior - Pérmico Inferior).

##### *Unidad Roja Inferior.*

Esta unidad está representada por una serie de 800-900 m de espesor que yace en conformidad estratigráfica sobre la Unidad de Tránsito. En términos generales, la unidad se divide en dos tramos (Gisbert, 1981): 1) un tramo basal, caracterizado por la intercalación de tobas y cineritas ácidas y 2) un tramo superior, donde la presencia de materiales volcánicos disminuye notablemente. Desde un

punto de vista estratigráfico, la unidad consta (Gisbert, 1981) de una secuencia granocreciente de materiales detríticos gruesos en la base, mientras que el resto de la serie la componen secuencias granodecrescentes de 30-60 m de potencia formadas por tobas riolíticas y dacíticas, conglomerados de cantos angulosos y lutitas rojas. No se han encontrado restos fósiles que permitan datar la edad de estos depósitos (Gisbert, 1981) si bien este autor propone una edad *Autuniense* para la mayor parte de los materiales; su argumentación radica en la comparación con facies equivalentes del Pirineo oriental que habían sido datadas mediante paleoflora (Dalloni, 1930 y Broutin & Gisbert, 1985) y en dataciones radiométricas del magmatismo calco-alcalino que aflora en la base de la unidad ( $270\pm 10$  Ma, Vitrac y Allègre, 1975 y Arevian *et al.*, 1979), aunque deja abierta la posibilidad de que los tramos superiores correspondan al *Saxoniense*.

#### *Unidad Roja Superior.*

Esta unidad se superpone en discordancia angular sobre la unidad anterior y está compuesta por dos secuencias granodecrescentes que suman alrededor de los 500 m de potencia (Gisbert, 1981). La secuencia basal incluye conglomerados, arenitas y lutitas rojas, en un total de 80 a 100 m de espesor. La secuencia superior se inicia con un tramo conglomerático de hasta 100 m de potencia y continúa con niveles lutíticos que acaban en margas dolomíticas, alcanzando los 300 m de espesor máximo. Intercaladas entre las lutitas, afloran niveles cineríticos (Gisbert, 1981). La edad de estos materiales es dudosa, debido a la mala conservación de los restos fósiles que contiene, pero Gisbert (1981) señala la posible coetaneidad entre el depósito de esta unidad y los materiales de la facies *Buntsandstein*, proponiendo un intervalo de edad *Saxoniense-Scythiense* (Pérmico Superior-Triásico Inferior). Cortando a toda la serie afloran las andesitas estudiadas en el presente trabajo (Fig. 2.11).

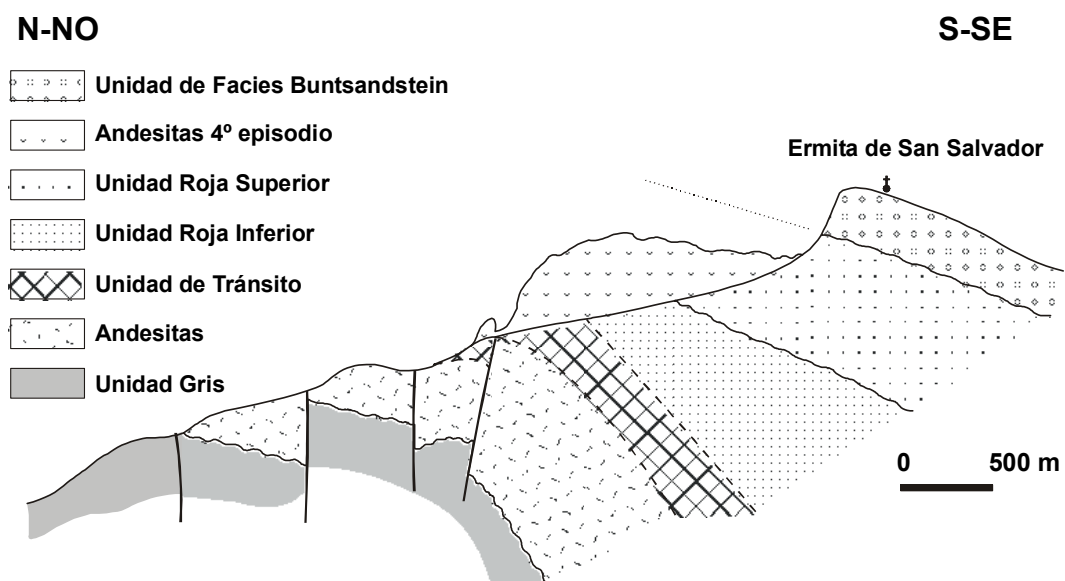


Fig. 2.11. Corte geológico del área de la ermita de Sant Salvador (tomado de Lucas y Gisbert, 1996).

### Unidad en Facies *Buntsandstein*.

Está separada de los niveles anteriores por una importante discordancia angular y consta de materiales detríticos rojos -conglomerados, arenitas y lutitas- ordenados según una secuencia granodecreciente. Pese a que clásicamente ha sido atribuida al Triásico Inferior (p.e. Lucas, 1985), la edad de depósito de esta facies parece ser diacrónica en todo el Pirineo (Calvet *et al.*, 1993). Así, en la Cuenca del Cadí, la sedimentación de esta unidad es, al menos en parte, de edad *Thuringiense* - Pérmico Superior- (Broutin *et al.*, 1988).

### 2.4.2. Reconstrucción sintética de la cuenca estefaniense-pérmica de la Sierra del Cadí.

Esta cuenca ha sido tomada como modelo de cuenca estefaniense-pérmica (Lucas y Gisbert, 1996; Lago *et al.*, 2004a) debido a que en ella afloran todas las unidades litoestratigráficas representativas de este período y al conocimiento que se tiene de su dinámica sedimentaria, estudiada en los trabajos de Gisbert (1981) y Speksnijder (1985).

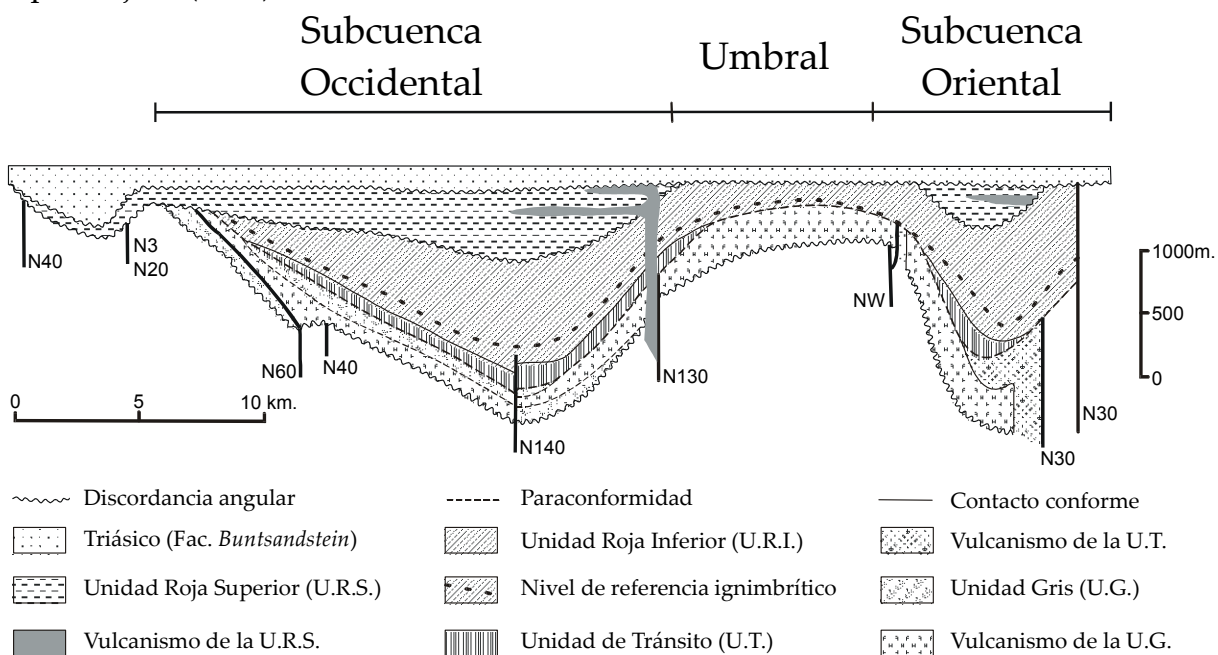


Fig. 2.12. Reconstrucción de la cuenca del Cadí (modificado de Gisbert, 1981 y Lago *et al.*, 2004a).

En la cuenca del Cadí, el Estefaniense se dispone discordante sobre el Paleozoico pre-hercínico y los materiales en facies *Buntsandstein* culminan la serie pérmica. Las principales características de esta cuenca son sintetizadas (Fig. 2.12) por Lucas y Gisbert (1996) y se resumen en los siguientes aspectos:

- La cuenca tiene una orientación O-E y se compone de dos sub-cuencas con geometría en planta romboidal.
- Se reconocen dos ciclos tectonomagmáticos: a) compresivo, con un



intervalo de edad Carbonífero Superior a Pérmico Inferior (facies *estefanienses* y *autunienses*) y b) distensivo, de edad Pérmico Medio-Superior (facies *saxonienses*).

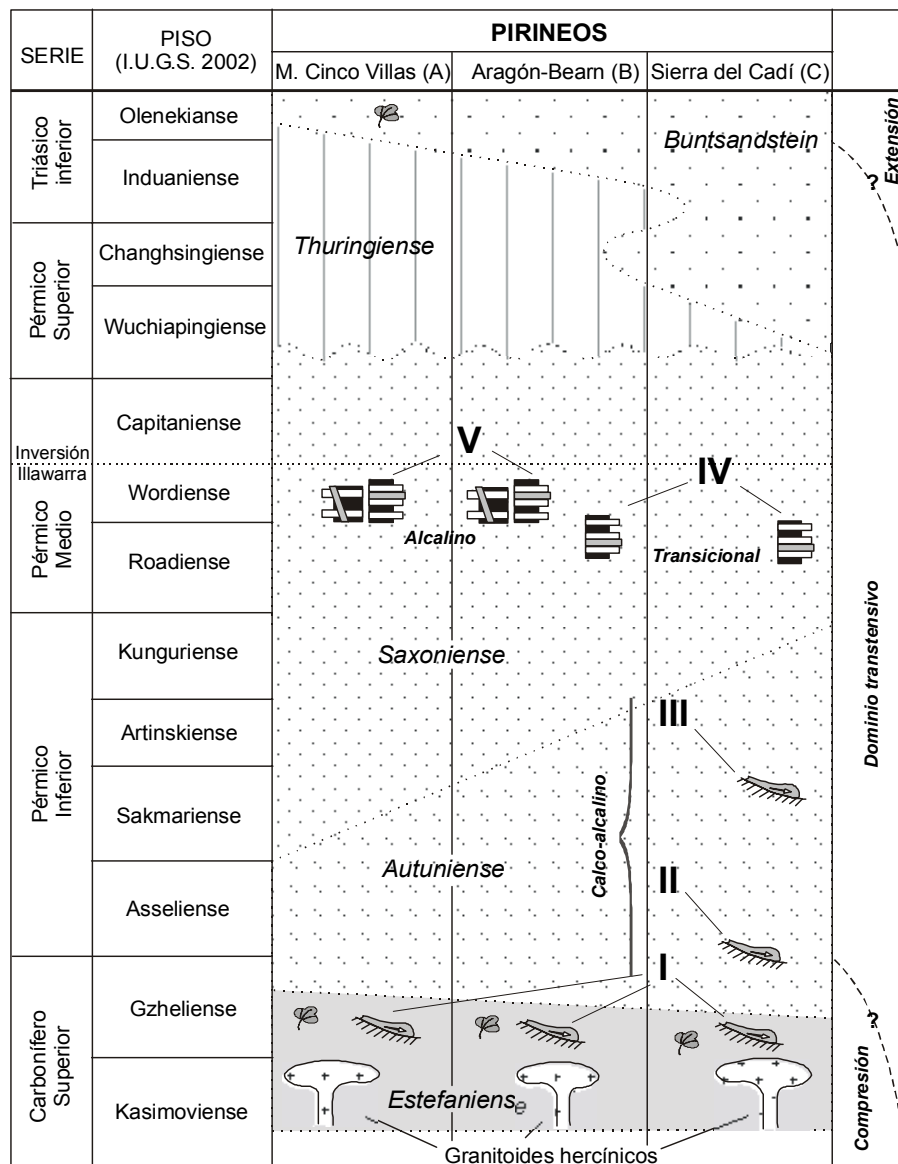
- En el ciclo compresivo coexiste la sedimentación con un magmatismo calco-alcalino, mientras que en el ciclo distensivo el magmatismo es de naturaleza alcalina.
- Los depocentros de las subcuencas y los centros de emisión volcánicos migran hacia el oeste (Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985) durante el ciclo compresivo y megasecuencias granodecrecientes con depósitos transgresivos en el ciclo distensivo.
- Las cuencas se generan mediante fallas de desgarre senestras durante el primer ciclo que actúan como desgarres dextros durante el segundo ciclo (*cfr.* capítulo siguiente).

## 2.5. Síntesis de los datos estratigráficos.

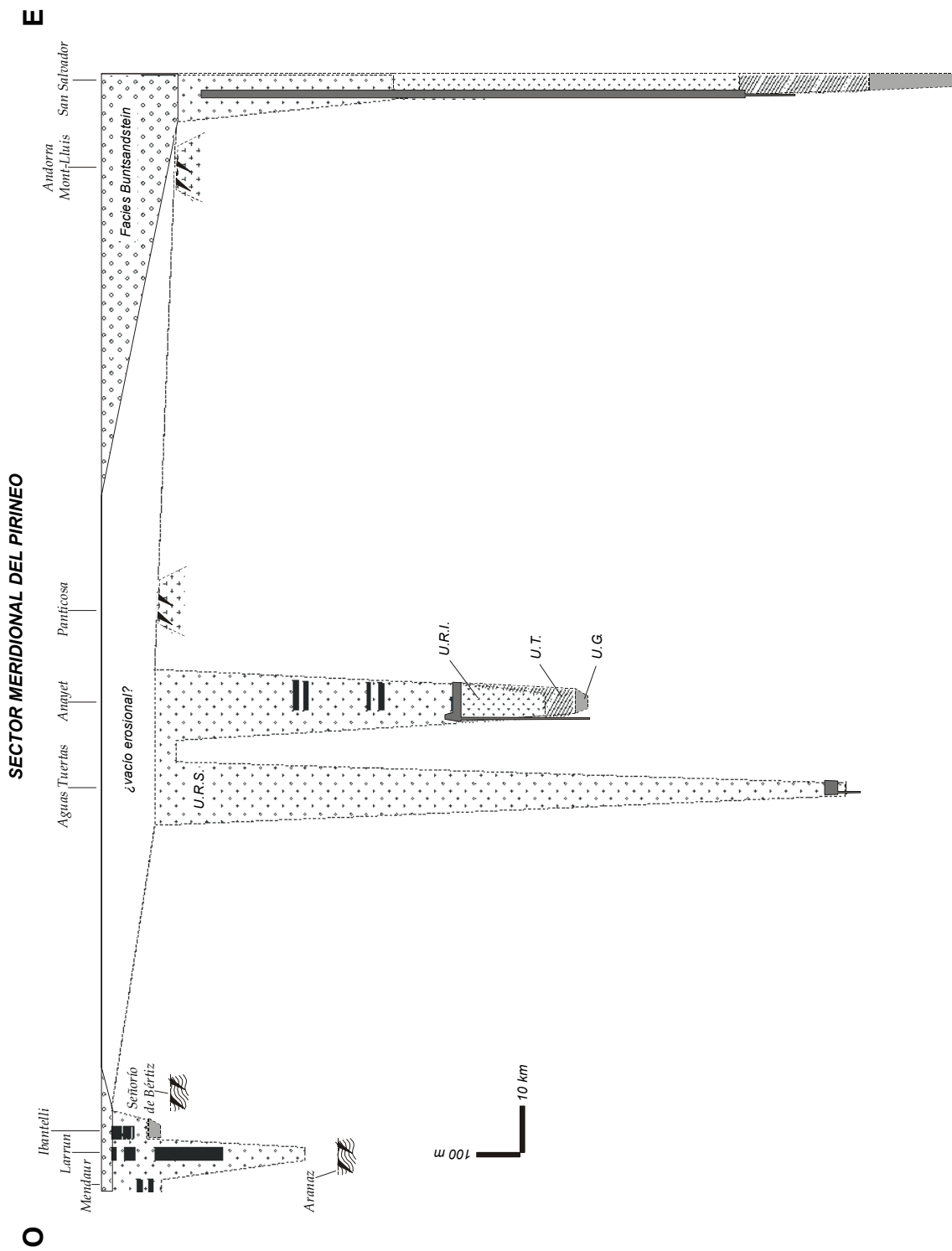
Para finalizar, remarcaremos aquellos aspectos estratigráficos más significativos para el estudio del magmatismo del Pérmico Superior (Fig. 2.13).

El tardihercínico en el Pirineo se caracterizó por la formación de pequeñas y aisladas cuencas continentales (Fig. 2.14), donde predominó la sedimentación terrígena (Gisbert, 1981; Lucas y Gisbert, 1996).

La sedimentación se inició en el Carbonífero Superior) con el depósito de la *Unidad Gris* (facies *Estefaniense*) de Gisbert (1981) que aflora en los sectores oriental y central (Fig. 2.1). En ambos sectores es característica la presencia de niveles piroclásticos y de vulcanitas ácidas. En la Sierra del Cadí aflora una colada andesítica y en el sector central se intercalan dos coladas dacíticas. Este magmatismo corresponde con el episodio 1 de Bixel (1984).



**Figura 2.13.** Relación entre tiempo, facies y el tipo de vulcanismo durante el período tardivarisco en la vertiente Sur de la Cadena Pirenaica (tomado de Lago *et al.*, 2004a).



**Fig. 2.14.** Reconstrucción de la disposición actual de las tres cuencas estefaniense-pérmicas estudiadas.

Por encima, se disponen los materiales de la *Unidad de Tránsito* que se caracteriza, en los sectores oriental y central, por materiales detríticos finos, de color gris, con numerosas intercalaciones de carbón, que pasan hacia techo a calizas lacustres (Valero, 1993). En el MCV la *Formación de Carbonatos* (P1) debe corresponder, en parte, a esta unidad, y se caracteriza por materiales carbonatados con numerosos cambios laterales de facies. La edad de depósito de esta unidad comprende el *Estefaniense* medio en el MCV (Doubinger y Mouline, 1968) y al intervalo *Estefaniense C - Autuniense* basal en la Sierra del Cadí (Gisbert, 1981); la aparente diacronía que se observa en el depósito entre los extremos de la Cadena Pirenaica puede no ser real, teniendo en cuenta los factores de imprecisión que afectan a las dataciones palinológicas establecidas.

La siguiente unidad en depositarse es la *Unidad Roja Inferior*. Esta unidad se caracteriza, en los sectores central y oriental, por una serie detrítica roja, con algunos niveles piroclásticos y, hacia cuyo techo se intercalan las andesitas del episodio 4 (en el sector central). En el MCV esta unidad no aflora como tal o se encuentra muy reducida, correspondiendo con los tramos basales de la *Formación de Conglomerados y Arenitas* (P2).

Por encima aflora la *Unidad Roja Superior*, de edad Pérmico Medio-Superior con características de la facies *Saxoniense*. Esta unidad comprende conglomerados, arenitas y lutitas rojas, que afloran en los tres sectores, aunque donde mayor potencia se observa es en el sector central de Selva de Oza - Anayet (más de 1600 m). Los sills basálticos del episodio 5 se encuentran intercalados en esta unidad en los sectores de MCV y Central, mientras que en la parte occidental del sector central (Oza) y en la Sierra del Cadí, afloran andesitas del 4º episodio.

Finalmente se depositaron los materiales de la facies *Buntsandstein*, que afloran en los dos extremos de la Cadena Pirenaica, mientras que en el sector central nos encontramos una discordancia de carácter erosivo por encima de la U.R.S., lo que indica la probable erosión de estos materiales. Hay una aparente diacronía en el depósito del *Buntsandstein*, datado como Pérmico Superior en el Pirineo Oriental y como Anisiense (Triásico Inferior) en el MCV, si bien, como hemos indicado, esta diacronía puede estar relacionada con el distinto nivel estratigráfico datado en uno y otro sector.

La síntesis de las unidades litoestratigráficas, su correlación y equivalencia, de las facies sedimentarias, de la escala de tiempo geológico y la posición estratigráfica de los episodios volcánicos en los tres sectores se muestra en la Fig. 2.13 (Lago *et al.*, 2004a).

# 3

---

## *EMPLAZAMIENTO, ESTRUCTURA Y EDAD*

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>3.1. Introducción.</b>	59.
<b>3.2. Estructura hercínica.</b>	61.
<b>3.3. Estructura tardihercínica.</b>	63.
<b>3.4. Descripción de las principales estructuras.</b>	65.
3.4.1. Macizo de Cinco Villas.	65.
3.4.2. Aragón-Bearn.	67.
3.4.3. Sierra del Cadí.	69.
<b>3.5. Modos de emplazamiento.</b>	71.
3.5.1. Sills y lacolito andesíticos.	71.
3.5.2. Pitón andesítico.	72.
3.5.3. Sills basálticos.	73.
3.5.4. Diques.	77.
<b>3.6. Estructura y evolución de las cuencas. estefaniense-pérmicas del Pirineo</b>	80.
<b>3.7. Edad de emplazamiento.</b>	84.
3.7.1. Cuarto episodio.	84.
3.7.2. Quinto episodio.	86.
<b>3.8. Conclusiones.</b>	89.
<b>Láminas fotográficas.</b>	93.

### 3.1. Introducción.

El magmatismo objeto de este estudio, está relacionado con la atenuación de la tectónica transtensiva tardihercínica y con el paso a un régimen de distensión, ligado a un contexto regional de *rifting*, surgido del comienzo de la ruptura de la Pangea (Arthaud y Matte, 1977; Ziegler, 1988). Este contexto geodinámico regional favoreció el desarrollo de sistemas de fallas de desgarre (de tipo *strike-slip*) que controlaron el desarrollo y la morfología de las cuencas sedimentarias carboníferas y pérmicas. Así, la tectónica que controlaba la apertura y subsidencia de estas cuencas también condicionó, a su vez, el ascenso y emplazamiento del magmatismo alcalino durante el Pérmico. Posteriormente, durante el ciclo alpino se superpusieron algunos rasgos estructurales que modifican la disposición actual de los afloramientos carboníferos y pérmicos.

El núcleo paleozoico de la cadena pirenaica formó parte de las zonas intermedias del *Arco Ibero-Armoricano* (Fig. 3.1), según se propone en las reconstrucciones paleogeográficas y paleotectónicas más actuales (Martínez-Catalán, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1997), siendo equivalente en su mayor parte, a la *Zona Centro Ibérica* del Macizo Ibérico, con la excepción de los macizos más orientales. Así, el Macizo de Cinco Villas, extremo occidental de los afloramientos

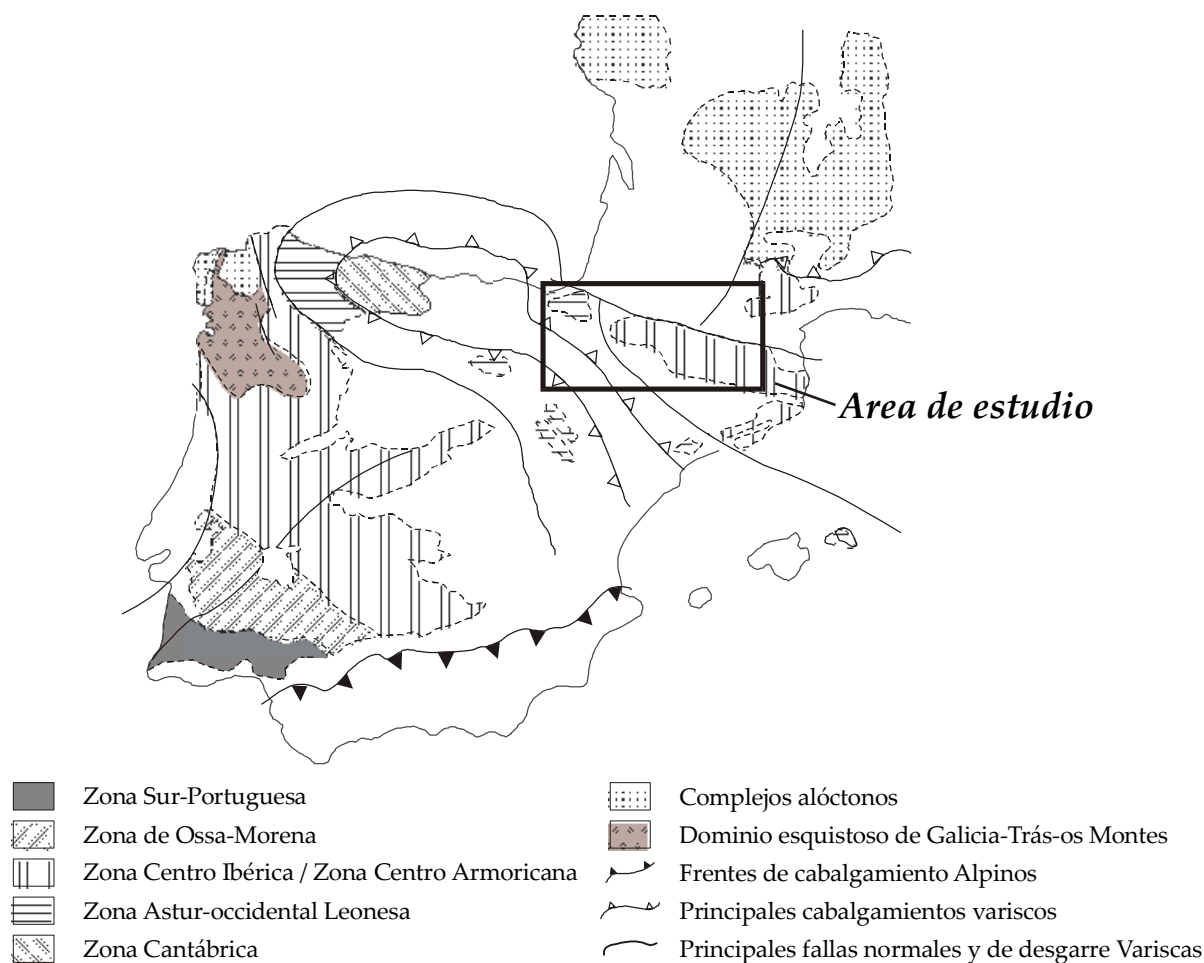


Fig. 3.1. Zonas del orógeno hercínico en el SO de Europa (según Dallmeyer *et al.*, 1997).

del zócalo paleozoico de los Pirineos, está separado del resto de la Cadena por la *Falla de Leiza* (límite sur-sureste del Macizo), que es la continuación de la *Falla Norpirenaica* (Rat *et al.*, 1983; Floquet y Mathey, 1984; Martínez-Torres, 1989; Mathey *et al.*, 1999), que es la estructura que señala el límite de placas entre la placa euroasiática y la placa ibérica (Choukroune y Mattauer, 1978; Choukroune, 1992). De esta manera, el Macizo de Cinco Villas pertenece al dominio de la placa europea (Van der Voo y Boessenkool, 1973; Larrasoña *et al.*, 2003) y resultaría encuadrado dentro de la *Zona Astur Occidental Leonesa*, mientras que las otras cuencas estudiadas, situadas al sur de la *Falla Norpirenaica*, forman parte de la Placa Ibérica dentro de la *Zona Centro Ibérica*.

Considerando todo lo anterior, en este capítulo se abordará el estudio de los elementos estructurales que nos permitan extraer la información necesaria del contexto geotectónico en el período tardihercínico, para poner de manifiesto las bases estructurales condicionantes del emplazamiento del magmatismo. De esta forma, otros rasgos estructurales correspondientes al ciclo alpino no serán tratados, puesto que no aportan información relevante para el presente estudio.



### 3.2. Estructura Hercínica.

Los materiales afectados por la orogenia hercínica en el Pirineo se integran en dos dominios estructurales ya definidos por De Sitter y Zwart (1960): **supraestructura** e **infraestructura**. La individualización de estos dos niveles estructurales parece responder, de una parte, al cambio en el régimen deformativo con la profundidad y de otra, al cambio en el régimen tectónico –de compresivo a transcurrente- durante la evolución de la orogenia hercínica en el ámbito pirenaico (Carreras y Capellá, 1994).

De acuerdo con la definición original de De Sitter y Zwart (1960), la **supraestructura** comprende materiales que alcanzan un grado metamórfico bajo (máximo: *Facies esquistos verdes*) con el desarrollo de pliegues verticales y una esquistosidad de crenulación asociada. Por el contrario, la **infraestructura** está caracterizada por el desarrollo de una esquistosidad horizontal o de bajo ángulo y los materiales que incluye pueden haber alcanzado grados metamórficos elevados (*Facies de Anfibolitas de alta temperatura* o *Facies Granulitas*).

Los diversos autores que han estudiado la estructura hercínica en el Pirineo Axial, han propuesto diferentes modelos de etapas de deformación. Entre estos autores, destacan los de la escuela holandesa (Boschma, 1963; Mey, 1967; Müller, 1969; Hartevelt; 1970; Clin *et al.* 1970), cuyos trabajos de detalle fueron completados e integrados por Zwart (1979) en un esquema que, con algunas modificaciones y precisiones posteriores para sectores concretos (en el MCV, Martínez-Torres y Ramón-Lluch, 1984; en el Alto Gállego, Valero, 1974; Ríos *et al.*, 1989), resulta útil para el desarrollo de los objetivos de este capítulo. Zwart (1979) reconoce cinco fases de deformación:

- *F<sub>0</sub> o fase previa a la fase principal*, que se caracteriza por grandes pliegues en los materiales devónicos y carboníferos, y pliegues de menor entidad en los materiales profundos cambro-ordovícicos. Los pliegues presentan generalmente una dirección N-S a NE-SO y sus planos axiales son verticales o muy próximos a la vertical. En ocasiones, se desarrolla una esquistosidad *S<sub>0</sub>*, de tipo pizarroso, paralela a la estratificación. Esta fase coincide con la fase *H<sub>1</sub>* definida por Martínez-Torres y Ramón-Lluch (1984) en el Macizo de Cinco Villas.
- *F<sub>1</sub> o fase principal*, que desarrolla pliegues apretados de dirección E-O a N120°E, con plano axial vertical, en los materiales de la supraestructura, y pliegues recumbentes o de tendencia a la horizontal en la infraestructura. Además, se define una esquistosidad *S<sub>1</sub>* de plano axial o, en ocasiones, de crenulación. Existe una coincidencia general entre los autores en atribuir la principal deformación hercínica a esta fase (Clin *et al.*, 1970; Valero, 1974; Müller y Roger, 1977; Majesté-Menjoulas, 1979; Martínez-Torres y Ramón-Lluch, 1984; Carreras y Capellá, 1994).

- La distribución de los diques doleríticos estudiados en el Macizo de Cinco Villas, según un patrón constante de direcciones N20°E a NE-SO, sugiere que la inyección de los diques durante el Pérmico aprovechó discontinuidades previas generadas durante esta segunda fase (Lasheras, 1998; Facci *et al.*, 2002).
- $F_2$ , etapa en la que se desarrollan pliegues menores de dirección N-S y se produce una reactivación de la esquistosidad  $S_1$ . Esta fase no ha sido reconocida en el Macizo de Cinco Villas ni en la zona de Oza-Sallent.
- $F_3$  o *fase de plegamiento oblicuo*, en la que se generan pliegues de dirección NO-SE y plano axial vertical, con cierto cabeceo del eje del pliegue. Se desarrolla una esquistosidad  $S_3$  de crenulación, poco desarrollada en el Macizo de Cinco Villas, y que presenta una dirección N70E en la zona de Oza-Sallent (Müller y Roger, 1977).
- $F_4$  o *fase de plegamiento E-O*; de nuevo se generan pliegues menores de dirección E-O, plano axial vertical y eje horizontal o con cierto cabeceo. Además, genera una esquistosidad de crenulación asociada. A esta última fase se asocian las estructuras de tipo *kink band* definidas por Hartvelt (1970) y reconocidas en todo el ámbito pirenaico (Krausse, 1974; Martínez-Torres y Ramón-Lluch, 1984; Valero, 1974; Ríos *et al.*, 1989).

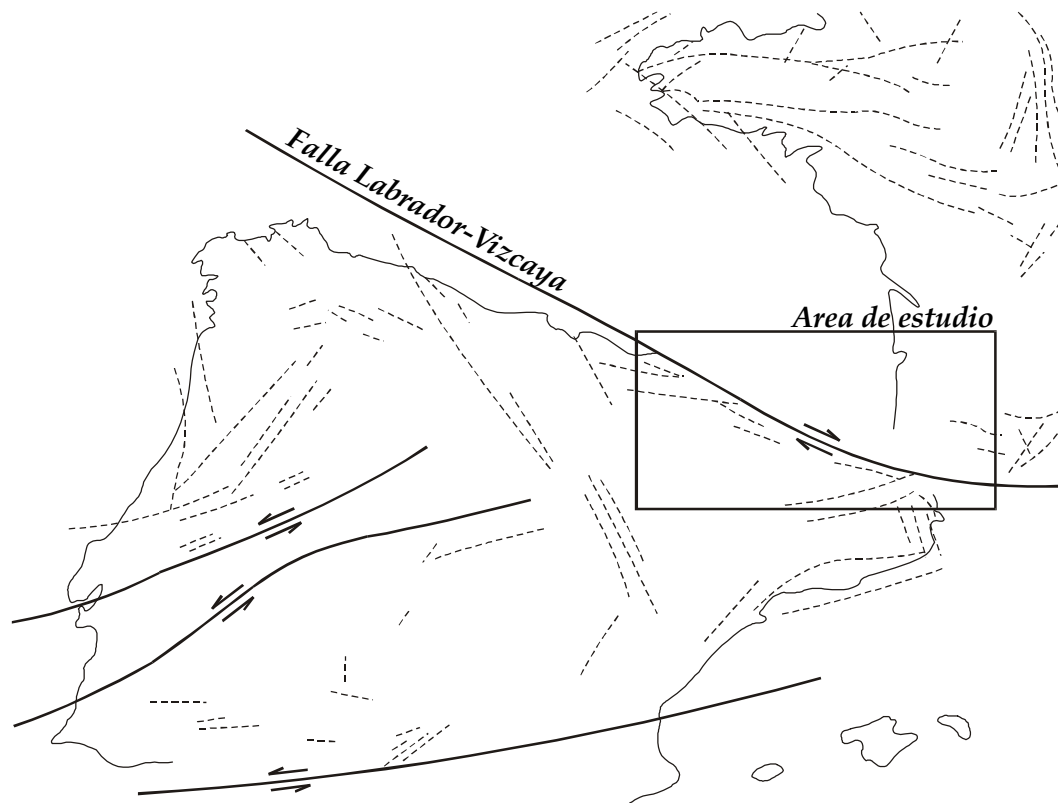
En el dominio pirenaico, Nagtegaal (1969) de acuerdo con los depósitos sin-orogénicos, estimó el final de las deformaciones hercínicas en el Westphaliense D (aprox. 300 M.a.). En ese momento, los eventos deformativos habían producido ya un considerable engrosamiento de la corteza que, junto con el elevado gradiente geotérmico (Zwart, 1979), favorecieron el desarrollo de un metamorfismo granulítico en su parte inferior.

Los movimientos relativos entre las placas de Gondwana y Laurasia, en el inicio de la ruptura del supercontinente hercínico Pangea generaron, en el ámbito pirenaico, un conjunto de fallas de desgarre ONO-ESE que dominaron el régimen tectónico tardihercínico (Arthaud y Matte, 1977; Matte, 1986; Carreras y Capellá, 1994).

### 3.3. Estructura tardihercínica.

Las estructuras compresivas de la fase principal de deformación hercínica (pliegues E-O y esquistosidad) fueron seguidas de estructuras transtensivas y, en ocasiones, extensionales, (fallas conjugadas NNO-SSE y NNE-SSO y bandas miloníticas de dirección E-O; Poblet, 1991) relacionadas con los sistemas de fallas de desgarre ONO-ESE. El régimen transtensivo tardi-hercínico se instaló en el dominio ibérico de forma progresiva (Dallmeyer *et al.*, 1997; Doblas *et al.*, 1994) como resultado de los movimientos relativos entre Gondwana y Laurasia, que llevaron al desarrollo de una zona de cizalla dextra a nivel de corteza (Arthaud y Matte 1977; Matte, 1986; Carreras y Capella 1994), dominante sobre la compresión N-S. Este proceso fue, probablemente, contemporáneo con el colapso del segmento pirenaico del Macizo Hercínico y, de acuerdo con Van den Eeckhout y Zwart (1988), Vissers (1992) y Aerden (1994) estuvo acompañado por el desarrollo de estructuras extensionales en la corteza.

Dentro de ese nuevo contexto geotectónico se reactivaron accidentes hercínicos previos, como la *Falla Labrador-Vizcaya* (Fig. 3.2), que pasan a tener un movimiento transcurrente (Bixel y Lucas, 1983); así, se favorece el desarrollo de cuencas de *graben* y *semi-graben*, durante el Carbonífero Superior y el Pérmico (Arthaud y Matte, 1977; Soula *et al.*, 1979). Es en estas cuencas donde se emplaza el



**Fig. 3.2.** Esquema estructural del orógeno hercínico durante el Pérmico. Las trazas continuas indican grandes fallas mientras que las trazas discontinuas indican fallas de desgarre de menor entidad en las que no se indica el sentido de movimiento para facilitar la comprensión del dibujo. Tomado de Arthaud y Matte, 1977).

magmatismo alcalino estudiado en el presente trabajo.

Durante el Carbonífero Superior, con un movimiento de las fallas transcurrentes dextrorso (Bixel, 1988) se generan cuencas alargadas y estrechas de *semi-graben*, poco subsidentes y rellenadas por materiales sedimentarios continentales de tipo lacustre (Lucas, 1985). En ese contexto tiene lugar el emplazamiento en superficie de un volcanismo calcoalcalino, equivalente al plutonismo granítico pirenaico, en varios episodios (Bixel, 1984).

Con el inicio del periodo Pérmico, se generaron nuevas cuencas NE-SO (p.e. subcuenca de Oza) o se reactivaron cuencas carboníferas previas (p.e. subcuenca de Anayet), en relación con la apertura de fracturas conjugadas o secundarias (Lago *et al.*, 2004a). Además de este nuevo periodo de sedimentación, el paso del Carbonífero al Pérmico debió ser, también, un tiempo de erosión y basculamiento de bloques dentro de las cuencas preexistentes, generándose, en todas las cuencas carbonífero-pérmicas del Pirineo, una discordancia.

Durante el Pérmico Inferior la subsidencia de las cuencas se acentuó, generando potentes series de sedimentos detríticos de facies *Autuniense*. En el Pérmico Medio el contexto tectónico del Pirineo fue ya claramente distensivo, ligado al inicio del *rifting* atlántico, dando paso a la sedimentación de las facies *saxonienses*. El paso de un contexto transcurrente a una situación ya plenamente extensiva estaría marcado por la discordancia intrapérmica reconocida en todo el ámbito pirenaico, que separa las unidades rojas Inferior y Superior de Gisbert (1981). Es en este nuevo contexto, más extensivo, cuando se emplaza el magmatismo alcalino Pérmico.

### 3.4. Descripción de las principales estructuras.

#### 3.4.1. Macizo de Cinco Villas.

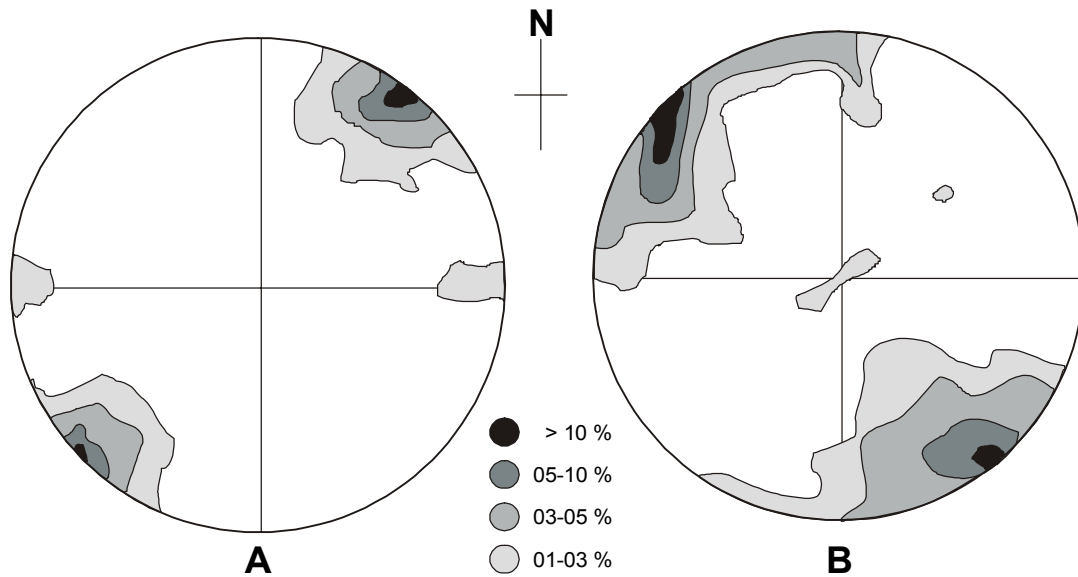
Las principales estructuras que se pueden observar en el macizo paleozoico de Cinco Villas, fueron generadas durante los dos episodios orogénicos principales que configuraron la cadena pirenaica: la orogenia hercínica y la orogenia alpina (Krausse, 1974). Sin embargo, la presencia de estructuras de *slump* y el desarrollo de brechas cuarcíticas-dolomíticas en los sedimentos del Devónico Inferior, son evidencias locales de movimientos pre-hercínicos para algunos autores como Lagny (1963), De Boer (1965), Heddebaut (1967), Maillard (1966), Müller (1969), Juch (1970), Klarr (1971) y Requadt (1971). Este último autor aporta como argumento a favor de esta hipótesis, la brusca variación de facies observada, a escala regional, en el Devónico Inferior, que rompe la uniformidad sedimentaria de la potente serie ordovícico-silúrica anterior.

Pese a los argumentos aportados, Krausse (1974) descarta la existencia de fases tectónicas importantes pre-Carboníferas ya que no se observan estructuras plegadas ni discordancias de entidad previas al Namuriense (Carbonífero Superior). Este autor sugiere que la fase principal hercínica que tuvo lugar en el Macizo de Cinco Villas es la *Fase Astúrica*.

Son varios los autores que han estudiado la tectónica hercínica del Macizo de Cinco Villas. Martínez-Torres y Ramón-Lluch (1984) diferencian tres fases principales y una fase tardía de generación de *kink-bands*:

- La *primera fase* (H<sub>1</sub>) está representada por pliegues isoclinales tumbados, de escala decimétrica, dirección N (N-S a N20E) y vergencia O. Lleva asociada una pizarrosidad muy penetrativa a escala de todo el Macizo, subparalela a la estratificación, especialmente en los flancos de los pliegues.
- La *segunda fase* (H<sub>2</sub>) desarrolla pliegues angulares de dirección NE-SO (Fig. 3.3 A), con una esquistosidad de crenulación subvertical (Fig. 3.3 B) muy desarrollada. Las estructuras generadas durante esta fase son los rasgos estructurales más característicos del macizo de Cinco Villas.
- La *tercera fase* (H<sub>3</sub>) produce pliegues angulares decimétricos NO-SE, perpendiculares a los pliegues de la fase anterior, con esquistosidad vertical asociada escasamente desarrollada. También aparecen en toda la extensión del Macizo de Cinco Villas y como las anteriores, en algunas zonas, ponen en contacto mecánico las *Calizas de Aranaz* con la sucesión pelítica carbonífera.
- Finalmente, la *fase tardía* genera estructuras de *kink-band*.

Asociados a las fracturas NE-SO aparecen diques doleríticos, especialmente concentrados al sur de la unidad *Calizas de Aranaz*. Su disposición espacial indica



**Fig. 3.3.** A) Estereogramas de densidad de ejes de pliegues desarrollados durante la segunda fase de deformación hercínica en el Macizo de Cinco Villas. B) Estereograma de densidad de polos de planos de esquistosidad asociada a la segunda fase de deformación hercínica en el Macizo de Cinco Villas. Según Martínez-Torres y Ramón-Lluch (1984).

que aprovechan fracturas de la fase de deformación H<sub>2</sub>. En menor medida también aparecen diques con orientación N20°O.

Los efectos de esta fase hercínica (H<sub>2</sub>) se observan muy bien, tanto en el cambio de facies que supone, como en los diferentes estilos tectónicos que presentan los materiales previos y posteriores a la deformación. Así, los materiales westfalienses están plegados y corresponden a facies de tipo *Culm*, es decir, de talud submarino, mientras que los materiales *Estefanienses*, se disponen discordantes sobre los anteriores y representan facies lacustres continentales.

Además de las etapas deformativas definidas por Martínez-Torres y Ramón Lluch (1984), la orogenia varisca induce el cabalgamiento, de dirección E-O, de los materiales del Devónico Inferior sobre los del Devónico Superior-Carbonífero. Este hecho resulta patente en la división del Macizo en dos dominios estructurales: la **Unidad Autóctona**, en la parte occidental del macizo, formada por terrenos de edad Devónico Superior-Carbonífero y la **Unidad Alóctona**, formada por tres láminas cabalgantes superpuestas de materiales del Silúrico y Devónico Inferior (según algunos autores, en la zona de Zugarramurdi, implicaría también a materiales triásicos). La edad propuesta para este cabalgamiento está en discusión, puesto que si bien para algunos autores es tardivarisca (Heddebaut, 1975; Müller y Roger, 1977), otros (Richard, 1986) consideran que se empezaría a producir en los primeros estadios de la deformación varisca.

En la parte central del Macizo, las *Calizas de Aranaz* muestran una superposición de pliegues de las dos primeras fases de deformación (H<sub>1</sub> y H<sub>2</sub>). Esta superposición se puede identificar en la zona de Lesaka-Yanci, donde sobre un

antiforme de dirección N-S se superpone otro de dirección aproximada NE-SO, en la zona más meridional del afloramiento. También, en Aranaz, hacia el SO aflora un antiforme de dirección N-S, al que, como en el caso anterior, se superpone otro de dirección NE-SO. A su vez, entre ambos afloramientos, aparece un sinclinorio de dirección NE-SO.

El límite Norte de estas calizas está limitado por una gran fractura de dirección NE-SO, paralela al sinclinorio. Para Faci *et al.* (2003) puede tratarse de una falla de desgarre dextrosa con un movimiento de aproximadamente 2 ó 3 Km., si se considera que los pliegues N-S de las *Calizas de Aranaz* pudieran formar parte de un mismo antiforme en su origen.

En la zona más occidental del macizo la intrusión del plutón granítico de las Peñas de Aya ha generado una considerable alteración de las estructuras próximas a la intrusión (Pesquera, 1985; Pesquera y Pons; 1990). Aún así, también se pueden distinguir algunas estructuras de plegamiento de dimensiones métricas, asociadas a la fase H<sub>2</sub>; la más notable aflora en la zona Txorikantar, donde se aprecia un anticlinal de dirección NE-SO con el núcleo constituido por calizas tableadas.

Las estructuras tardivariscas son de gran importancia en la historia tectónica de esta región, ya que constituyen un elemento fundamental durante el posterior ciclo alpino: su reactivación durante la distensión mesozoica controló la geometría de las cuencas de sedimentación y durante la compresión terciaria actuaron como zonas de debilidad, a favor de las cuales se produciría el desplazamiento de cabalgamientos y desgarres.

Entre las estructuras tardivariscas más destacadas, se encuentra la *Falla de Pamplona*, entre los macizos de Cinco Villas y Alduides, que representa el límite de la Zona Surpirenaica y la Cuenca Vasco-Cantábrica, y la *Falla de Leiza*, localizada al S del Macizo, como continuación occidental de la *Falla Norpirenaica*, y que representa el límite entre las placas Ibérica y Europea, desempeñando un papel fundamental en la apertura del Golfo de Vizcaya, y como línea transformante durante la traslación y giro de Iberia.

La ausencia de niveles guía en los materiales paleozoicos impide la reconstrucción precisa de las estructuras tardivariscas en el Macizo de Cinco Villas. Pese a esto, en algunos sectores afloran materiales pérmicos y triásicos que permiten reconstruir de forma parcial esas estructuras. Los materiales del Triásico Inferior (facies *Buntsandstein*) se disponen en bandas estrechas limitadas al N y al S por contactos mecánicos, de dirección general E-O a N70°E. Estas escamas pueden aflorar intercaladas tectónicamente dentro del paleozoico (p.e. en el Río Urumea).

### 3.4.2. Sector de Aragón-Bearn.

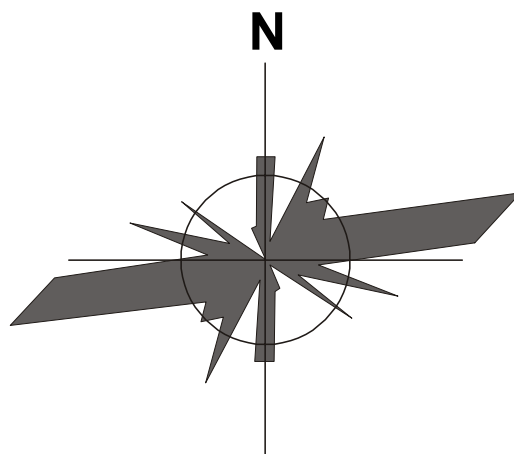
En el sector de Oza-Anayet la *primera fase* de deformación genera pliegues de dirección N-S a N20°E (Valero, 1974). La *segunda fase* desarrolla pliegues

aplastados de dirección N110°-120°E de plano axial tendido y, en ocasiones, de gran amplitud (Ríos *et al.*, 1989); acompañando al plegamiento se produce una esquistosidad de flujo que suele ser subparalela a la estratificación. Esta segunda fase ha sido considerada como la fase hercínica principal por diversos autores (Clin *et al.*, 1970; Valero, 1974). La presencia de otras fases deformativas hercínicas posteriores (como las reconocidas en el Macizo de Cinco Villas) ha sido constatada por Müller y Roger (1977), quienes describen una tercera fase (SV<sub>3</sub> para estos autores) que presenta una esquistosidad de dirección media N70°E.

Valero (1986) hace un extenso estudio estructural de este sector y destaca la presencia de pliegues sinclinales y anticlinales de dirección constante ONO-ESE, de plano axial vergente al S (con vergencia más acentuada hacia el Sur) y una ligera inmersión de sus ejes hacia el ONO (Valero, 1986; Aso, 1987); estos pliegues giran hacia una dirección E-O en el sector de Campo de Troya (Van der Lingen, 1960). A su vez, destaca el importante desarrollo de una esquistosidad de flujo y de fractura de plano axial.

Además de la esquistosidad hercínica, dispuesta mayoritariamente según direcciones ENE-OSO con buzamiento hacia el Sur (Valero, 1986; Aso, 1987), se reconocen dos familias de diaclasas subverticales de dirección NNE-SSO y ONO-ESE que afectan incluso a las andesitas del cuarto episodio (Schwarz, 1962). A partir del análisis de la deformación dúctil, Valero (1986) y Aso (1987) reconocen una etapa de plegamiento con direcciones de esfuerzo NNE-SSO.

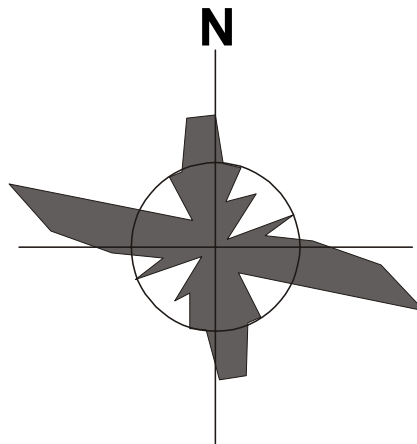
En la cuenca se reconocen dos familias principales de fallas tardihercínicas (Bixel y Lucas, 1983; Valero, 1986; Aso, 1987), si bien existen diferencias entre los extremos occidental y oriental, que serán fundamentales para entender el funcionamiento de la cuenca durante el Carbonífero Superior y el Pérmico. En el sector occidental (Oza) las direcciones principales son N-S y ENE-OSO, siendo el conjunto N-S el de mayor número de fallas pero de menor extensión longitudinal



**Fig. 3.4.** Diagrama de rosa de los vientos de fallas que afectan a materiales pérmicos en la subcuenca de Oza (sector occidental). Tomado de Aso (1987).



(Bixel y Lucas, 1983; Aso, 1987); en este caso, la bisectriz aguda formada entre las dos direcciones se dispone en el cuadrante NE (Fig. 3.4). Por otra parte, en el extremo oriental de la cuenca, las dos familias principales de fallas presentan direcciones N-S y la predominante ONO-ESE (Bixel y Lucas, 1983; Valero, 1986); en este caso, la bisectriz aguda se sitúa en el cuadrante NO (Fig. 3.5).

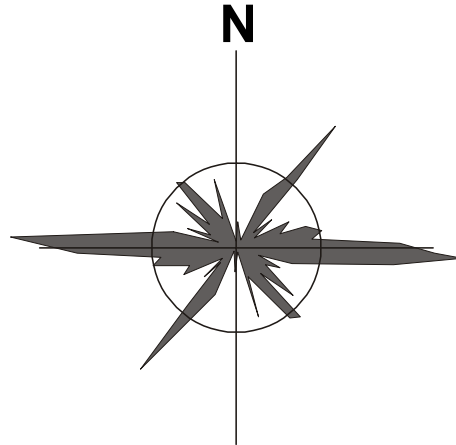


**Fig. 3.5.** Diagrama de rosa de los vientos de fallas que afectan a materiales pérmicos en la subcuenca de Anayet (sector oriental). Tomado de Valero (1986).

La naturaleza del límite sur de la cuenca ha sido objeto de discusión. De una parte, autores como Van der Lingen (1960) y Wensink (1962) suponen que la serie carbonífero-pérmica cabalga sobre el Mesozoico a lo largo de la Canal de Izas, en el denominado "*Cabalgamiento de Izas*" (Van der Lingen, 1960) de dirección ONO-ESE. Sin embargo, Valero (1986) describe un contacto discordante entre los materiales carbonífero-pérmicos y los materiales cretácicos del Sur y no encuentra suficientes evidencias para considerarlo como tal; sólo en la zona occidental reconoce este autor un contacto mecánico pero muy vertical, destacando la posibilidad de que sea un cabalgamiento. Para Valero (1986) el límite meridional de los afloramientos carbonífero-pérmicos no constituye un cabalgamiento sino, más bien, una falla ONO-ESE tardivarisca de límite de cuenca.

### **3.4.3 Sierra del Cadí.**

La historia deformativa de la Sierra del Cadí ha sido bien establecida por los autores de la escuela holandesa que trabajaron en los años 60 en el Pirineo. Entre ellos, Hartevelt (1970) realiza un detallado trabajo que sintetiza los aspectos estructurales más interesantes para nuestro estudio. Dentro de la orogenia hercínica reconoce hasta cuatro fases de deformación; según este autor, la *primera fase* genera grandes pliegues de direcciones N-S y E-O (p.e. sinclinales de Llavorsí y Arcabell), desarrollando una esquistosidad paralela a la estratificación. Considera a la *segunda fase*, al igual que en la otras áreas estudiadas, como la fase principal, momento en el



**Fig. 3.6.** Diagrama de rosa de los vientos de las fallas tardihercénicas de la Cuenca del Cadí. Tomado de Gisbert (1981).

cual se generan numerosos pliegues E-O recumbentes con una esquistosidad de crenulación de plano axial. Durante la *tercera fase* se desarrollan *kink bands* muy asimétricos de direcciones NE-SO y NO-SE para finalizar, en una cuarta fase, con una nueva familia de *kink bands* de direcciones E-O (Kleinsmeide, 1960; Zandvliet, 1960; Zwart, 1963).

Las estructuras post-hercénicas son diferentes de las propiamente hercénicas, mostrando pliegues más amplios, en ocasiones monoclinales y que no generan esquistosidad en los materiales. La cuenca estudiada se sitúa dentro de la zona estructural norte definida por Hartevelt (1970), formada por las unidades siguientes: Sinclinorio de Cava-Querforadat, sinclinorio de Serch y el monoclinial del Cadí (Hartevelt, 1970; Gisbert, 1981). Se reconocen un nutrido grupo de fallas subverticales de dirección preferente E-O (Fig. 3.6), otro conjunto de fallas subverticales de dirección NO-SE (Hartevelt, 1970; Gisbert, 1981) y una tercera familia, menos desarrollada, de dirección NE-SO (Gisbert, 1981).

### 3.5. Modos de emplazamiento.

El magmatismo estudiado en la presente memoria aflora, en las zonas estudiadas, en forma de:

Episodio 4:

- *sills y lacolito andesíticos* (Sector central) y
- un *pitón andesítico* (Sierra del Cadí).

Episodio 5:

- *sills basálticos* (MCV y Sector central) y
- *diques* (*doleríticos* en el MCV y de *lamprófidos* en Panticosa).

#### 3.5.1. *Sills y lacolito andesíticos.*

Los afloramientos andesíticos estudiados, representativos del cuarto episodio de Bixel (1984) se sitúan en el Sector central, tanto en la subcuenca occidental de Oza (uno de ellos) como en la oriental de Anayet-Campo de Troya (los restantes).

En el sector de Oza, aflora un sill, emplazado dentro de la megasecuencia basal de la U.R.S., próximo a su base, mientras que en el sector de Anayet, las andesitas están emplazadas por encima de la U.R.I. y afectan a la base de la U.R.S. (Foto A, Lámina 1).

El sill de Oza aflora de forma discontinua y se puede encontrar en el Bco. del Barcal y en la zona de Aguas Tuertas, algunos centenares de metros más al E, donde aflora con mayor potencia (40 m). Los contactos de techo y muro están parcialmente cubiertos, pero donde se reconocen se observa, a escala centimétrica, el desarrollo de metamorfismo de contacto y recristalización del sedimento (Schwarz, 1962). En la zona del Bco. del Barcal se reconoce una brecha de intrusión a techo de 0.50 a 1 m de espesor, constituida por cantos subangulosos a subredondeados de andesita inmersos en una fina matriz de color rojo y sin clasificación alguna. De manera frecuente, se observan lutitas de la U.R.S. incluidas dentro de la andesita, que presentan morfologías ovaladas y están orientadas parcialmente (Foto B, Lámina 1). En la zona de Aguas Tuertas la base del cuerpo andesítico está formado por una brecha de intrusión de 3.5 m de espesor, formada por cantos angulosos de andesita inmersos en una matriz lutítica; a techo se observa, de nuevo, una zona de asimilación de lutitas de la U.R.S. de 1 m de potencia.

Se han encontrado algunos enclaves carboníferos dentro de la andesita (Sampelayo, 1957; Schwarz, 1962). En la parte basal del sill, Schwarz (1962) cita la presencia de enclaves sedimentarios corroídos pertenecientes a la serie pérmica.

En este sector, Mirouse (1959) encuentra cantos de andesita del episodio 4º en los conglomerados de la Fm. Baralet (equivalente a la parte inferior de la U.R.S. de

Gisbert, 1981; *cfr.* capítulo 2). Estos cantos no aparecen inmediatamente por encima del techo de la andesita, sino que empiezan a unos 40 m de distancia, por encima del mismo; este hecho supone que la andesita debió llegar a aflorar en superficie y ser erosionada.

Las andesitas de Anayet constituyen el propio pico Anayet y el llano que ocupan los ibones, alcanzando en la zona del pico la mayor potencia. Esta morfología engrosada en el centro y alcanzando lateralmente una considerable extensión indica que se trata de una estructura lacolítica con desarrollo de al menos dos sills laterales, modelo que fue sugerido ya por Bixel (1984, 1988). El contacto inferior de esta estructura corta a la U.T. y a la U.R.I. y arrastra materiales de la U.T. generando una morfología en gancho (Foto C, Lámina 1); en las zonas de contacto con la U.R.I., la intrusión afecta al último tramo lutítico de esta unidad y desarrolla una brecha de intrusión de potencia variable. El techo de la intrusión corta a los niveles basales de la U.R.S. (Foto A, Lámina 1) y aflora de nuevo la brecha de intrusión, formada por clastos subredondeados centimétricos de andesita en facies vacuolar.

### 3.5.2. Pitón andesítico.

El pitón andesítico de San Salvador (Figura 3.7) es la única manifestación conocida del magmatismo del episodio 4 de Bixel (1984) en el sector oriental. Constituye una única masa irregular de traquiandesitas (Martí, 1986) gris-verdosas de grandes dimensiones (250 x 950 m) cuyo emplazamiento ha sido asociado a una fractura de dirección N140° (Gisbert, 1981).

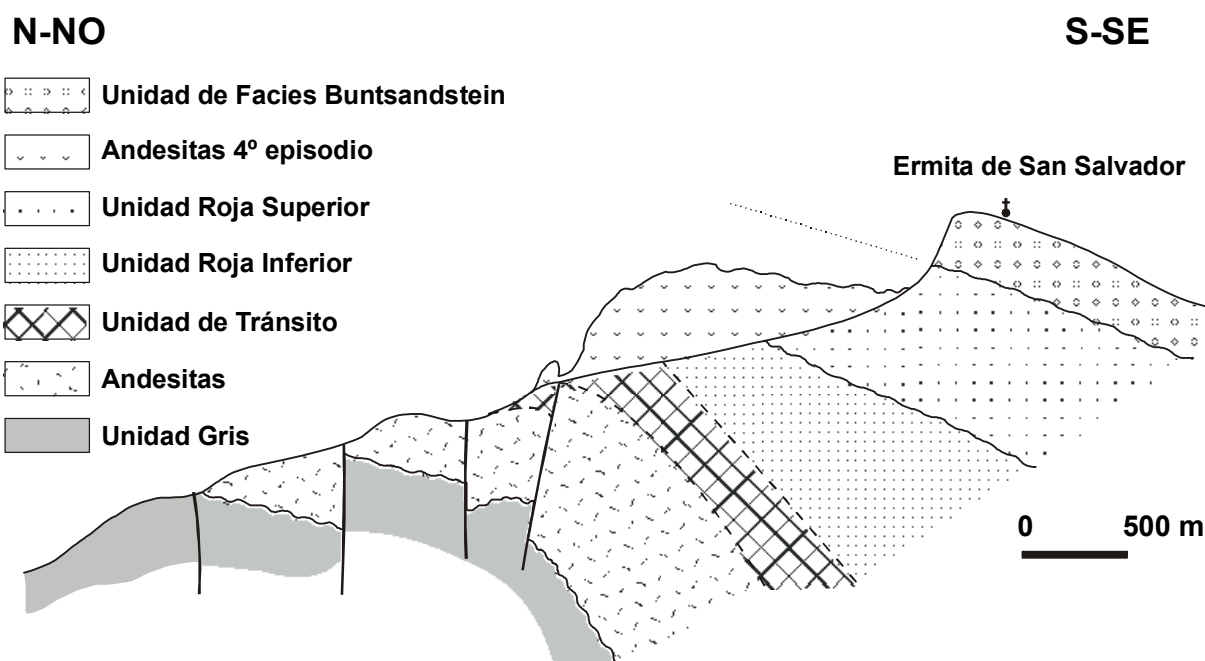


Fig. 3.7. Corte geológico de la zona de San Salvador, en la cuenca del Cadí. Tomado de Gisbert (1981).

En este afloramiento se recolectaron siete muestras (referencias SSAL-1 a SSAL-7) que presentan composiciones traquiandesíticas, en todos los casos muy alteradas (*cfr.* capítulo 4).

Las relaciones de contacto con el encajante no son claras, si bien las andesitas cortan a la serie Estefaniense-Pérmica (Fig. 3.7), incluyendo parte de la U.R.S. (Gisbert, 1981); por encima de la U.R.S. se disponen discordantes los materiales de la facies *Buntsandstein* (*cfr.* capítulo 2) aunque no se observan relaciones de contacto directas entre éstos y las traquiandesitas. Según Gisbert (1981), los materiales del *Buntsandstein* se dispondrían discordantes, también, sobre las andesitas (Fig. 3.7), siendo por lo tanto, el emplazamiento de las andesitas previo al depósito del *Buntsandstein*.

### 3.5.3. Sills basálticos.

Los sills basálticos afloran en dos de los sectores estudiados (MCV y Oza-Anayet) y están emplazados en los materiales sedimentarios de la U.R.S. (Pérmico Medio-Superior). El emplazamiento de los sills está relacionado, según se ha indicado anteriormente, con la génesis de las cuencas pérmicas bajo un ambiente transtensivo que, localmente, ofrece situaciones distensivas.

Los sills se disponen en capas subparalelas a la estratificación a lo largo de una gran extensión. Su intrusión depende de diversos factores como son el estado local de esfuerzos y la tasa de aporte magmático cuya interrelación no está suficientemente conocida (Walker *et al.*, 1999). En este sentido, el volumen de magma que intruye debe ser proporcional a la tasa de extensión local y a la cantidad de magma que asciende desde la cámara. En los afloramientos estudiados se observan diferencias en el espesor de los sills, tanto entre los tres sectores, como dentro de cada sector, entre los diferentes sills emplazados, por lo que los factores citados anteriormente han sido necesariamente diferentes en cada uno de los casos estudiados.

#### *Macizo de Cinco Villas.*

Los sills basálticos se intercalan dentro de la U.R.S., siempre por debajo de los primeros niveles de conglomerados y areniscas correspondientes a la facies *Buntsandstein*, y tanto su espesor como su número (Tabla 3.1) varían bastante entre los afloramientos del MCV.

Así, en los alrededores del Monte Larrún se han identificado cuatro sills (en afloramiento se reconocen 6, pero los dos primeros están repetidos por un contacto mecánico), otros cuatro en el sector del Monte Ibantelli, mientras que en los alrededores del embalse de Mendaur, sólo afloran dos. En cuanto al espesor, la potencia de los sills disminuye progresivamente hacia el techo de la serie en el

<i>Sill</i>	<i>O--- Emb. Mendaur ----</i>	<i>----- Mt. Larrún -----</i>	<i>---- Mt. Ibantelli ----- E</i>
<i>IV</i>	12 m	10 m	23.5 m
<i>III</i>	10 m	24.5 m	6 m
<i>II</i>		44 m	6 m
<i>I</i>		110 m	2.25 m

**Tabla 3.1.** Distribución de espesores de los sills estudiados en el Macizo de Cinco Villas.

área de Larrún, mientras que en el área de Ibantelli dicho espesor aumenta; en el embalse de Mendaur no se observan diferencias significativas entre los dos sills. En detalle se identifican los siguientes niveles basálticos:

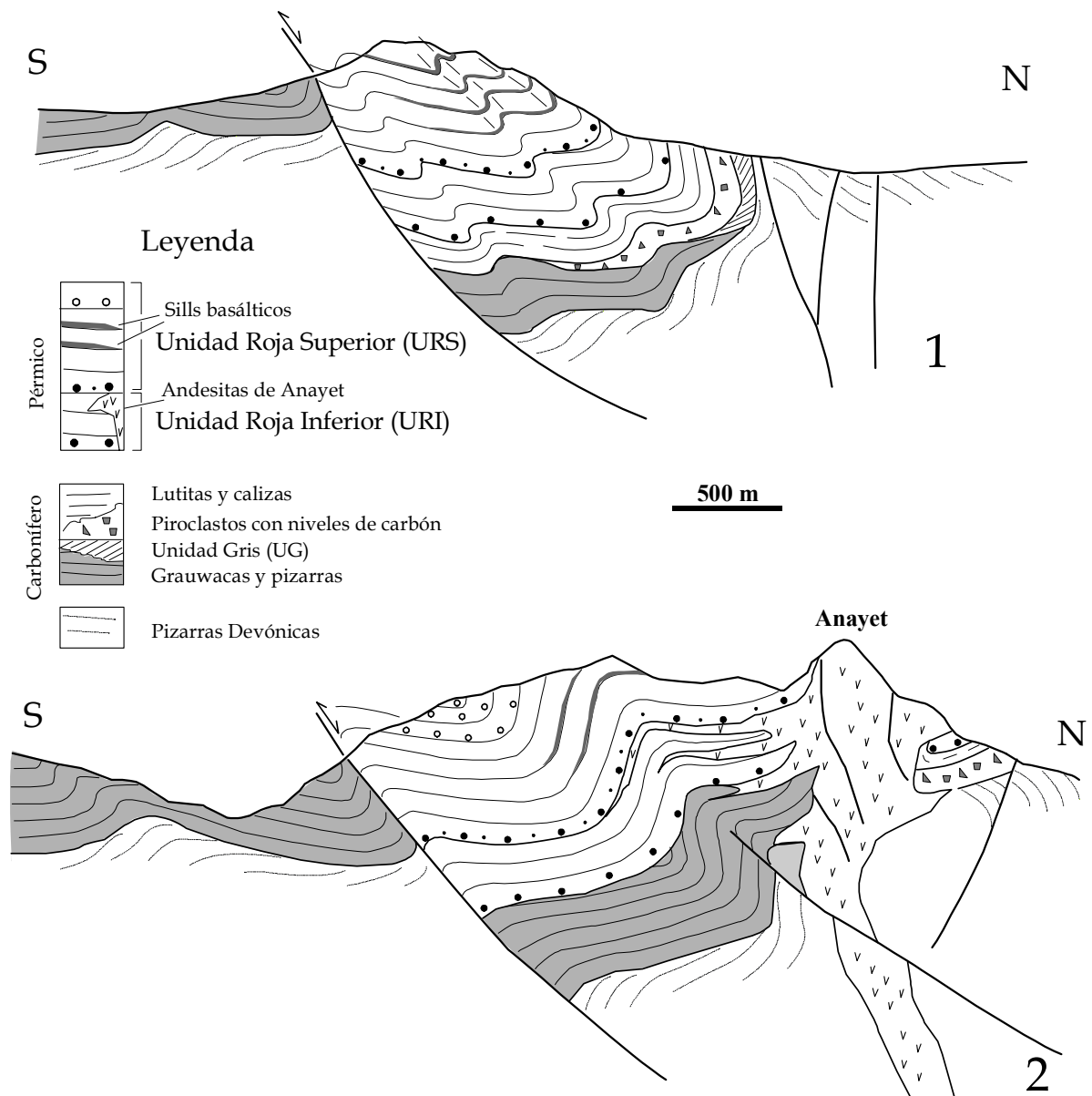
Lamentablemente, no existen criterios para correlacionar los sills de las distintas áreas, debido a los contactos mecánicos que definen los afloramientos, dando series posiblemente incompletas. Lo que sí se puede establecer son las claras diferencias entre volumen de material emplazado en las diferentes zonas, con un máximo en la zona central (Monte Larrún) y menor en el extremo SO (Embalse de Mendaur); en la zona del Monte Ibantelli afloran el mismo número de sills que en Larrún, aunque el volumen emitido es menor. Dada la proximidad geográfica entre ambos afloramientos y su cogenetismo (*cfr.* capítulo 6), resulta razonable suponer un mismo origen en ambos casos, por lo que, si este factor es común, las diferencias en volumen emplazado se pudieron deber a la distinta tasa de extensión local o bien a la distancia al foco emisor. Siguiendo este razonamiento se puede sugerir que debió existir una mayor tasa de extensión local en la zona de Larrún, posiblemente más próxima a un foco emisor.

Es común para la mayoría de los sills la presencia, próximo a su base, de material sedimentario del nivel infrayacente (frecuentemente lutitas rojas) englobado. Estas lutitas asimiladas suelen presentar morfologías elipsoidales o muy irregulares (Foto D, Lámina 1). En algunos niveles se han identificado estructuras sigmoidales (Foto E, Lámina 1) que probablemente reflejan el movimiento del sill sobre la superficie coetánea a su consolidación. Además, hacia la base, se pueden observar facies vesiculares (Foto F, Lámina 1) que, en algunos casos, presentan las vesículas alargadas según planos paralelos a la intrusión de sill.

En cuanto al techo de los niveles, el contacto suele ser neto o estar parcialmente cubierto, salvo en una situación concreta; por encima del primer sill reconocido en el Mt. Larrun, aflora un nivel de brechas volcánicas de 30 m de espesor (Foto G, Lámina 1). Este tramo consta de cantos de basalto muy alterado y fragmentos de rocas sedimentarias paleozoicas (cuarcitas y pizarras), con morfologías elípticas y diámetros que varían de los 7 x 6 cm. a los 11 x 6 cm., inmersos en una matriz cinerítica.

*Sector de Oza-Anayet.*

En la subcuenca oriental de Anayet-Campo de Troya se reconocen cuatro sills basálticos pertenecientes al magmatismo Pérmico del episodio 5 de Bixel (1984). En este sector se han recolectado 33 muestras correspondientes a basaltos y algunos materiales del encajante sedimentario. Los basaltos tienen un color oscuro en muestra de mano y un tamaño de grano fino, pudiéndose identificar con lupa algunos minerales ferromagnesianos y cristales claros de plagioclasa. Se observan algunas grietas rellenas por minerales secundarios (calcita y clorita). Suelen estar alterados por lo que el muestreo se realizó de manera cuidadosa atendiendo a criterios de mínima alteración posible (ausencia de epidota e inalteración de los fenocristales).



**Fig. 3.8.** Corte geológico NNE-SSO de la zona de Campo de Troya, en la subcuenca de Anayet. Tomado de Gil-Imaz *et al.* (2002).

Se han reconocido cuatro sills que afloran en el extremo oriental de la subcuenca de Anayet-Campo de Troya. De las tres megasecuencias en que se divide la U.R.S. en este sector, los dos primeros sills intruyen entre sedimentos lutíticos del techo de la megasecuencia basal, el tercero en la base de la megasecuencia intermedia y el cuarto en la parte media de aquella (Fig. 3.8); en todos los casos, los sills intruyen en potentes paquetes de sedimentos lutíticos masivos.

Los tres primeros sills tienen potencias bastante constantes (Tabla 3.2) mientras que el espesor del cuarto sill varía ampliamente.

<i>Sill</i>	<i>Espesor (m)</i>
<i>IV</i>	22-70
<i>III</i>	7-9.5
<i>II</i>	6-7
<i>I</i>	2.5-3.5

**Tabla 3.2.** Distribución de espesores de los sills estudiados en el sector de Oza-Anayet.

A techo los sills desarrollan una brecha orientada, muy vesicular, con fragmentos escoriáceos y tubos volcánicos (Foto H, Lámina 1) que puede llegar a tener una potencia de 4 m. En la base se reconoce (Foto A, Lámina 2) una brecha centimétrica, menos desarrollada que la que aparece a techo, formada por cantos heterométricos de morfologías escoriáceas, muy irregulares, con numerosas vacuolas rellenas por carbonato secundario. En los contactos encajante-sill destaca la presencia de masas de lutita de la U.R.S. englobadas por el sill (Foto B, Lámina 2) y, a la inversa, masas de basalto inmersas en las lutitas encajantes situadas a techo de los sills; estas masas suelen tener morfologías ovaladas y son de pequeño tamaño (escala centimétrica). Estos fenómenos se deben a la intrusión de los sills en sedimentos inconsolidados, empapados en agua (Kokelaar, 1982).

La parte superior de la brecha que aflora a techo del sill II ha sido interpretada como una costra calcárea por Valero (1986), generada por procesos edáficos desarrollados sobre el basalto, indicativos según este autor de que este nivel de basalto correspondería a una emisión subaerea (colada). A nuestro juicio, la edafización de la parte superior de este sill, en el que se observa una brecha de intrusión a techo, es compatible con una intrusión muy somera o incluso con la exhumación del techo del sill por erosión del sedimento que lo cubre inicialmente, situación muy probable en ambientes sedimentarios continentales. Este razonamiento se ve apoyado por la observación, en algunos afloramientos, de cantos redondeados de basalto, englobados en los conglomerados depositados pocos dms por encima del sill (Foto C, Lámina 2) de los sills, lo que indica que, al menos en algún momento, los basaltos estuvieron expuestos y sufrieron procesos de tipo erosivo. En nuestra opinión, la presencia de brechas de intrusión a base y techo de los cuerpos basálticos sustenta su emplazamiento en forma de sills, siendo compatible con situaciones más o menos locales de emisión o exposición subaérea.



### 3.5.4. Diques.

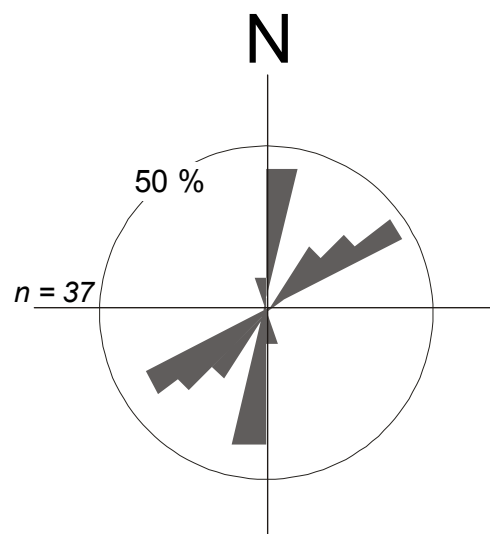
En la presente memoria estudiamos dos tipos de diques representantes del magmatismo Pérmico Medio-Superior: a) diques doleríticos emplazados en el MCV y b) diques de lamprófidos que afloran en el plutón de Panticosa.

#### *Diques doleríticos.*

Los diques doleríticos afloran en el MCV, cortando a los materiales del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, y de modo preferente a los niveles calcáreos (*cfr.* capítulo 2). La continuidad de los diques es difícil de precisar, debido a las malas condiciones de afloramiento (desarrollo de abundante cobertera vegetal y de suelos). Además, presentan un alto grado de alteración, siendo el sector más favorable para su estudio el de Yanci-Aranaz. En este sector puede observarse, *de visu*, la roca de grano fino, homogénea, con amplio desarrollo de minerales máficos (augita titanada) y plagioclasas. En ocasiones, se puede reconocer un borde enfriado de escala milimétrica que evidencia el rápido enfriamiento inicial de estos diques.

Los diques muestreados pertenecen a un único litotipo (*cfr.* capítulo 4) de doleritas piroxénicas, holocristalinas de grano fino en el que se han diferenciado facies en base al porcentaje modal en clinopiroxeno, y subfacies reflejando diferencias texturales dentro de la facies general. En algunos casos se ha observado un ligero metamorfismo de contacto en el encajante (calizas paleozoicas) producto del emplazamiento de los diques, en los cuales se generan bordes enfriados.

En este sector se han medido las potencias de aquellos diques que presentan las mejores condiciones de afloramiento y se han obtenido valores variables entre los 2 y 3 m (Foto D, Lámina 2).



**Fig. 3.9.** Estereograma de direcciones de diques doleríticos en el MCV. Tomado de Lasheras *et al.* (1999b).

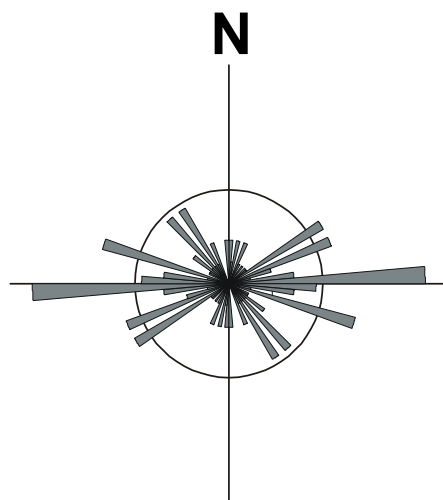
Aunque resulta difícil establecer la continuidad de los diques (Foto E, Lámina 2), mediante métodos cartográficos se ha podido establecer la dirección preferente de emplazamiento de los diques que resulta ser próximo a N-S y NE-SO (Fig. 3.9). Esta disposición concuerda con la orientación de las principales estructuras hercínicas en el MCV, en concreto, la dirección de los diques es coincidente con la de la esquistosidad desarrollada en la segunda fase hercínica. Los diques aparecen siempre cortando a los materiales del Devónico Superior y Carbonífero, esquistosos, por lo que es lógico pensar que el magma aprovechó las discontinuidades que constituían esos planos de esquistosidad para emplazarse en forma de diques. Esta situación supondría una reactivación de las estructuras hercínicas previas, coincidiendo con el régimen transtensivo tardihercínico.

#### *Diques de lamprófidos.*

Los diques de lamprófidos estudiados afloran en el plutón granítico de Panticosa, aunque también han sido descritos en el encajante paleozoico que rodea al plutón (Wensink, 1962; Debon, 1972 y 1975), cortando estructuras hercínicas.

Estos diques alcanzan gran longitud (superior a 1 km) y tienen una potencia muy variable (desde centímetros hasta 15 m). Las rocas muestreadas tienen un color verde oscuro y en ellas destacan los fenocristales de piroxeno, anfíbol y plagioclasa y corresponden a dos litotipos establecidos (*cfr.* capítulo 4) en función del mineral ferromagnesiano más abundante.

Los contactos con el encajante granítico son, en todos los casos, netos (Foto F, Lámina 2) y es común el desarrollo de bordes enfriados en el lamprófido. Las trazas de los diques son irregulares (Foto G, Lámina 2), en ocasiones, difíciles de seguir y se dan espectaculares situaciones de corte de varias generaciones de diques (Foto H, Lámina 2). A partir del estudio de más de 70 ejemplos, se ha determinado (Fig. 3.10) una dirección predominante próxima al O-E ( $N85^{\circ}$ - $N90^{\circ}$ ), con otras direcciones

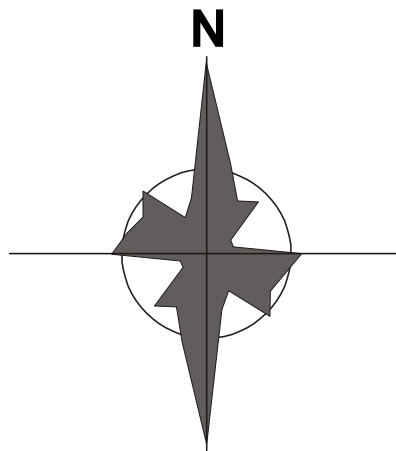


**Fig. 3.10.** Estereograma de direcciones de diques de lamprófidos del plutón de Panticosa.

oblicuas destacadas (N110°, N65° y N140°), coincidente con el rango de N80°E a N140°E obtenidas por Debon (1975). El buzamiento es próximo a la vertical o dirigido hacia el N-NE.

En cuanto a la cronología relativa, en los casos en que se cortan varias generaciones de diques, la familia de diques de dirección O-E, corta a las demás (Foto H, Lámina 2).

Las direcciones de estos diques coinciden, fundamentalmente, con las direcciones de fracturas que presentan los granitoides, donde destacan dos familias principales de fallas (Debon, 1972): una predominante de dirección N-S y otro grupo de dirección O-E a ONO-ESE (Fig. 3.11).



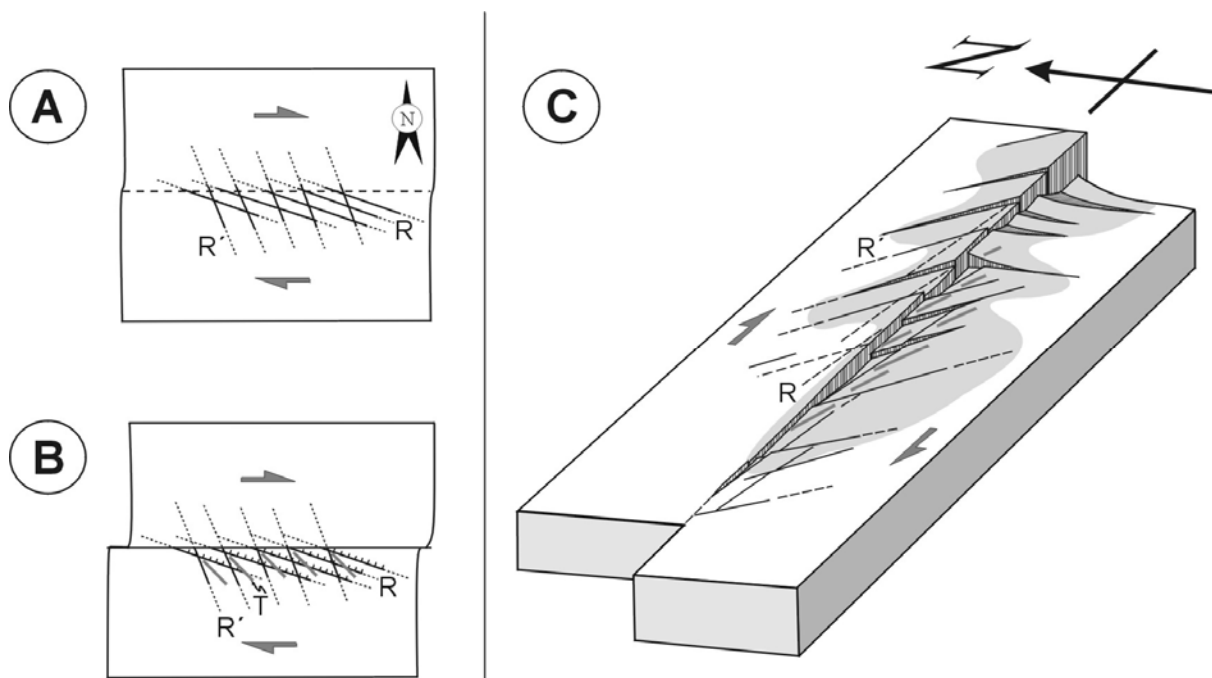
**Fig. 3.11.** Estereograma de orientaciones de fallas en los materiales graníticos del plutón de Pantico-sa. Tomado de Debon (1972).

Las características de contacto de los diques con el encajante granítico sugieren que el emplazamiento de los lamprófidos se produjo cuando el granitoide estaba ya consolidado, dando contactos netos y bordes enfriados en el material básico, a favor de fracturas previas del encajante.

### 3.6. Estructura y evolución de las cuencas estefaniense-pérmicas del Pirineo.

El régimen tectónico tardi-hercínico, transcurrente y con situaciones localmente extensionales, favoreció el desarrollo de cuencas durante el Pérmico en los Pirineos. En este sentido, consideramos en este estudio el modelo de creación y evolución de las cuencas publicado en Lago *et al.* (2004a) en el que el movimiento de desgarre de las fallas del basamento (p.e. *Falla de Labrador Vizcaya*, véase apartado 3 de este capítulo) podría haber inducido una fracturación secundaria (de tipo Riedel) en la corteza (Fig. 3.12); en este contexto, el progresivo desplazamiento de los bloques generaría un movimiento normal de las fracturas R (sintéticas) y R' (antitéticas) y, adicionalmente, podría ser responsable de la creación de fracturas de tensión (que denominamos T) con una clara geometría extensional (Fig. 3.12). Este modelo, mediante el movimiento diferencial de los bloques, explica el desarrollo de cuencas subsidentes fuertemente elongadas, divididas en sub-cuencas menores, coincidentes con la geometría de la cuenca de la Sierra del Cadí propuesta por Gisbert (1981) y Speksnijder (1985). Un modelo muy similar fue también propuesto por Soula (1984) para la evolución de la cuenca estefaniense de Ségure en la vertiente francesa de los Pirineos.

El control tectónico en el desarrollo de las cuencas se refleja en la presencia de fallas (normales e inversas) sin-sedimentarias, el desarrollo de disconformidades o paraconformidades en los depósitos continentales, la evolución sedimentológica



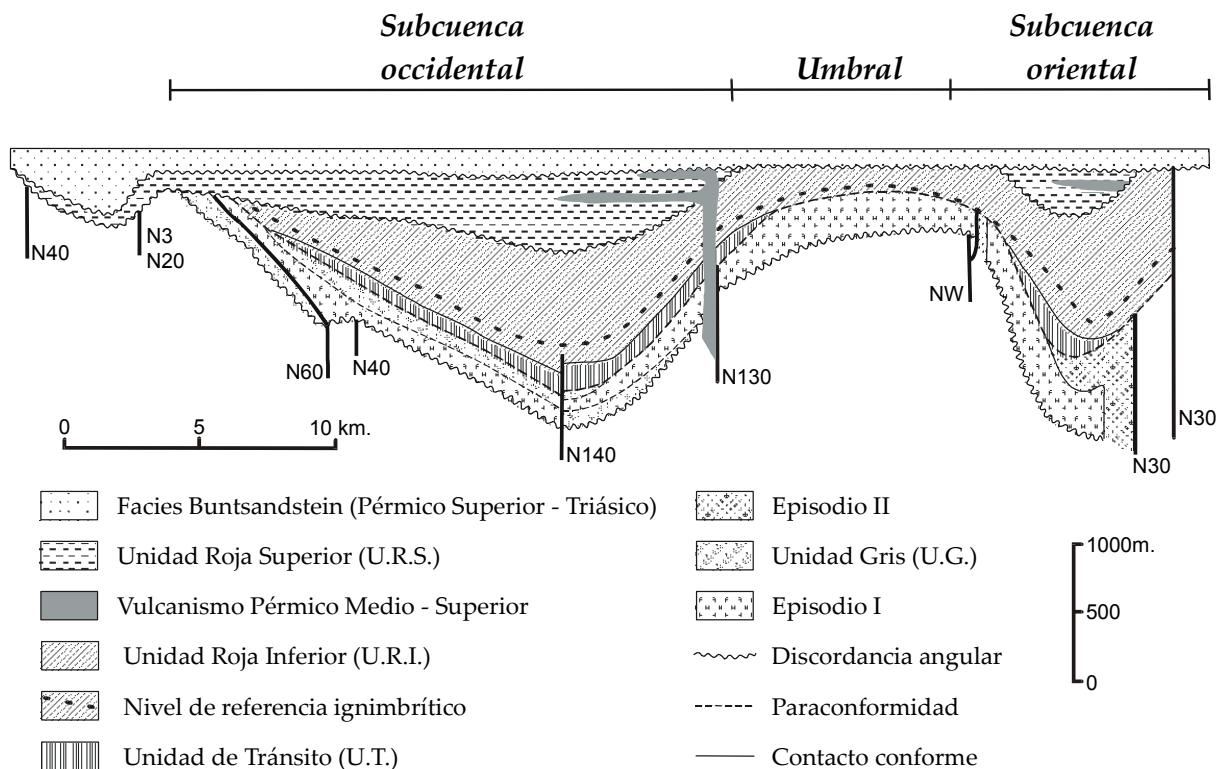
**Fig. 3.12.** Esquema geodinámico de la creación de cuencas durante el Pérmico en el Pirineo. A) Inicio del movimiento de desgarre con la generación de fracturas de Riedel (R y R'); B) progreso del movimiento de desgarre dextro con el desarrollo de las fracturas oblicuas de tipo T; C) esquema geodinámico general de los bloques resultantes y las fracturas generadas; la zona sombreada indica potenciales zonas de depósito de los sedimentos Pérmicos. Tomado de Lago *et al.* (2004a).

vertical de los mismos (composición y megasecuencias), así como de las direcciones de paleocorrientes (Speksnijder, 1985).

La influencia tectónica en la subsidencia de las cuencas fue reemplazada, de forma progresiva, por la subsidencia de tipo térmico (Lago *et al.*, 2004a); este aspecto quedó reflejado en la naturaleza de los depósitos que componen las distintas unidades sedimentarias de este intervalo temporal que, en conjunto, constituyen una secuencia granodecreciente, caracterizada por el progresivo *on-lap* de las unidades superiores sobre las basales (p.e. U.R.S. sobre U.R.I., *cfr.* capítulo 2), que se suelen restringir a las áreas más subsidentes.

Las fallas sinsedimentarias y los diques muestran una distribución bimodal en el caso de la cuenca central (Oza-Anayet) y oriental (Sierra del Cadí): el pico de dirección N30°-N40° incluye la mayoría de las fallas magmáticamente activas (rellenadas por rocas volcánicas; Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985), mientras que el segundo máximo (N140°-N150°) está peor definido, aunque incluye las fracturas relacionadas con el emplazamiento del episodio 4. Esta disposición de sistemas de fractura pudo estar relacionada con la reactivación de estructuras previas (Gisbert, 1981; Speksnijder, 1985) y con el desarrollo de sistemas de fallas secundarias en la corteza superior (Lago *et al.*, 2004a).

Por el contrario, en el MCV, la distribución de orientaciones de los diques doleríticos es claramente bimodal (Fig. 3.13), con dos máximos en los intervalos N0°-N10° y N50°-N60°; esta disposición sugiere una ligera rotación de las



**Fig. 3.12.** Corte geológico esquemático de una cuenca típica carbonífero-pérmica del Pirineo central (tomado de Gisbert, 1981) en el que se reflejan las relaciones entre unidades litoestratigráficas y la estructura de la cuenca, así como la posición de las zonas más subsidentes y el umbral que las separa.

estructuras del MCV si se comparan con las de los otros dos sectores estudiados (Lucas y Gisbert, 1996). Esta rotación está relacionada con la situación aislada del MCV, separada del resto de la ZAP por la *Falla de Pamplona* (*cfr.* capítulo 1); esta estructura fue probablemente activa durante el tardi-hercínico (como una falla dextra de desgarre; Arthaud y Matte, 1975) y después (Larrasoña *et al.*, 2003), y fue reactivada durante la orogenia Alpina como falla sinestra. Larrasoña *et al.*, (2003) demuestran la rotación que sufrieron los macizo paleozoicos occidentales del Pirineo (entre ellos el MCV) durante el Cretácico y durante la orogenia alpina. Además de este complejo escenario geodinámico, es necesario tener en cuenta la rotación horaria de la placa ibérica durante la orogenia alpina, por lo que, estos sistemas de fallas no se encuentran en su posición original.

De los datos disponibles acerca de las cuencas *Estefaniense*-Pérmicas en los Pirineos (resumidos en Lucas y Gisbert, 1996) se pueden extraer las siguientes características principales (Lago *et al.*, 2004a):

- las fallas normales que controlaron el movimiento, estructura y subsidencia de las cuencas, fueron, también, zonas preferenciales de migración del magma,
- el registro estratigráfico de las cuencas refleja una gran influencia de la tectónica en el relleno, con varias secuencias deposicionales separadas por discontinuidades estratigráficas relacionadas con eventos tectónicos y situaciones de erosión (Speksnijder, 1985),
- para cada cuenca, la sub-cuenca oriental muestra un registro sedimentario más completo con presencia de las unidades basales, mientras que en las sub-cuencas occidentales las unidades basales están menos desarrolladas y las unidades superiores presentan potencias más elevadas y
- la cuenca del MCV parece haber sido la menos activa, en cuanto a relleno sedimentario se refiere, puesto que sólo afloran la U.T. y la U.R.S. y, además, su espesor es netamente más reducido que en el caso de los otros dos sectores estudiados (*cfr.* capítulo 2).

La evolución de estas cuencas fue contemporánea con la transición de un régimen transtensivo post-orogénico a un régimen extensional relacionado con el inicio de la ruptura de la Pangea Pérmica y la apertura del Neotethys (Sengör *et al.*, 1984; Doblas *et al.*, 1994; Robertson *et al.*, 1996; Stampfli, 1996). La etapa transtensional se caracterizó por un magmatismo calcoalcalino y una sedimentación detrítica gruesa en sub-cuencas aisladas, fuertemente subsidentes, mientras que la etapa extensional se caracterizó por un magmatismo básico, de transicional a alcalino, y una sedimentación detrítica más fina, que superó los umbrales de las respectivas sub-cuencas uniéndolas.

La extensión pérmica, expresión del *rifting* en los Pirineos, continuó durante

el Triásico, como conexión entre la apertura del Golfo de Vizcaya (desarrollada en el segmento pirenaico) y el *rifting* de la Cordillera Ibérica (Vera *et al.*, 2001).

### 3.7. Edad de emplazamiento.

Dado que obtener una datación radiométrica absoluta fiable, mediante una isocrona Rb-Sr, no ha sido posible, debido a la alteración que presentan las rocas muestreadas (*cfr.* capítulo 6), es necesario recurrir a un conjunto de criterios de distinta índole (estratigráficos, paleomagnéticos y radiométricos) que permitan establecer el intervalo temporal de emplazamiento del magmatismo, de la manera más precisa posible.

Las únicas dataciones radiométricas del magmatismo tardihercínico en el Pirineo han sido realizadas en los materiales de los episodios 1 (mayoritariamente) y 3 de Bixel (1984). El episodio 1 fue datado en el complejo de Midi d'Ossau mediante U/Pb en circones por Briquet y Innocent (1993), obteniendo una edad de  $278 \pm 5$  Ma en el caso del primer evento de este episodio (riolitas peraluminosas) y una edad de  $272 \pm 3$  Ma para el segundo evento (dacitas calcoalcalinas); posteriormente, Innocent *et al.* (1994) obtuvieron una edad de 263 Ma mediante el método Rb/Sr en separados de moscovita y su roca total (riolita) del primer evento de Ossau, aunque consideraron que esa edad debía corresponder con una etapa hidrotermal de neoformación de la moscovita. En ese mismo trabajo, los autores establecieron una errorcrona considerando conjuntamente muestras de Ossau y de la Sierra del Cadí, correspondientes a rocas de los episodios 1, 2 y 3. La edad obtenida de esta errorcrona es de 269 Ma, aunque su validez es muy escasa, dada la propia heterogeneidad de las muestras consideradas (muestras de distintos episodios y de cuencas diferentes). Finalmente, estos autores, también intentan datar los episodios 4 y 5, considerando valores de Anayet y Larrún, pero la elevada heterogeneidad que presentan los resultados les impide obtener una edad fiable.

La datación que arroja edades más antiguas de todo el magmatismo tardihercínico es la de Gilbert *et al.* (1994) mediante el método Sm/Nd en separados de granate y su roca total (riolita) en rocas del episodio 1 de la Sierra del Cadí. En este caso, estos autores obtuvieron unas edades de  $313 \pm 14$  Ma y  $320 \pm 2$  Ma, ambas Westfalienses, comparables con las edades de algunos plutones de la Cadena Pirenaica y coincidentes con la edad del metamorfismo hercínico en los Pirineos, por lo que establecieron una relación entre estos tres eventos. Estas edades resultan discordantes con el resto de las obtenidas, bien mediante métodos absolutos o paleontológicos y deben ser consideradas con precaución, pues responden a isocronas de dos puntos, afectadas por una elevada incertidumbre y, de otra parte, el granate puede ser una fase restítica en desequilibrio isotópico con la roca que lo contiene.

#### 3.7.1. Cuarto episodio.

Dentro de la subcuenca de Oza, las andesitas del episodio 4 afloran dentro de la megasecuencia inferior de la U.R.S. La presencia de una brecha de intrusión en la



base y en el techo del cuerpo de andesitas sugiere que se trata de un sill (*cfr.* apartado anterior) lo que indica, necesariamente, que su emplazamiento debió ser posterior al inicio de la sedimentación de su encajante, es decir, una edad posterior al inicio de la sedimentación de la U.R.S. El intervalo de emplazamiento puede ser acotado superiormente si consideramos la presencia de cantos de andesita en los conglomerados de la U.R.S. situados 40 m por encima del sill de Aguas Tuertas que cita Mirouse (1959); este hecho supone que, para el momento de la sedimentación de esos conglomerados, la andesita debía estar ya emplazada y haber sido erosionada. Puesto que esos conglomerados pertenecen a la parte inferior de la U.R.S. (a la Fm. Baralet de Mirouse, 1959) el emplazamiento de las andesitas debió coincidir con el período de depósito de la primera megasecuencia de la U.R.S.

En la subcuenca de Anayet, las andesitas del episodio 4, afloran en forma de lacolito y sills y se emplazan (*cfr.* apartado anterior) por encima del último paquete lutítico de la U.R.I. y afectan a la base de la U.R.S. (p.e. Pico Anayet; Foto 3.5). De estos datos se deduce que el emplazamiento de estas andesitas debió tener lugar poco después del inicio de la sedimentación de la U.R.S.

En los dos afloramientos anteriores (O: Aguas Tuertas y E: Anayet), Van der Lingen (1960) y Schwarz (1962) llevaron a cabo estudios paleomagnéticos, tanto en los propios sills de andesitas como en el encajante Pérmico; los resultados, en ambos casos, indicaban una dirección de magnetización muy similar en Anayet, entre andesitas y encajantes (Tabla 3.3) y, también, valores muy próximos entre las andesitas de las dos sub-cuencas (Tabla 3.3). En el caso de Aguas Tuertas, Schwarz (1962) estudia también los sedimentos encajantes Pérmicos obteniendo resultados muy dispares respecto de las andesitas, sin embargo rechaza la representatividad de esas muestras afirmando que no conservan la magnetización original.

<i>Afloramiento</i>	<i>Declinación</i>	<i>Inclinación</i>	<i>Autor</i>
Andesitas de Aguas Tuertas	N 152° E	22.5°	Schwarz (1962)
Andesitas de Anayet	N 163° E	12.5°	Van der Lingen (1960)
Sedimentos de la U.R.S. (Anayet)	N 163° E	15°	Van der Lingen (1960)

**Tabla 3.3.** Resultados de los estudios paleomagnéticos en materiales ígneos (andesitas del episodio 4<sup>º</sup>) y materiales sedimentarios del Pérmico Medio-Superior (U.R.S.) en el sector central pirenaico (Oza-Anayet).

De esta manera, aunque no es un criterio fiable por sí mismo, los datos paleomagnéticos de los citados autores, coinciden con los de criterios estratigráficos, enunciados anteriormente, en que la edad de emplazamiento de las andesitas debió ser muy similar en toda la cuenca de Oza-Anayet y, además, próxima a la de depósito de su encajante Pérmico (tramos iniciales de la U.R.S.).

En la cuenca del Cadí, las andesitas del episodio 4 que afloran en el área de San Salvador se sitúan por encima de la U.R.S. y parecen estar fosilizadas por la

facies *Buntsandstein* (Gisbert, 1981; Fig. 3.7.), lo que implicaría un emplazamiento posterior al inicio de la sedimentación de la U.R.S. y previo al depósito de los materiales de la facies *Buntsandstein*. En este caso, la indefinición temporal que representa la U.R.S. en la Sierra del Cadí (*cfr.* capítulo 2) no permite precisar la edad de emplazamiento; sin embargo, dado que la U.R.S. representa facies *saxonienses*, depositadas durante el Pérmico Medio, las andesitas debieron emplazarse durante dicha época. Además, si tal como sugiere su similitud petrológica (*cfr.* capítulo 4), las andesitas de San Salvador, equivalen a las del cuarto episodio del sector central, su edad de emplazamiento pudo ser próxima (Pérmico Medio).

### 3.7.2. Quinto episodio.

En el Macizo de Cinco Villas los basaltos correspondientes al episodio 5 afloran como sills dentro de la *Fm. Areniscas y Conlomerados* o P2 (equivalente a la U.R.S., *cfr.* capítulo 2) y, además, en todos los casos estudiados, su posición en la serie estratigráfica está muy próxima al final de la serie Pérmica, llegando incluso a ser el techo, por debajo del *Buntsandstein* en el sector de Mendaur. Dado el carácter posiblemente incompleto de los afloramientos Pérmicos no es posible situar con precisión la posición de los sills en la serie estratigráfica respecto al nivel de referencia que pudiera ser la base del *Buntsandstein*; aún así, la edad debió ser muy próxima a la de depósito de la U.R.S., posiblemente Pérmico Medio-Superior.

Las doleritas afloran exclusivamente en el MCV, en forma de diques emplazados entre materiales Westfalienses (*cfr.* apartado anterior). Además, esos diques presentan direcciones coincidentes con las principales estructuras hercínicas y, en concreto, coinciden con la esquistosidad de la fase 2. De esta situación, es lógico deducir que su emplazamiento es posterior a la edad de su encajante y al desarrollo de las estructuras que aprovechan los diques, es decir, una edad post-Westfaliense.

Otro factor a tener en cuenta es la similitud geoquímica (*cfr.* capítulo 6) de estas doleritas con los basaltos que se emplazan, en zonas próximas (Larrún al N, Ibantelli al E y Mendaur al S) en forma de sills intercalados entre los sedimentos pérmicos. De esta similitud se sugiere su origen común, a una edad equivalente, que sería la correspondiente a la de los sedimentos donde se emplazan los sills.

En la subcuenca de Anayet, los basaltos alcalinos del episodio 5, afloran en forma de sills, dentro del tramo medio de la U.R.S., más en concreto, al final de la *Fm. Baralet de Mirouse* (1959); en el resto de serie Pérmica (tramo superior de la U.R.S.) no se han reconocido rocas ígneas, por lo que parece ser que las manifestaciones se restringen al intervalo temporal de depósito de la megasecuencia media de la U.R.S. Esta afirmación se complementa con la presencia de cantos de basaltos pérmicos erosionados, dentro de los conglomerados de la U.R.S., lo cual implica que estos basaltos se emplazaron y llegaron a aflorar en superficie, para luego erosionarse, durante algún momento de la sedimentación de la secuencia

media de la U.R.S., luego son contemporáneos a ésta y por lo tanto, son de edad Pérmico Medio.

Los diques de lamprófidos de Panticosa están emplazados en granitoides y, gracias a sus relaciones de contacto, sabemos que su emplazamiento tuvo lugar en un encajante frío, con un comportamiento frágil; puesto que el plutón de Panticosa es de origen hercínico (rango de edad de los granitoides hercínicos en Pirineos: 320 a 290 Ma; Debon *et al.*, 1996), el emplazamiento de los diques debió tener lugar cierto tiempo después, es decir, al menos durante el Pérmico.

El criterio más consistente en cuanto a la edad de estos lamprófidos (y por extensión, de este magmatismo) es la datación isotópica de Debon y Zimmerman (1993) realizada en fenocristales de anfíbol de los lamprófidos, mediante el método K/Ar. Estos autores establecieron una edad de  $267\pm 11$  Ma, que en la escala temporal del Pérmico de Menning (1995 y 2001) coincide con el Pérmico Medio. Puesto que

<i>Afloramiento</i>	<i>Criterio estratigráfico</i>	<i>Criterio paleomagnético</i>	<i>Criterio radiométrico</i>	<i>Rango de edad establecido</i>
Andesitas de Oza	Posterior al inicio del depósito de la megasecuencia inferior de la U.R.S.	Posterior al inicio del depósito de la megasecuencia inferior de la U.R.S.	-	Inicio del Pérmico Medio
Andesitas de Anayet	Posterior al inicio del depósito de la megasecuencia inferior de la U.R.S.	Posterior al inicio del depósito de la megasecuencia inferior de la U.R.S.	-	Inicio del Pérmico Medio
Andesitas de San Salvador	Posterior al depósito de parte de la U.R.S. y previo al depósito del <i>Buntsandstein</i>	-	-	Pérmico Medio-Superior
Doleritas de MCV	Post-Westfaliense	-	-	Pérmico Medio-Superior
Basaltos de MCV	Contemporáneo al depósito de la megasecuencia media de la U.R.S.	-	-	Pérmico Medio-Superior
Basaltos de Anayet	Contemporáneo al depósito de la megasecuencia media de la U.R.S.	-	-	Pérmico Medio
Lamprófidos de Panticosa	Post-hercínico	-	$267\pm 11$ Ma	Pérmico Medio ( $267\pm 11$ Ma)

**Tabla 3.4.** Conjunto de criterios que hemos valorado a la hora de establecer una edad de emplazamiento para el magmatismo estudiado en la presente memoria, en los tres sectores y según litotipos establecidos previamente.

estos lamprófidos son equivalentes a los basaltos del episodio 5 de Anayet (Debon y Zimmermann, 1993; Lago *et al.*, 2004a), esa edad puede corresponder, también, a la de emplazamiento de los sills en dicho sector; de hecho, coincide con el rango de edad obtenido por criterios estratigráficos (Tabla 3.4).

Finalmente, si consideramos el conjunto de criterios contemplados (Tabla 3.4) en los representantes del episodio 5 en cada uno de los sectores, se puede establecer una edad de emplazamiento de este episodio dentro del Pérmico Medio; de forma más precisa, en el sector central consideramos una edad de emplazamiento de  $267 \pm 11$  Ma.

### 3.8. Conclusiones.

En el presente capítulo se han considerado numerosos datos estructurales de las tres cuencas estudiadas, disponibles en la bibliografía y completados con datos obtenidos en la realización de esta tesis. Estos datos contemplan elementos hercínicos, tardihercínicos y algunos de origen alpino, si bien los más relevantes en el presente estudio son los correspondientes a los dos primeros grupos. La conclusión más interesante para nuestro estudio es la gran dependencia que tiene el emplazamiento del magmatismo respecto de la estructura del material encajante, aprovechando, en todas los casos, los elementos estructurales previos.

El magmatismo del episodio 5 se emplaza preferentemente en forma de sills (caso de Larrun, Mendaur, Ibantelli y de Anayet) o en forma de diques (Yanci-Aranaz y Panticosa). En ningún caso se ha podido constatar la existencia de fenómenos lávicos, aunque los sills pudieron llegar a quedar expuestos y sufrir procesos de erosión, pues se han encontrado conglomerados pérmicos con cantos basálticos procedentes de los sills situados poco por debajo en la columna estratigráfica.

En el caso de los sills, de composición basáltica, se intercalan entre los materiales lutíticos de la U.R.S., existiendo situaciones en las que las lutitas resultan englobadas por el basalto; también se han identificado criterios que sustentan el emplazamiento de estos sills bajo una capa de poco espesor de sedimentos inconsolidados empapados en agua.

En el MCV, la calidad de los afloramientos no permite correlacionar los sills de uno a otro pero se observa que el volumen de magma emitido es mayor en el sector de Larrun, mientras que en la zona más meridional el volumen parece ser mucho menor. Es posible pensar que los tres afloramientos correspondan a un mismo evento o cuerpo magmático.

En la cuenca de Oza-Anayet, los sills correspondientes al episodio 5 sólo afloran en la subcuenca oriental y el volumen emitido es menor, en conjunto, que el aflorante en el MCV, mientras que la cuenca del Cadí, no encontramos basaltos; este hecho refleja una disminución paulatina del volumen de basaltos emplazados desde el sector occidental (donde es máximo) hacia el Este.

Los diques doleríticos del MCV tiene espesores que no superan los 3 m y se emplazan entre los materiales del Devónico Superior y del Carbonífero. Sus trazas cartográficas coinciden con la dirección de la esquistosidad generada durante la segunda fase de plegamiento hercínica en el encajante, elemento de debilidad que aprovechan en su emplazamiento. Se han observado algunos casos de metamorfismo de contacto débil en los contactos de los diques, donde se generan bordes enfriados.

Los diques de lamprófidos se encajan en el plutón granítico de Panticosa y su emplazamiento tuvo lugar cuando el granito era rígido, pues sus contactos son

netos y limpios. Muestran una gran variabilidad de espesores (desde cm a varios metros) y se observan dos familias principales conjugadas que se relevan en el tiempo. La primera, N-S, coincide con la principal familia de fracturas que afecta al macizo granítico y la posterior, objeto de este estudio, sigue direcciones N80° a N140° correspondientes a otra familia de fracturas presentes en el plutón.

Las andesitas del episodio 4 se emplazan en los primeros niveles de la U.R.S. en forma de sills, relacionados en ocasiones con estructuras de morfología lacólica (p.e. Anayet) y de un pitón. Aprovechan los materiales más finos (lutitas) para emplazarse y presentan evidencias haber englobado fragmentos de sedimento empapado en agua. Los sills tienen un espesor elevado (varias decenas de metros) y presentan potentes brechas de intrusión a techo y base.

Al contrario que los basaltos del episodio 5, sólo afloran en el sector central y en el oriental, siendo en el primero donde mayor volumen de magma podemos encontrar; de nuevo el volumen de magma disminuye hacia el Este.

Por otra parte, se han estudiado distintos tipos de criterios que nos pudieran permitir acotar el rango de edad de emplazamiento de estos magmatismos, dada la poca fiabilidad que ofrecen las dataciones radiométricas en el caso de rocas tan antiguas y alteradas como es el caso.

Los argumentos barajados han sido de tres tipos: estratigráficos, paleomagnéticos y radiométricos. Los criterios estratigráficos, al tratarse de sills son de gran utilidad, más aún cuando se ha puesto de manifiesto su emplazamiento bajo sedimentos todavía sin consolidar, puesto que su edad es muy próxima, geológicamente hablando, de la edad del depósito del material sedimentario. Sin embargo, en nuestro caso, al tratarse de sedimentos continentales terrígenos, con ausencia de contenido fósil que permita datarlos, la precisión en la edad es pequeña.

Así, las andesitas del episodio 4, que se emplazan afectando a los primeros niveles de la U.R.S., deben tener una edad próxima al inicio del Pérmico Medio, mientras que los sills basálticos, emplazados entre los niveles intermedios de la U.R.S. deben corresponder con el Pérmico Medio a Pérmico Superior.

En el sector central se dispone de argumentos paleomagnéticos a partir de estudios realizados en los sills andesíticos y sus encajantes; en este sentido, estos criterios reafirman, por un lado, el carácter de sills del episodio 4 y, por otra parte, confirman su emplazamiento prácticamente coetáneo con el depósito de los sedimentos Pérmicos.

Los diques doleríticos aportan menos información en este sentido, puesto que sólo se puede afirmar que son posteriores al Westfaliense, momento en el cual se genera la esquistosidad principal hercínica; por similitud composicional se comparan con los sills basálticos. Por otra parte, los diques lamprofídicos, aceptando que son los equivalentes a los basaltos y doleritas en el plutón de Panticosa, apoyan la edad sugerida por los otros criterios, pues se dispone de una

datación en fenocristales (por lo tanto, supuestamente libre de alteraciones de la roca) que ofrece una edad de  $267 \pm 11$  Ma, que es Pérmico Medio. El conjunto de resultados se sintetiza en la tabla 3.5.

<i>Tiempo</i>	<i>Periodo</i>	<i>MCV</i>	<i>Oza-Anayet</i>	<i>Cadí</i>	<i>Magmatismo</i>
260 >	Pérmico Superior	<i>Buntsandstein</i>		U.F.B.	
	Pérmico Medio	P 2	U.R.S.	U.R.S.	
					<i>Episodio 5</i>
273 >	Pérmico Inferior	P 1	U.R.I.	U.R.I.	<i>Episodio 4</i>

**Tabla 3.5.** Distribución temporal de los episodios magmáticos 4 y 5, en relación a las unidades estratigráficas utilizadas en los tres sectores estudiados .



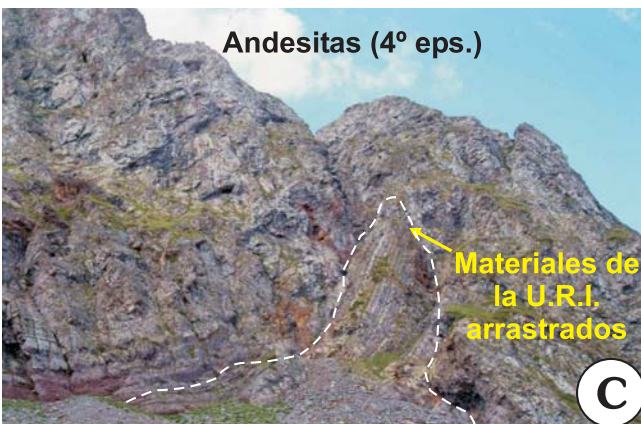
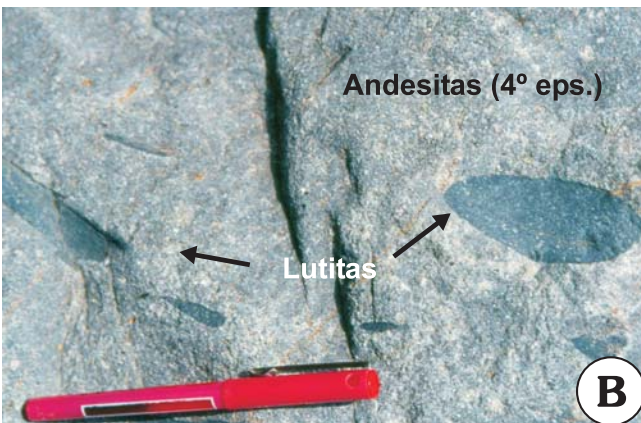


# **Láminas Fotográficas**

## ***Lámina 1.***

- A).** Pitón andesítico de Anayet (sector central) correspondiente al 4º episodio. El emplazamiento del lacolito empuja a la base de los materiales sedimentarios de la U.R.S. depositados con anterioridad deformando el contacto entre ambas litologías.
- B).** Masas de sedimento lutítico engobladas por la andesita del 4º episodio en el Bco. del Barcal (Oza, sector central). Las formas globulares que adquiere el sedimento sugieren su inclusión en el magma en condiciones de alto contenido de agua (y, por lo tanto, cercano a la superficie).
- C).** Materiales sedimentarios de la U.R.I. (y parte de la U.T.) arrastrados durante el ascenso y emplazamiento del lacolito de Anayet (4º episodio), lo que indica una edad posterior al depósito de aquellas unidades para este episodio en este sector (Anayet, sector central).
- D).** Lutitas pérmicas (unidad P2 o equivalente a U.R.S.) englobadas por los sills basálticos al emplazarse. Las morfologías del sedimento sugieren un arrastre a partir de un material con un comportamiento algo plástico (posiblemente, empapado en agua).
- E).** Estructuras sigmoidales y arrugas del basalto al emplazarse en un sill del sector occidental (MCV).
- F).** Facies algo vesiculares en un basalto del MCV, emplazado en condiciones cercanas a la superficie que permitieron su desgasificación.
- G).** Brecha basáltica de emplazamiento de los sills en el área de Larrún (MCV, sector occidental).
- H).** Desarrollo de estructuras tubulares en los basaltos de los sills del área de Anayet (sector central).

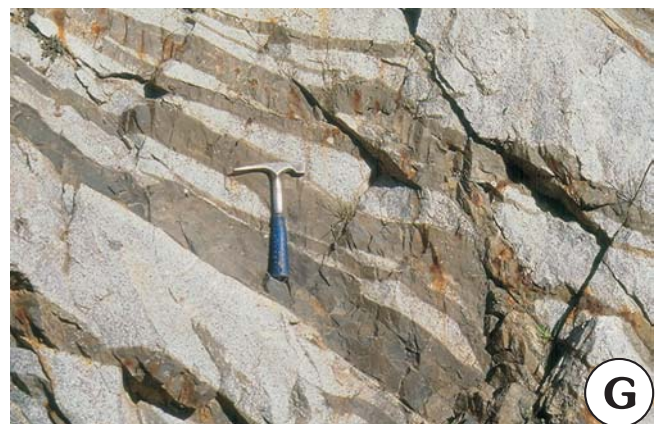
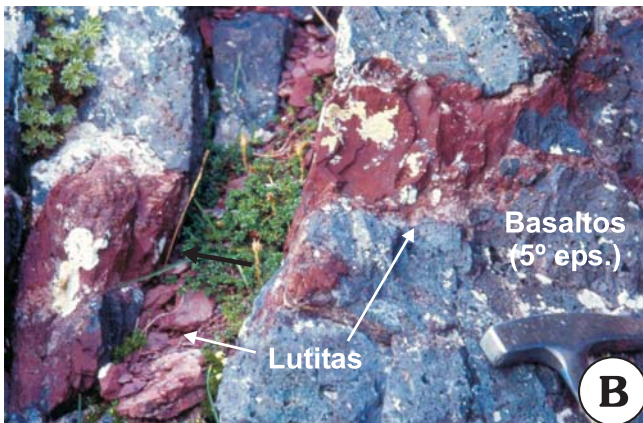
# Lámina 1.



*Lámina 2.*

- A).** Brecha basáltica a techo de un sill del área de Anayet (sector central).
- B).** Masas de lutitas de la U.R.S. engobladas por el basalto del 5º episodio en el área de Anayet (sector central).
- C).** Conglomerados de la U.R.S. situados pocos metros por encima, en la serie sedimentaria, de un sill del área de Anayet (sector central). La presencia de cantos de basalto (señalado) de igual composición a la de los sills infrayacentes, indica que existieron periodos de interrupción sedimentaria y erosión dentro de la propia cuenca, durante el intervalo de depósito de la U.R.S., en los cuales los basaltos llegaron a estar expuestos en superficie y pudieron ser erosionados.
- D).** Dique dolerítico en el área de Yanci-Aranaz (MCV, sector central). El espesor de los diques es métrico y varía entre los 2-3 m.
- E).** Dique dolerítico del sector occidental (MCV). Nótese la pobre calidad de afloramiento y la discontinuidad de la traza del dique que dificulta su estudio.
- F).** Contacto entre el dique de lamprófidio y el encajante granodiorítico en el plutón granítico de Panticosa (sector central). La traza del contacto es neta lo que sugiere su emplazamiento en un encajante prácticamente rígido.
- G).** Digitaciones centimétricas de los diques de lamprófidio en el plutón granítico de Panticosa (sector central)
- H).** Las dos familias principales de diques de lamprófidio se intersectan siendo posterior la de dirección predominante E-O, que corta a la de dirección N NE-S SO.

## Lámina 2.





**4**



***PETROLOGÍA***

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>4.1. Introducción.</b>	101.
<b>4.2. Basaltos con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa.</b>	105.
<b>4.3. Basaltos con olivino y plagioclasa.</b>	108.
<b>4.4. Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa.</b>	110.
<b>4.5. Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa.</b>	113.
4.5.1. Dolerita rica en clinopiroxeno.	114.
4.5.2. Dolerita pobre en clinopiroxeno.	115.
<b>4.6. Basaltos plagioclásicos.</b>	117.
<b>4.7. Lamprófidos.</b>	118.
4.7.1. Facies con piroxeno dominante y plagioclasa minoritaria.	119.
4.7.2. Facies con piroxeno y plagioclasa.	120.
4.7.3. Facies con anfíbol y plagioclasa.	121.
4.7.4. Facies con plagioclasa dominante y piroxeno minoritaria.	121.
<b>4.8. Andesitas.</b>	123.
4.8.1. Andesita sin piroxeno.	123.
4.8.2. Andesita con piroxeno.	124.
<b>4.9. Microenclaves.</b>	125.
4.9.1. Enclave de piroxeno y plagioclasa.	125.
4.9.2. Enclave de piroxeno y anfíbol.	126.
<b>4.10. Consideraciones establecidas.</b>	127.
<b>Láminas fotográficas.</b>	129.



#### ***4.1. Introducción.***

La caracterización petrológica de las rocas presentes en numerosos afloramientos y representativas de un mismo proceso ígneo, constatado por su similar composición química y afinidad geoquímica, requiere de una discriminación de subgrupos o "litotipos", caracterizados por unos rasgos texturales y asociaciones minerales comunes. El establecimiento de estos litotipos, bien especificados en cada uno de los afloramientos, aporta ventajas metodológicas a efectos de tipificar este magmatismo desde un punto de vista petrogenético y realizar la comparación de sus diversos productos para, en definitiva, integrar esta información en un marco geodinámico más amplio en el que se consideran los aspectos genéticos y la edad del emplazamiento.

Esta metodología permite trabajar con un número generalmente reducido de litotipos, y con clara significación petrogenética, lo que aporta claridad y concisión al problema estudiado y además, tal como se identifica en los trabajos petrológicos recientes, permite priorizar el estudio de los aspectos petrogenéticos, minimizando a su vez los efectos de variaciones texturales o modales dentro de cada litotipo. La tipificación de litotipos representativos permite identificar y relacionar cambios dentro de un mismo proceso genético de un modo más eficaz que la simple comparación de facies petrográficas no ligadas, necesariamente, por un vínculo genético. La coincidencia genética (expresada en litotipos y sublitotipos) es, pues, más importante que la estricta coincidencia composicional modal y de rasgos texturales, clásicamente definitoria de las facies petrográficas. En la práctica, los diversos litotipos (y sublitotipos) definidos aquí, se corresponden a facies petrográficas con una afinidad magmática común. Dicha afinidad magmática ha sido demostrada por estudios de composición en química mineral y en su roca total. Esta propuesta es aconsejable en trabajos que, como el nuestro, comprenden afloramientos geográficamente distantes y con idéntica afinidad lo que permite abordar el estudio del proceso genético y su marco tectono-magmático a escala de la Cadena Pirenaica.

Los litotipos considerados aquí se corresponden con dos modalidades de emplazamiento (sills y diques) que presentan ligeras diferencias en los sectores occidental y central. Los litotipos permiten, en cada caso, establecer diferencias sobre las condiciones y temperatura de su enfriamiento, y la evolución de la cristalización en cada uno de los líquidos. La afinidad alcalina común se demuestra en los apartados de química mineral y de geoquímica elemental.

En la figura 4.1 indicamos los 7 litotipos establecidos en las diversas áreas de los tres sectores estudiados de la Cadena Pirenaica. En cada litotipo se indican las muestras de referencia cuya descripción, detallada, desarrollamos a continuación. Dos precisiones son necesarias: a) incluimos aquí las rocas andesíticas del episodio 4º (sector central y occidental) por ser el tránsito del magmatismo calco-alcalino previo (ciclos 1º, 2º y 3º; Bixel, 1984) al 5º episodio (alcalino) y, b) mantenemos la

LITOTIPOS		SECTOR OCCIDENTAL - MACIZO DE CINCO VILLAS					
		LARRÚN	MENDAUR	IBANTELLI	CIBOURE	YANCI-ARANAZ	
5º EPISODIO	SILLS	<i>Basalto con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa</i>	ELA-14 ELA-17 ELA-28 <b>ELA-33</b> ELA-34 ELA-41 ELA-42			CIB-1	
		<i>Basalto con olivino y plagioclasa</i>	<b>ELA-1</b> ELA-2 ELA-3 ELA-4 ELA-5 ELA-6 ELA-7 ELA-8 ELA-15 ELA-18 ELA-21 ELA-23 ELA-24 ELA-25 ELA-26 ELA-27 ELA-30 ELA-31 ELA-32 ELA-38 ELA-39	ELD-1 ELD-2 ELD-3 ELD-4 ELD-5 ELD-6 ELD-7	ELE-1 ELE-3 ELE-4 ELE-5 ELE-6	CIB-2 CIB-3 CIB-4	
		<i>Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa</i>					
		<i>Basalto rico en plagioclasa</i>	<b>ELA-29</b>		ELE-2	CIB-5 CIB-6	
	DIQUES	<i>Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa</i>					ELB-1 ELB-2 ELB-4 ELB-5 ELB-6 ELB-7 ELC-1 ELC-2 ELC-3 ELC-4 ELC-5 ELC-7 ELC-8 ELC-9 ELC-10 ELC-11 ELC-12 ELC-13 ELC-14
		<i>Lamprófidos con clinopiroxeno y plagioclasa</i>					
4º EPISODIO	<i>Andesitas ricas en plagioclasa</i>	<i>Diques</i>					
		<i>Sills</i>					

Fig. 4.1. Distribución por sectores de los seis litotipos establecidos (*áreas sombreadas*). Las referencias en negrita corresponden con las muestras seleccionadas como representativas de cada litotipo.

SECTOR CENTRAL			SECTOR ORIENTAL	LITOTIPOS			
OZA	ANAYET	PANTICOSA	SAN SALVADOR				
				<i>Basalto con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa</i>		SILLS	5º EPISODIO
				<i>Basalto con olivino y plagioclasa</i>			
	AN-5 AN-19			<i>Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa</i>			
	AN-2 AN-3 AN-8 AN-9 AN-10 AN-11 AN-13 AN-14 AN-15 AN-16 AN-17 AN-18 AN-20 AN-21 AN-22 AN-23			<i>Basalto rico en plagioclasa</i>			
				<i>Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa</i>		DIQUES	
		PAN-1 PAN-2 PAN-14 PAN-15 PAN-19 PAN-36 PAN-37 PAN-38		<i>Lamprófidos con clinopiroxeno y plagioclasa</i>			
			SSAL-1 SSAL-2 SSAL-3 SSAL-4 SSAL-5 SSAL-6 SSAL-7	<i>Diques</i>	<i>Andesitas ricas en plagioclasa</i>		
OZA-2 OZA-2A OZA-2B OZA-2C OZA-3A OZA-3B OZA-4A OZA-4B	AN-1 AN-30 AN-31 IB2-9C			<i>Sills</i>			

Fig. 4.1. (Continuación).

acepción de lamprófidos (espeartitas) porque dichos diques son una referencia adecuada de trabajo y facilita, en este sentido, incorporar diques nuevos que, con afinidad alcalina y edad Pérmico superior, puedan estar, en áreas próximas o distantes, ligadas al mismo marco tectono-magmático formulado.

## 4.2. Basalto con olivino, piroxeno y plagioclasa.

Este litotipo, minoritario, está muy bien representado en el tercer y cuarto sill basáltico del afloramiento de Larrún (Fig. 4.2). La alteración de los sills de Larrún ha requerido, necesariamente, realizar un muestreo en zonas profundas de dicho sill y sólo con esta condición han podido obtenerse muestras con clinopiroxeno y plagioclasa inalterados.

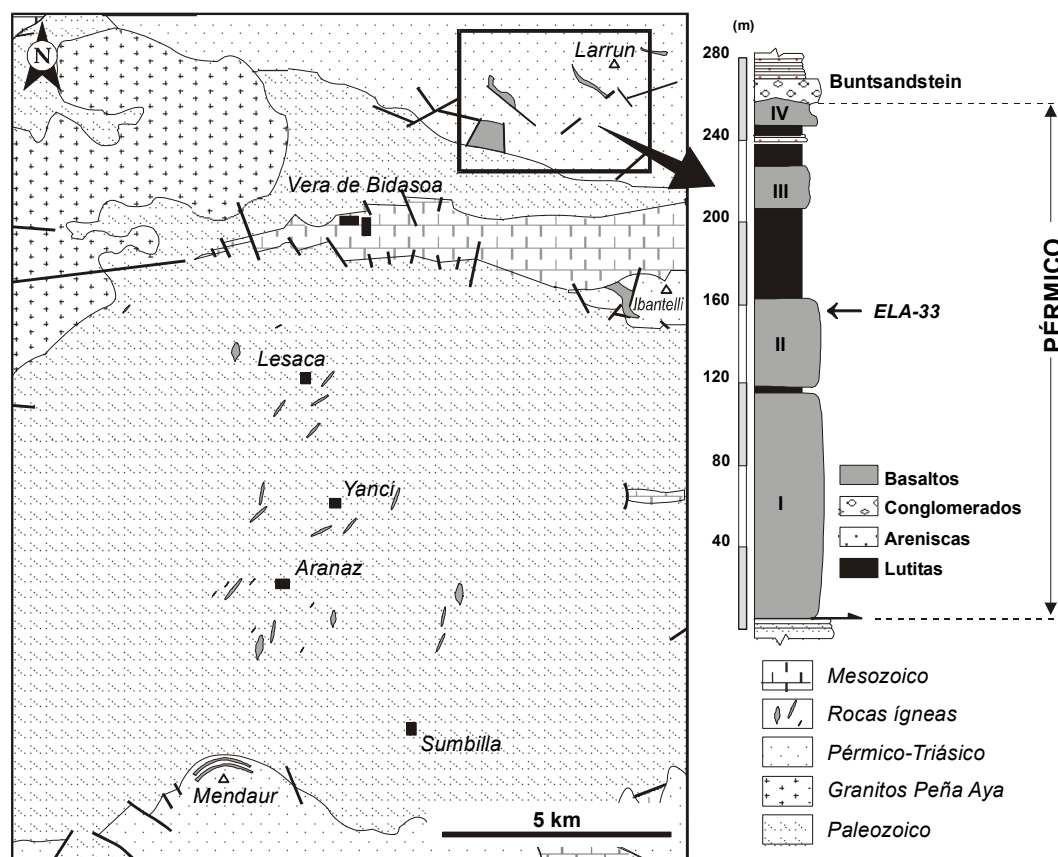


Fig. 4.2. Situación de las muestras correspondientes al litotipo *Basalto con Ol+Cpx+Pl* en el sector occidental de MCV (Larrún, Navarra).

Macrosópicamente se trata de basaltos oscuros de grano fino muy uniforme y homogéneo pudiendo distinguirse con lupa, fenocristales aislados, no orientados, de plagioclasa. En secciones de corte de roca inalterada pueden distinguirse ferromagnesianos atribuibles a olivino con tonalidades rojizas por alteración secundaria. Las vesículas, no orientadas y de reducido diámetro (escala de pocos milímetros o centimétrica), están rellenas por clorita y, a veces, asociaciones de clorita+cuarzo o clorita+calcita. Los filoncillos son frecuentes con composiciones aisladas de calcita, cuarzo, epidota (pistacita) o bien asociaciones de los minerales citados. En algunos casos son frecuentes cristales de sulfuros (posible piritita).

Al microscopio son basaltos hipocristalinos, algo porfídicos (foto A, Lámina 1), con tamaño de grano fino y una proporción escasa de vidrio incluido en huecos de la mesostasia constituida por el entramado de microlitos de plagioclasa y microcristales de titano-augita con un típico color pardusco. En sectores aislados, la

roca presenta una textura subofítica no orientada, con microlitos de plagioclasa incluidos poiquilíticamente por augita (foto B, Lámina 1). Las vesículas, escasas y no orientadas, están rellenas por clorita rica en composición clinocloro.

La asociación mineral primaria más común componen el olivino (3-4%), clinopiroxeno (10-20%), plagioclasa (70-75%), magnetita (5-10%) y vidrio (2-3%). La secuencia de cristalización, según los criterios texturales y datos de composición mineral, se expone en la figura 4.3.

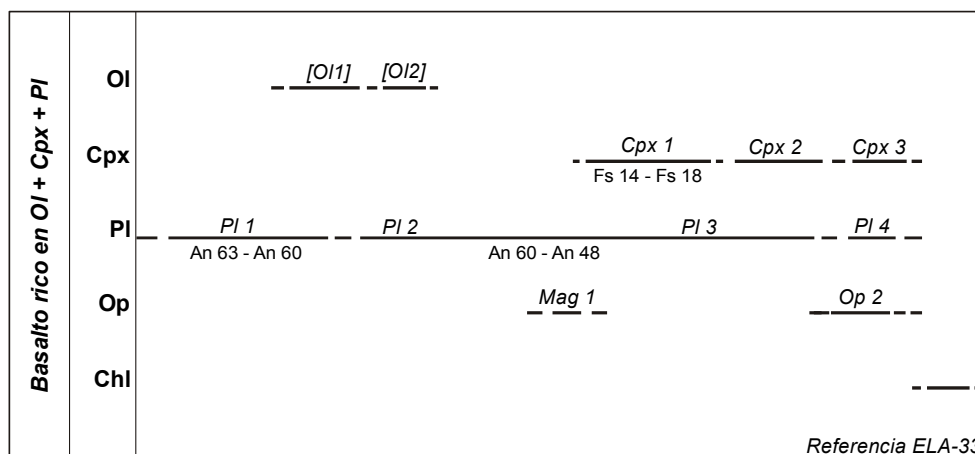


Fig. 4.3. Secuencia de cristalización correspondiente al litotipo *Basalto con Ol+Cpx+Pl*.

El *olivino*, minoritario (3-4%) y siempre alterado, se presenta en asociaciones glomeroporfídicas constituidas por 4 a 6 cristales (foto C, Lámina 1) con amplia distribución en la roca y, también, en cristales individuales con cierta variación de tamaño e, igualmente, una amplia repartición. Mediante criterios texturales (tamaño y forma) pueden distinguirse, al menos, dos generaciones (Ol<sub>1</sub> y Ol<sub>2</sub>) e, incluso, una posible tercera fase con menor desarrollo (Ol<sub>3</sub>), lo que no puede ser verificado cuantitativamente por su completa alteración (foto D, Lámina 1). La cristalización temprana del olivino queda patente al resultar incluido en augita (Cpx<sub>1</sub>) o en fenocristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>), rodeado por microcristales de augita (Cpx<sub>2</sub>) o englobado por cristales de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>) o resultar su crecimiento limitado por caras de microfenocristales (Pl<sub>2</sub>). La mayor parte de los cristales están reemplazados por calcita con un borde periférico de magnetita secundaria (fotos C y E, Lámina 1) que, en algunos casos, representa una película uniforme respecto al cristal idiomorfo inicial y, en otros casos, progresa en su interior a favor de discontinuidades.

El *piroxeno*, modalmente subordinado (10-20%), presenta una amplia distribución espacial, puede presentar una poiquilitización casi completa por cristales de plagioclasa (Cpx<sub>1</sub> por Pl<sub>2</sub> y, a veces, Pl<sub>3</sub>) o parcial (Cpx<sub>1</sub> y Cpx<sub>2</sub> por Pl<sub>2</sub> y/ o Pl<sub>3</sub>) y, por último, un amplio número de microcristales de tamaño menor (Cpx<sub>3</sub>) que sincristalizan con microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub> y Pl<sub>4</sub>).

Los fenocristales (Cpx<sub>1</sub>), poco frecuentes, con completa o parcial poiquilitización, presentan una amplia distribución en la superficie de roca

existiendo una cierta variación granulométrica hacia microfenocristales (Cpx<sub>2</sub>) y un amplio desarrollo de microcristales (Cpx<sub>3</sub>). En todos los casos puede apreciarse la coloración propia de la titano-augita y, en situaciones aisladas (foto F, Lámina 1), se observa una zonación del centro hacia la periferia del cristal que, según perfiles de análisis por microsonda electrónica, corresponden al enriquecimiento gradual en Ti. Los análisis por microsonda (barridos del centro al borde) indican rangos de variación desde En<sub>39</sub>Wo<sub>47</sub>Fs<sub>14</sub> a En<sub>37</sub>Wo<sub>45</sub>Fs<sub>18</sub> implicando un enriquecimiento del centro al borde en Al, Fe, Ti, Na y un descenso recíproco en Si y Mg para variaciones poco significativas en Ca y con cierto descenso del Cr (*cf.* capítulo 5). El enriquecimiento del Ti hacia el borde es el rasgo óptico más común en cualquiera de sus etapas de cristalización (Cpx<sub>1</sub> a Cpx<sub>3</sub>). Los microcristales tardíos (Cpx<sub>3</sub>), que sincristalizan con las plagioclasas Pl<sub>3</sub>, presentan una típica coloración parduzca más intensa que refleja su mayor contenido en Ti. Por último, algunos microcristales todavía más tardíos en la mesostasia (Cpx<sub>4</sub>) presentan una coloración verdosa indicativa de un mayor y rápido enriquecimiento en Fe, que no ha podido ser confirmado por análisis de microsonda electrónica.

La *plagioclasa*, mineral principal (70-75%), se presenta como fenocristales aislados (Pl<sub>1</sub>), idiomorfos, con una amplia distribución en la roca siendo dominantes los microcristales (Pl<sub>2</sub>) y microlitos (Pl<sub>3</sub>) que sincristalizan con la Ti-augita (Cpx<sub>3</sub>). Esta fase traduce una secuencia gradual de variación para las composiciones con rango en An<sub>62</sub>-An<sub>49</sub>. Algún fenocristal aislado (Pl<sub>1</sub>) presentan coronas de recrecimiento e, incluso, bordes de reacción indicativos de procesos de desequilibrio relativamente tardíos si bien, por su pequeño desarrollo, no han sido analizadas por microsonda las composiciones finales.

La *magnetita* (5-10%) presenta pocos cristales cuyo idiomorfismo y granularidad mayor pueda ser atribuido a una fase primaria (Mt<sub>1</sub>); son escasos los cristales idiomorfos y de pequeño desarrollo que expresen una cristalización primaria tardía. En principio, los cristales más numerosos y con tamaño variable pueden ser asignados a fases secundarias ligadas, en parte, a la alteración del olivino o bien a desestabilizaciones de magnetitas primarias. Las composiciones por microsonda indican términos con cierto contenido en Ti (rango de TiO<sub>2</sub>: 47.9-51.4 %).

### 4.3. Basalto con olivino y plagioclasa.

Es exclusivo en los sills del sector NO y típico en los afloramientos de Larrún (niveles primero, tercero y cuarto Fig. 4.4), donde presenta las condiciones de exposición e inalteración más favorables. Incluye aislados enclaves sedimentarios (lutitas), con escala centimétrica y afectados por una cierta asimilación en sus bordes.

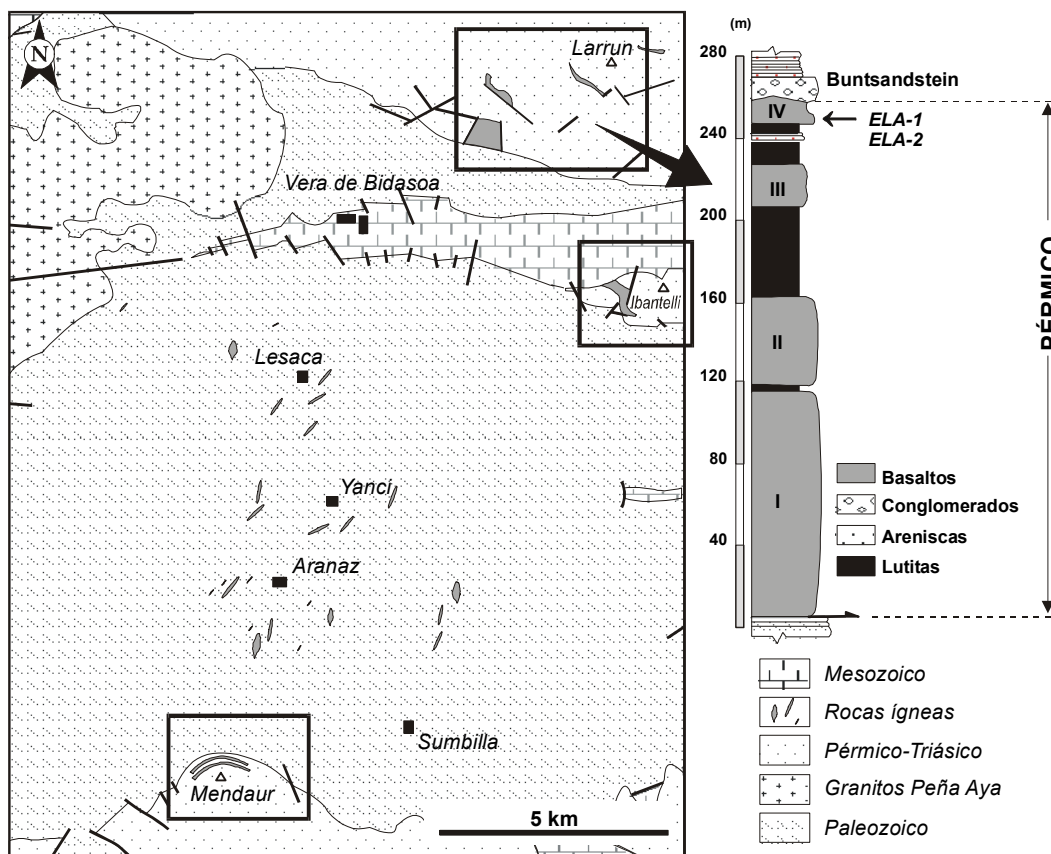


Fig. 4.4. Situación de las muestras correspondientes al litotipo *Basalto con Ol+Pl* en el sector occidental de MCV (Larrun, Ibartelli y Mendaur, Navarra).

Macroscópicamente la roca es oscura con grano fino muy uniforme pudiendo distinguirse (lupa) aislados fenocristales de plagioclasa y, en determinadas secciones, algunos ferromagnesianos con alteraciones pardo-rojizas (olivino). Microscópicamente tiene textura porfídica hipocristalina e intersertal. En casos aislados, puede identificarse una orientación preferente de las plagioclasas (microcristales y microlitos) y también en las vesículas de vidrio variablemente cristalizado a composiciones de clorita rica en clinocloro.

La asociación mineral primaria es olivino (10-12%), plagioclasa (80-90%), opacos (3-7%) y vidrio  $\pm$  clorita (5-15%). La secuencia de cristalización se indica en la figura 4.5.

El *olivino* presenta en este litotipo la mayor abundancia. Muestra cierta seriación de tamaños (fotos A, B y C, Lámina 2) y un reparto espacial uniforme en la roca; las asociaciones glomeroporfídicas (3 a 5 cristales) son poco frecuentes y sus



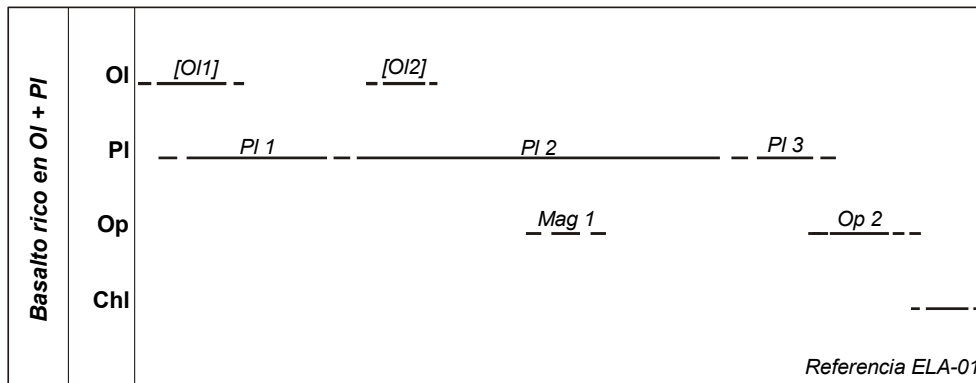


Fig. 4.5. Secuencia de cristalización correspondiente al litotipo *Basalto con Ol+Pl*.

crisales de gran tamaño indican un origen temprano ( $Ol_1$ ). Siempre alterado a composiciones cloríticas en su interior y con una película externa de opacos. Según criterios texturales (idiomorfismo y tamaño) y considerando el posterior desarrollo de microcrisales de plagioclasa pueden considerarse tres generaciones (Fig. 4.5), la  $Ol_1$ , con mayor tamaño y claro idiomorfismo, componente de las asociaciones glomeroporfídicas rodeadas por microcrisales de plagioclasa ( $Pl_1$  y  $Pl_2$ ), el  $Ol_2$  rodeado por crisales de plagioclasa ( $Pl_2$ ) y crisales aislados -poco idiomorfos y de menor tamaño- alojados en microlitos de plagioclasa ( $Pl_3$ ), opacos y englobados por vidrio y/o componentes cloríticos.

La *plagioclasa* presenta, atendiendo a criterios texturales, tres generaciones de crisales (fig. 4.5) que muestran composiciones totalmente albitizadas. Los fenocrisales ( $Pl_1$ ) son idiomorfos, presentan desarrollos de 1.5 a 0.5 mm de longitud, su proporción varía de 3-7% del total de la plagioclasa, presentan coronas de recrecimiento y bordes de reacción con superficies de espesor reducido (no analizadas por microsonda) y, algunos microfenocrisales presentan asociaciones glomeroporfídicas. En ocasiones pueden presentar inclusiones de vidrio configurando la textura en tamiz o *sieve texture* que sólo están presentes en la primera etapa de formación y ausentes en las coronas de recrecimiento (foto D, Lámina 2). Las asociaciones de crisales, con diversidad de leyes de maclado, son frecuentes (Foto E, Lámina 2). Los microcrisales más numerosos ( $Pl_2$ ) determinan un entrecrecimiento dolerítico intersertal y, por último, los microlitos ( $Pl_3$ ), poco numerosos, desarrollan una mesostasia (Foto F, Lámina 2) en la que precipita la clorita o bien contiene vidrio y una proporción variable de opacos (tardíos y posiblemente secundarios).

Los *opacos* son frecuentes y con criterios texturales (idiomorfismo y tamaño de grano) resulta difícil establecer su carácter primario (magnetita,  $Mt_1$ ) si bien en su mayor parte los crisales presentan un carácter alargado y alotriomorfo (no analizable por microsonda electrónica) que, posiblemente, pueda corresponder a composiciones secundarias.

#### 4.4. Basalto con piroxeno y plagioclasa.

Este litotipo se identifica en los sills que afloran en el sector de Anayet (Fig. 4.6) y su asociación de Ti-augita + plagioclasa se considera típica del 5º episodio alcalino. El olivino está ausente. Los afloramientos presentan una alteración importante y las muestras con piroxeno y plagioclasa inalterada corresponden a zonas internas de los sills.

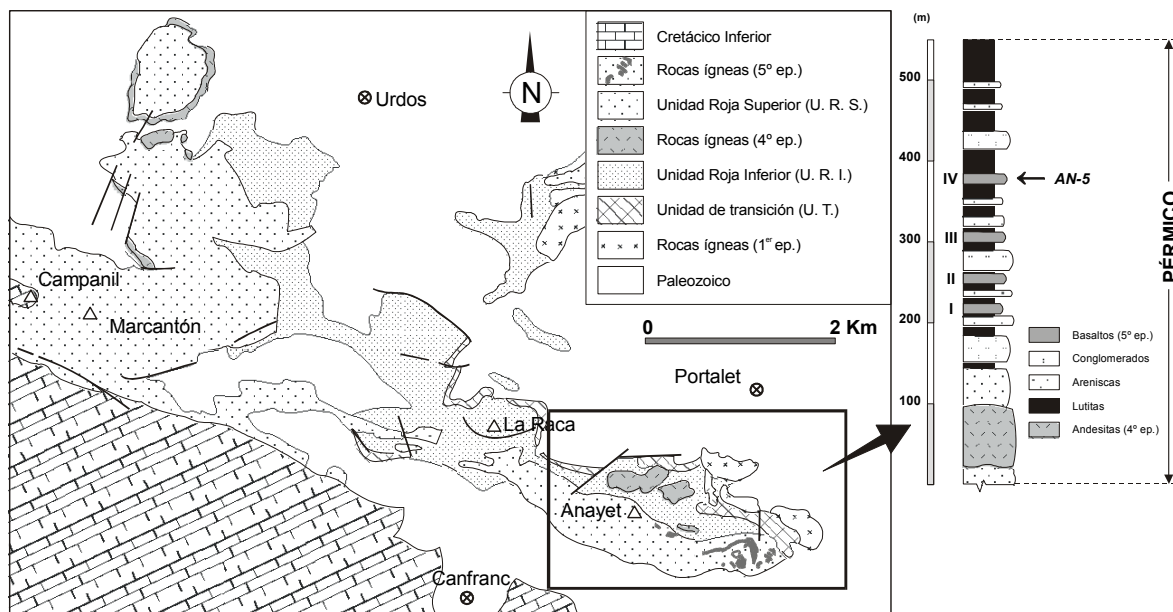


Fig. 4.6. Situación de las muestras correspondientes al litotipo *Basalto con Cpx+Pl* en el sector central (Anayet, Aragón).

Macroscópicamente la roca es de color oscuro y grano fino; con lupa se identifican ferromagnesianos (piroxeno) y fenocristales claros (plagioclasa) pudiéndose emplear la presencia/ausencia de epidota y calcita como criterios adecuados de destacada/mínima alteración secundaria. Son frecuentes los filoncillos rellenando discontinuidades (o planos de diaclasa) constituidos por epidota (pistacita), calcita y/o ambos minerales acompañados por clorita, o bien rellenos de minerales cloríticos acompañados por calcita y/o epidota. Igualmente, en secciones de roca inalteradas, pueden distinguirse texturas con un tamaño de grano variable desde doleríticas de grano medio a grueso hasta doleríticas de grano medio a fino y las propiamente microdoleríticas que es el caso más frecuente de los sills del área de Anayet.

Al microscopio la roca es holocristalina, porfídica y las texturas más frecuentes son la intergranular con desarrollo de la subofítica. El carácter porfídico es muy patente en la plagioclasa y en el piroxeno. Las vesículas, rellenas por vidrio o clorita, son poco abundantes, no orientadas y con dimensiones variables.

Ausente el olivino, la roca consta de proporciones variables (12-15%) de Ti-augita (rango en  $En_{38}Wo_{48}Fs_{14}$  y  $En_{36}Wo_{47}Fs_{17}$ ), 70-75% de plagioclasa ( $An_{65-40}$ ), 5-6% de opacos (Titanio- magnetita con valores de  $TiO_2$  de 33.8-12.9%) y 3-4% de clorita rica en composición clinocloro. La secuencia de cristalización realizada (Fig. 4.7)

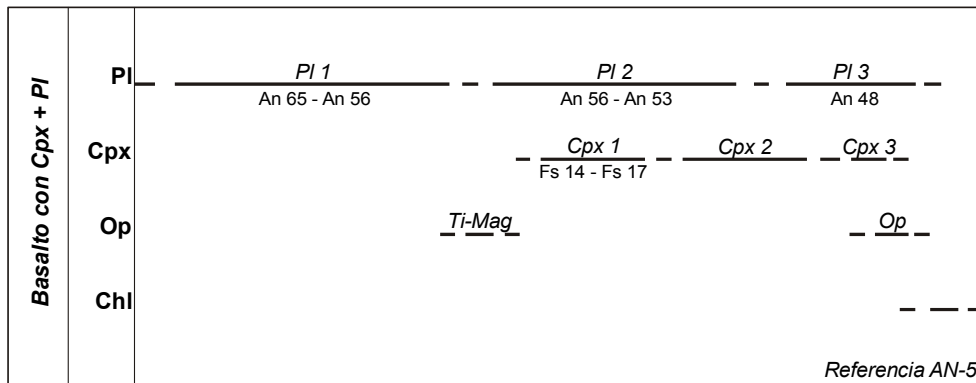


Fig. 4.7. Secuencia de cristalización correspondiente al litotipo *Basalto con Cpx+Pl*.

responde a criterios texturales y la composición mineral.

La *plagioclasa*, fase dominante (70-75%) presenta una típica seriación en fenocristales (Pl<sub>1</sub>), microfenocristales (Pl<sub>2</sub>) y microlitos (Pl<sub>3</sub>) imprimiendo a la roca un carácter porfídico. Los fenocristales (Pl<sub>1</sub>) representan un 35% del total de esta fase mineral y muestran ejemplos de maclas con diversas leyes en un mismo individuo (albita, *Carlsbad* y periclina), la ley de *Manebach* es minoritaria y la ley *Ala* es infrecuente. El rasgo más destacado de estos fenocristales es la diversidad de situaciones microtexturales (Fotos A a F, Lámina 3) que traducen una historia de cristalización con variaciones bruscas de temperatura, desde zonaciones "step" (Foto E, Lámina 3) a oscilatorias (Foto F, Lámina 3) con desarrollo normal a inverso.

Se observan casos aislados de reabsorción del núcleo del cristal (fotos C y D en Lámina 3) y mecanismos diversos de desequilibrio con corrosión y/o reabsorción del borde (foto F en Lámina 3), así como casos más particulares de incorporación de inclusiones según la modalidad "sieve texture" (foto A, Lámina 3).

Los microfenocristales (Pl<sub>2</sub>) presentan rasgos microtexturales con mayor sencillez en su crecimiento (zonado poco desarrollado y ausencia de fenómenos de desequilibrio del borde mineral) y su composición comprende un rango relativamente uniforme (An<sub>60-50</sub>) según se indica en foto B de Lámina 3; esta fase es coetánea, en gran parte, a la cristalización de la Ti-augita como microfenocristal (Cpx<sub>1</sub>) y, en parte, coincide con la precipitación de microfenocristales de piroxeno (Cpx<sub>2</sub>). Los valores de 869 °C obtenidos en piroxeno (Kretz, 1982) son coherentes para el par Pl<sub>2</sub>-Cpx<sub>1-2</sub> que representa la etapa más significativa, en volumen, de la cristalización de la roca puesto que los microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub> con rango de composición An<sub>50-40</sub>) que sincristalizan con los homólogos de piroxeno (Cpx<sub>3</sub> con mayor contenido en Ti, Na y Fe) representan un volúmen claramente menor.

El *clinopiroxeno* (<15% de roca total; fotos A a F, Lámina 4)) cristaliza según un desarrollo seriado con microfenocristales aislados (Cpx<sub>1</sub>) que experimentan una poiquilitización frecuente por plagioclasas (Pl<sub>2</sub>; foto B en Lámina 4) seguidos por cristales con desarrollo más uniforme (Cpx<sub>2</sub>; foto E en Lámina 4) y un reducido número de microcristales (Cpx<sub>3</sub>; fotos D y E en Lámina 4) que sincristalizan con su homólogas plagioclasas (Pl<sub>3</sub>) determinando la mesostasia (Fig. 4.7). La coloración

pardusca característica del enriquecimiento en Ti es constante en esta fase (fotos según consta por el rango de variación composicional con enriquecimiento en Ti desde el centro al borde de los microcristales para un rango de 910 a 843 °C, según el geotermómetro de Kretz (1977). La escasa zonación que presentan los cristales  $Cpx_1$  y  $Cpx_2$  (Fotos B y C en Lámina 5) indica una cristalización relativamente uniforme con cambios escasos y de corta duración; en todos los casos, dichos cambios están mostrados por aisladas zonaciones "step" y de tipo oscilatorio siendo poco frecuente la de tipo sectorial. De hecho, los microcristales  $Cpx_3$  no presentan zonación manifiesta.

Dentro de los *opacos* la Ti-magnetita se presenta como fase minoritaria mostrando un buen idiomorfismo. Los opacos tardíos, ampliamente representados en la mesostasia junto a microcristales  $Cpx_3$ , son subidiomorfos o alotriomorfos (Foto A, Lámina 5) y su desarrollo no permite disponer de composiciones con una estequiometría bien definida; no es sencillo ni seguro distinguir entre opacos tardíos y algunos opacos secundarios con desarrollo grumoso.

La *clorita* se presenta como fase primaria tardía rellenando huecos de la mesostasia determinada por microcristales de  $Cpx_3$  y  $Pl_3$ . Como fase secundaria se presenta aislada o asociada a la calcita bien rellenando vesículas o, incluso, reemplazando a ferromagnesianos.

El *cuarzo*, xenocristalino, es frecuente en rocas de estos sills aunque su proporción es minoritaria (<1%).

#### 4.5. Doleritas con piroxeno y plagioclasa.

Comprenden diques limitados al área de Yanci-Aranaz (MCV, Fig. 4.8) que se emplazan en calizas con composiciones diversas (*cfr.* capítulo 3), sus potencias varían de 1 a 5 m y presentan un desarrollo tabular característico que, por atravesar las calizas, facilita su reconocimiento en el campo. Los diques con dimensiones mayores presentan un borde enfriado con pocos centímetros de espesor. Nunca presentan enclaves a diferencia de los frecuentes enclaves sedimentarios (lutitas) en sills basálticos del MCV. La alteración es frecuente y pueden obtenerse composiciones inalteradas, o casi, en volúmenes internos del dique realizando un muestreo en profundidad pues las zonas externas presentan una alteración importante.

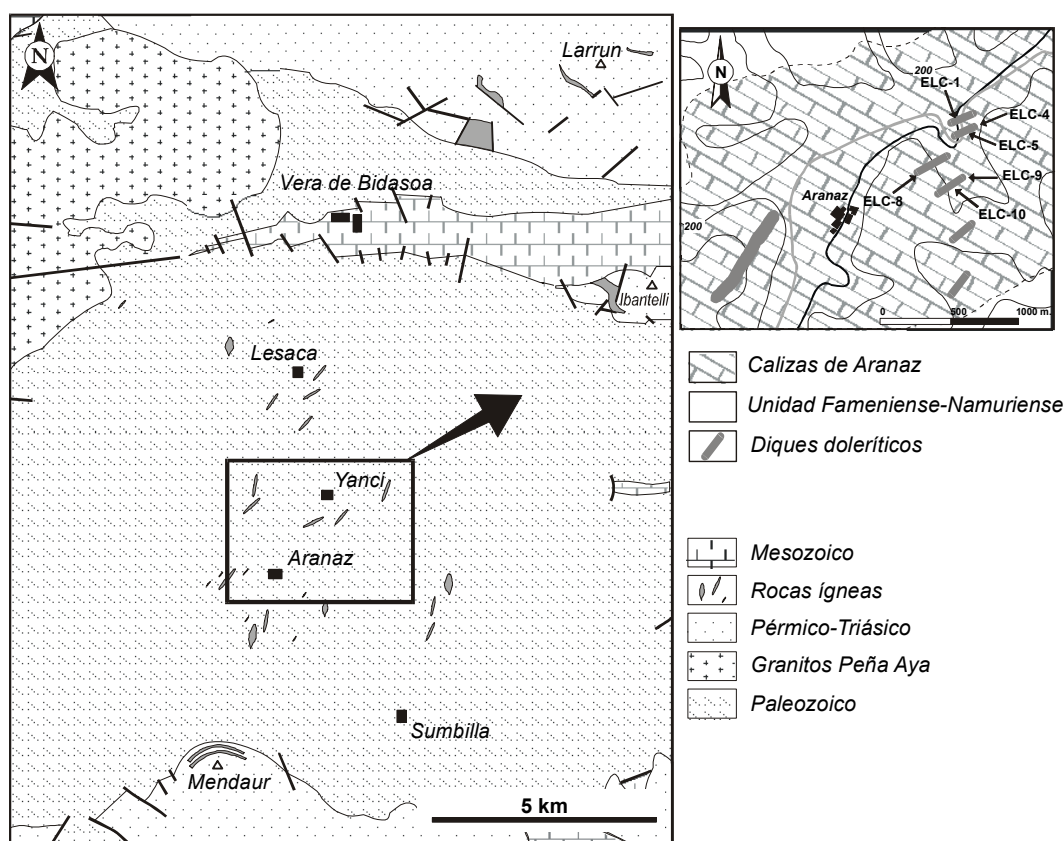


Fig. 4.8. Situación de las muestras correspondientes a los litotipos doleríticos (MCV, Navarra).

Macroscópicamente presentan color oscuro y grano fino uniforme. Con lupa pueden identificarse fenocristales de ferromagnesianos y plagioclasas sólo en las doleritas de grano grueso y, excepcionalmente, en las doleritas porfídicas de grano fino sólo si presentan una alteración reducida.

Según criterios texturales y la abundancia modal distinguimos dos sublitotipos: a) dolerita rica en clinopiroxeno que, a su vez, presenta dos modalidades texturales y b) dolerita con clinopiroxeno minoritario. En la Figura 4.9 se indican los rasgos característicos de estas dos facies.

<b>DOLERITAS</b>		<i>Rica en clinopiroxeno y con plagioclasa</i>		<i>Pobre en clinopiroxeno y con plagioclasa</i>
<b>FACIES PETROGRÁFICAS</b>		<i>Dolerítica subofítica de grano grueso</i>	<i>Dolerítica subofítica de grano fino</i>	
		(ref.ELC-8 y ELC-10)	(ref.ELC-9)	(ref.ELC-1, ELC-4 y ELC-5)
<b>ASOCIACIONES MINERALES</b> <i>-referidos a fases primarias-</i>		Pl: 60-65 % Cpx: 20-25 % Op: 5-6 % Chl: 5-7 %	Pl: 75-70 % Cpx: 25-20 % Op: 5-6 % Chl: 3-4 %	Pl: 85-80 % Cpx: 10-15 % Op: 3-4 % Chl: <3 %
<b>CLINO-PIROXENO</b>	<i>Composición</i>	En <sub>44</sub> Wo <sub>44</sub> Fs <sub>12</sub> a En <sub>33</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>20</sub>	En <sub>36</sub> Wo <sub>49</sub> Fs <sub>15</sub> a En <sub>33</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>20</sub>	En <sub>39</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>14</sub> a En <sub>33</sub> Wo <sub>46</sub> Fs <sub>21</sub>
	<i>Temperatura</i> <i>(Kretz, 1977)</i>	963,1 °C	812,4 °C	883,7 °C
<i>Rango de composiciones de</i> <b>PLAGIOCLASA</b>		An <sub>54</sub> a An <sub>48</sub>	An <sub>60</sub> a An <sub>53</sub>	An <sub>64</sub> a An <sub>57</sub>
<i>Rango de composiciones de</i> <b>OPACOS</b>		Magnetita	<i>no disponible</i>	<i>no disponible</i>

Fig. 4.9. Sublitotipos (=facies petrográficas) establecidas dentro de las doleritas.

#### 4.5.1. Dolerita rica en clinopiroxeno.

Este sublitotipo está caracterizado por la textura intergranular dolerítica con desarrollo frecuente de la subofítica pudiendo presentar dos subfacies, con grano grueso (Fotos A y B, Lámina 6) y de grano fino, con prácticamente igual proporción modal (figura 4.10) y una composición próxima en la plagioclasa (An<sub>54-48</sub> y An<sub>60-53</sub> en las subfacies de grano grueso y fino respectivamente) y de Ti-augita (rango de En<sub>44</sub>-Wo<sub>44</sub>Fs<sub>12</sub> a En<sub>33</sub>Wo<sub>47</sub>Fs<sub>20</sub> y de En<sub>39</sub>Wo<sub>47</sub>Fs<sub>14</sub> a En<sub>33</sub>Wo<sub>46</sub>Fs<sub>21</sub> en las subfacies de grano grueso y fino respectivamente) y los opacos (Ti-magnetita) presentan proporciones modales análogas.

Las temperaturas obtenidas (Kretz, 1982) para los clinopiroxenos son de 963 y 812°C en las subfacies con grano grueso y fino respectivamente. Desde un punto de vista textural existen diferencias en las respectivas historias de cristalización que sugiere un enfriamiento lento para el caso de la subfacies con grano grueso caracterizada por la textura dolerítica, a diferencia de la microdolerítica en la facies con grano fino correspondiente a un enfriamiento más brusco que aquella. Como aspectos microtexturales detallados, destaca el enriquecimiento en Ti de la Ti-augita (Fotos C, E y D, Lámina 6) y cristales aciculares con posible composición de apatito (Foto F, Lámina 6).

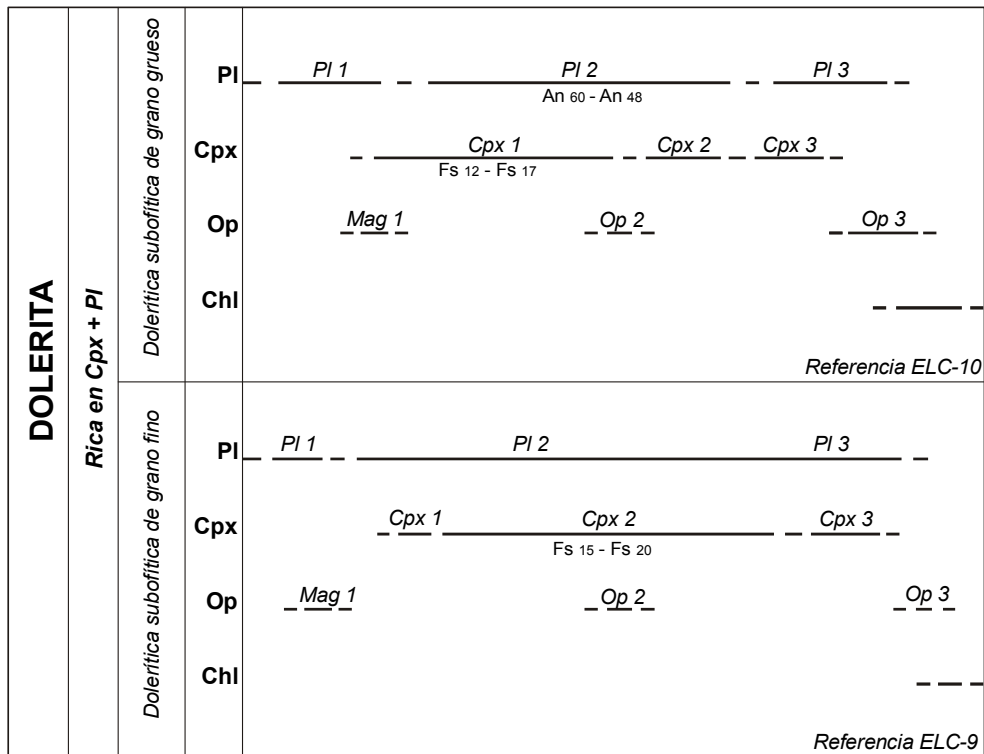


Fig. 4.10. Secuencia de cristalización correspondiente a la *subfacies dolerítica rica en Cpx*.

#### 4.5.2. Dolerita pobre en clinopiroxeno.

Este sublitotipo (figura 4.11) presenta un contenido destacado en plagioclasa (85-80%) con rango de composición An<sub>64-57</sub> y minoritario en Ti-augita (5-10%) con rango de composición en En<sub>39</sub>Wo<sub>47</sub>Fs<sub>14</sub> a En<sub>33</sub>Wo<sub>46</sub>Fs<sub>21</sub> y una temperatura de equilibrio (Kretz, 1977) del orden de 883°C.

La variedad de composiciones en los líquidos de rocas doleríticas (emplazadas en el área de Yanci-Aranaz, MCV) es bastante similar a la observada para los basaltos homólogos (sectores de MCV y central) con Ti-augita y plagioclasa. Ahora bien, ambos sublitotipos son poco diferentes, desde el punto de vista de la composición, respecto a los basaltos ricos en olivino, más indiferenciados, sólo emplazados en el MCV. Como aspectos microtexturales relevantes, destaca el

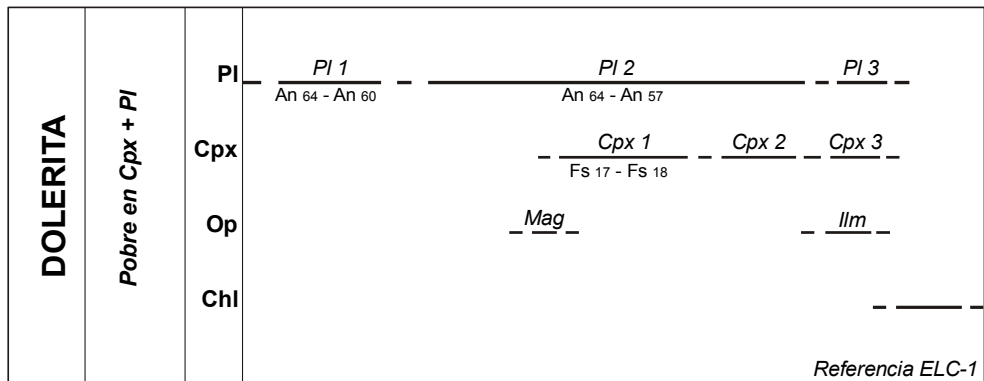


Fig. 4.11. Secuencia de cristalización correspondiente a la *subfacies dolerítica pobre en Cpx*.

entrecrecimiento de la Ti-augita con la plagioclasa (fotos A y B, Lámina 7), el desarrollo minoritario de biotita (foto C, Lámina 7) con, a veces, calcita secundaria (fotos D y E, Lámina 7) y relaciones biotita-magnetita (foto F, Lámina 7).



#### 4. 5. *Basalto plagioclásico.*

Este litotipo, presente en sills de los afloramientos de Larrún e Ibantelli (MCV) y del área de Anayet (5º episodio), es minoritario respecto al conjunto de otros sills en iguales afloramientos y, con esta composición, no se presenta en diques.

Macroscópicamente es una roca de grano fino uniforme que, con lupa, permite identificar vesículas con pequeño desarrollo, no orientadas y rellenas por clorita, y aislados félsicos correspondientes a fenocristales de plagioclasa.

La roca es porfídica, hipocristalina (fotos D, E y F, lámina 5) y consta de fenocristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) no orientados (Foto E, Lámina 5) que, con amplia repartición en la roca, muestran una cierta seriación granulométrica (Foto D, Lámina 5) estando incluidos por un conjunto mayor de microcristales (Pl<sub>2</sub>) y microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>) entre los cuales se sitúan vesículas, no orientadas y con dimensiones variables, rellenas por clorita. La plagioclasa presenta el rango composicional An<sub>67-52</sub> para los fenocristales (Foto F, Lámina 5) y microfenocristales (fotos D y E, Lámina 5). En la figura 4.12 se indica la secuencia de cristalización establecida por criterios texturales y la composición medida en plagioclasa.

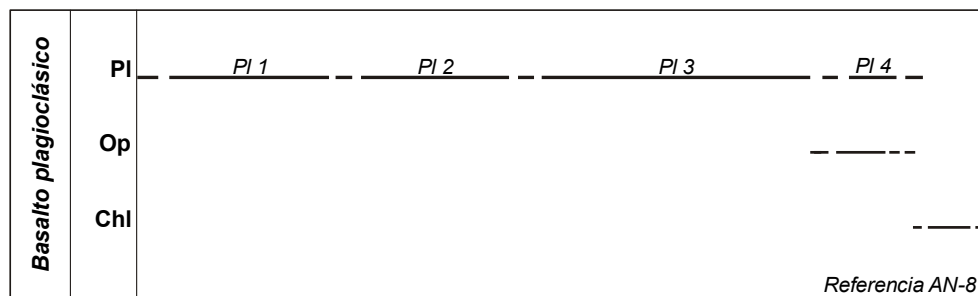


Fig. 4.12. Secuencia de cristalización correspondiente a los *Basaltos plagioclásicos*.

#### 4.6. Lamprófidos.

Los diques de lamprófidos estudiados representan, según se expuso (*cf.* capítulo 3), un criterio petrológico que ha mostrado ser de gran utilidad para establecer la amplitud areal y el significado geodinámico del magmatismo alcalino durante el Pérmico superior, en la Cadena Pirenaica, tomando como referencia datos previos de los plutones de Panticosa, Cauterets y Néouville (Debon y Zimmermann, 1993).

Los numerosos diques emplazados en estos plutones han recibido denominaciones distintas (p.e., labradorita, diabasa, dolerita, lamprófido, espessartita, basalto, andesita, microdiorita, etc.) que Debon y Zimmermann (*op. cit.*) agrupan, con criterios geoquímicos, en 2 grupos litológicos; el primero es mayoritario y se caracteriza por una composición máfica, mientras que el segundo, subordinado, presenta una composición intermedia. Ambos grupos presentan variaciones (posibles subgrupos) según sea su textura y asociación mineral pero, en conjunto, la asociación mineral característica es la de plagioclasa, Ti-augita, tschermakita, biotita y minerales opacos.

El trabajo de Debon y Zimmermann (1993) presenta tres aspectos de especial interés:

- a) establecen una edad, mediante el método K-Ar en cristales de tschermakita obtenidos de cuatro diques de lamprófido, de  $268 \pm 11$  Ma (Pérmico Medio, equivalente al *Saxoniense* según la escala de Haq y Van Eysinga, 1987 o al *Wordiense* de la escala de Gradstein *et al.*, 2004).
- b) destacan la abundancia de grandes cristales de anfíbol de tipo tschermakita.
- c) indican la posible coincidencia, composicional y temporal, de estos diques con otros emplazados en materiales paleozoicos de la Cadena Pirenaica; de ser verificados el carácter coetáneo y la similitud composicional (afinidad alcalina), se podría formular un significado geodinámico más amplio para el magmatismo alcalino del Pérmico superior. Estos criterios, edad de emplazamiento *Saxoniense* y afinidad alcalina tienen un especial interés petrológico en nuestro estudio.

Los diques de lamprófidos presentes en el área comprenden dos orientaciones destacadas de emplazamiento, la E-W más abundante y la N-S minoritaria; en algunos casos de intersección se observa que diques con la primera orientación cortan intrusiones con orientación N-S. Macroscópicamente la roca es oscura con grano fino sin poderse establecer, con este tamaño de grano, diferencias petrográficas significativas para ninguna de estas dos orientaciones. En casos aislados se identifican (*visu* y lupa) alineaciones minerales de ferromagnesianos (anfíbol o piroxeno) y, con menor frecuencia, de minerales félsicos (plagioclasas); la facies más destacada es la que presenta fenocristales de anfíbol (de tipo tschermakita) pudiendo alcanzar un desarrollo destacado (2 a 3 cm de diámetro) en

diques situados al S del Ibón Inferior y al N de Bachimaña.

Los datos obtenidos por nosotros en diques máficos del plutón de Panticosa muestran una cierta variedad composicional considerando las asociaciones minerales de plagioclasa (rango en An<sub>56-46</sub>), Ti-augita (con rango de variación en En<sub>42</sub>Wo<sub>42</sub>Fs<sub>16</sub> y En<sub>41</sub>Wo<sub>30</sub>Fs<sub>29</sub>), tschermakita, biotita y espinela (Mg-cromita) ocasionales y cuarzo con, a su vez, una amplia variedad textural comprendiendo desde términos claramente porfídicos a los doleríticos con variación de tamaño desde tipos de grano medio a otros de grano fino. Los minerales secundarios más frecuentes (clorita, epidota, calcita y leucoxeno) son comunes en estos diques aunque las rocas aquí seleccionadas son las más inalteradas y, en consecuencia, la presencia de estos minerales será minimizada.

Las cuatro facies más representativas según criterios texturales y de asociación mineral se indican en la figura 4.13.

LITOTIPOS		<i>Cpx minoritario y Pl dominante</i>	<i>Am + Pl</i>	<i>Cpx + Pl</i>	<i>Con Cpx dominante y Pl minoritaria</i>
ASOCIACIONES MINERALES		PAN-1	PAN-15	PAN-36	PAN-19
<i>-referidos a fases primarias-</i>			PAN-37	PAN-38	
CLINOPIROXENO	<i>Composición</i>	<i>no disponible</i>	<i>no tiene</i>	En <sub>42</sub> Wo <sub>42</sub> Fs <sub>16</sub>	<i>no disponible</i>
	<i>Temperatura (Kretz, 1977)</i>	<i>no disponible</i>		En <sub>41</sub> Wo <sub>30</sub> Fs <sub>29</sub>	<i>no disponible</i>
Rango de composiciones de PLAGIOCLASA		<i>no disponible</i>	<i>no disponible</i>	An <sub>56</sub> a An <sub>46</sub>	<i>no disponible</i>
ANHIBOL	<i>Composición</i>	<i>no tiene</i>	Tschermakita	<i>no tiene</i>	<i>no tiene</i>
	<i>Temperatura (Otten, 1984)</i>		1043,87 °C		
Rango de composiciones de OPACOS		<i>no disponible</i>	Magnetita		Magnesio-cromita

Fig. 4.13. Principales características de las facies establecidas dentro de los diques de lamprófidos muestreados en el plutón granitoide de Panticosa (Aragón).

#### 4.6.1. Facies con piroxeno dominante y plagioclasa minoritaria.

Tiene textura porfídica con varias generaciones de clinopiroxeno (Ti-augita) donde los fenocristales (Cpx<sub>1</sub>) y microfenocristales (Cpx<sub>2</sub>) son abundantes, mientras

que son minoritarios los microcristales (Cpx<sub>3</sub>), que sincristalizan con microcristales de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>); ejemplos microtexturales se indican en las fotos A, B y C (Lámina 8) con ejemplos de cristales zonados de Ti-augita en las fotos D, E y F de la misma lámina. La casi totalidad de la plagioclasa presenta una alteración generalizada a sericita por lo que no ha sido analizada. Las vesículas son frecuentes, presentan dimensiones variables, sin orientación, y están rellenas por clorita. Los opacos presentan un desarrollo seriado y las composiciones más idiomorfas corresponden a Ti-magnetita. El cuarzo es minoritario. La composición modal, referida a fases primarias, es 60-65 % clinopiroxeno, 25-20% plagioclasa, 2-3% opacos y <5% cuarzo (fig. 4.14).

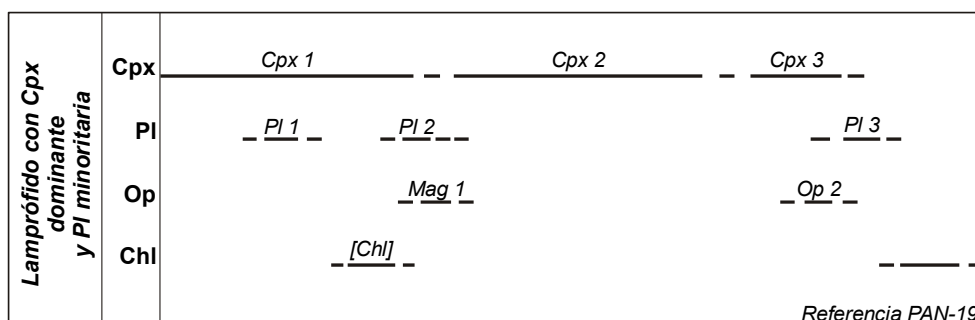


Fig. 4.14. Secuencia de cristalización de los lamprófidios con Cpx dominante y Pl minoritaria.

#### 4.6.2. Facies con piroxeno y plagioclasa.

Presenta textura porfídica e hipocristalina donde los fenocristales de clinopiroxeno (Ti-augita) presentan desarrollo subofítico (Pl<sub>1</sub>) con poiquilitización variable por microcristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub>) y, a su vez, los cristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub> y Pl<sub>3</sub>) presentan un desarrollo intergranular (carácter dolerítico). Los fenocristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) son aislados. Los opacos con mayor desarrollo e idiomorfismo son magnetitas. Las vesículas están rellenas bien por agregados de epidota (pistacita) o por clorita. La composición modal, referida a fases primarias es 40-45% clinopiroxeno, 45-50% plagioclasa y 5-8% opacos (Figura 4.15). También se identifican aislados cristales de espinela, rica en picotita (Lámina 9, Foto F). Ejemplos microtexturales para Ti-augita se indican en las fotos (Lámina 9) A, B (ambos en Cpx<sub>1</sub>), C (Cpx<sub>3</sub>), D y E (Cpx<sub>2</sub>).

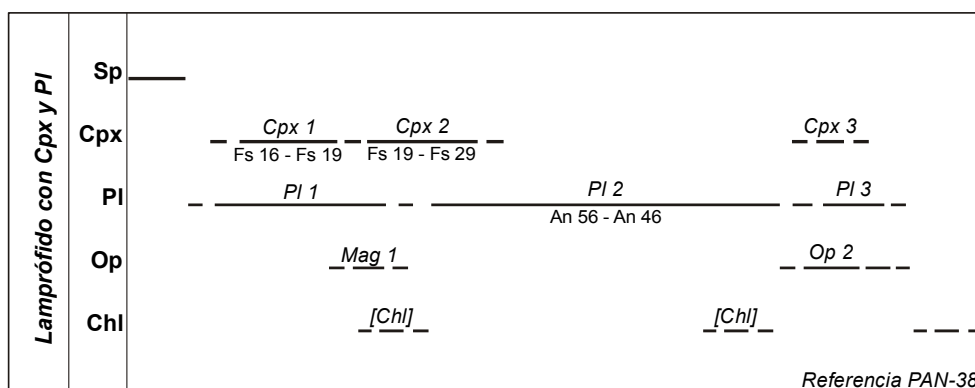


Fig. 4.15. Secuencia de cristalización de los lamprófidios con Cpx+Pl.

#### 4.6.3. Facies con anfíbol y plagioclasa.

Tiene una textura dolerítica de grano fino-medio, con una marcada seriación del anfíbol (tschermakita) desde fenocristales ( $Am_1$ ) a microcristales ( $Am_3$ ) e igual carácter seriado presentan las plagioclasas ( $Pl_1$  y  $Pl_2$  en foto C de Lámina 10). Ejemplos microtexturales con desarrollo de anfíbol tschermakítico se indican en las fotos A y B de la Lámina 10. Los opacos de mayor tamaño e idiomorfismo son magnetita. El cuarzo es minoritario y rellena espacios intercristalinos. La clorita se presenta de forma secundaria reemplazando al anfíbol o rellenando vesículas y huecos intersticiales. Una variante de esta facies comprende un aumento en la proporción de plagioclasa y descenso del anfíbol que, a su vez, presenta un desarrollo inferior al caso anterior. También se ha descrito kaersutita temprana (cfr. capítulo 5) de especial interés (Foto D, Lámina 10) y, en un caso aislado (Fig. 4.16) se presentan cristales de espinela (Mg-cromita) con desarrollo variable. Dentro de la amplia variedad de situaciones puede indicarse la asociación mineral común de 30-40% anfíbol (tschermakita), 60-65% plagioclasa, 5% opacos y <10% cuarzo.

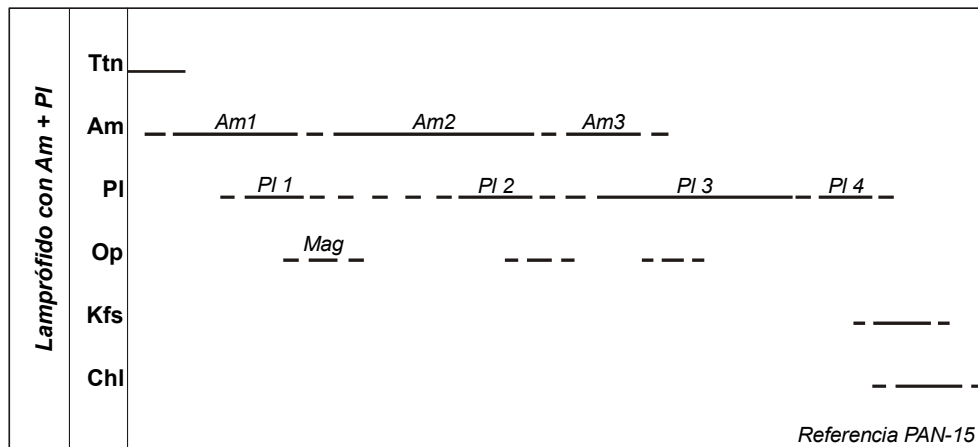


Fig. 4.16. Secuencia de cristalización de los lamprófidos con Am+Pl.

#### 4.6.4. Facies con plagioclasa dominante y piroxeno minoritario.

Es una facies minoritaria y sólo representativa de los lamprófidos con menor espesor y tamaño de grano más fino. Tiene textura porfídica hipocristalina, equivalente a la propia de un borde enfriado. Los fenocristales comprenden tanto a minerales ferromagnesianos (posible augita; foto E en Lámina 10) alterados a clorita,

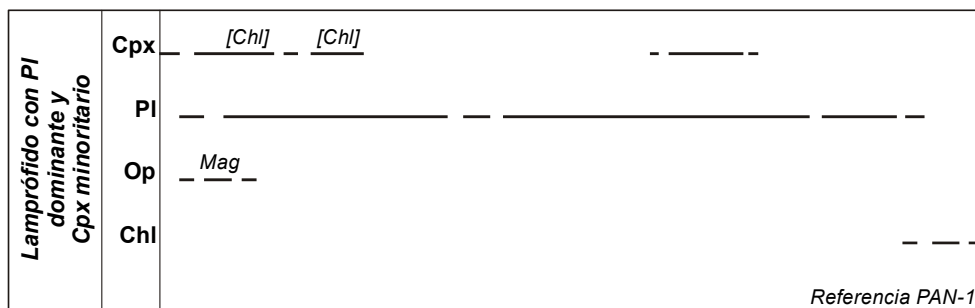


Fig. 4.17. Secuencia de cristalización de los lamprófidos con plagioclasa dominante y piroxeno minoritario.

a plagioclasa (alterada a sericita; foto F en Lámina 10) y aislados opacos, mientras que una segunda fracción de microcristales corresponde a composiciones de clinopiroxeno (Ti-augita) y cristales de plagioclasa con cierto desarrollo esquelético; por último, existe una significativa proporción de pasta. La composición de la roca es 10% piroxeno, 30% plagioclasa, 4% opacos y 55% pasta.

#### 4.7. Andesitas.

Este litotipo se presenta en dos áreas del sector central (sills del 4º episodio en Selva de Oza y en Anayet) y en el sill de la Ermita de San Salvador (próximo a la localidad de La Seu d'Urgell). Las características de afloramiento presentan cierta variabilidad de rasgos petrográficos de visu (*cf.* capítulo 3); en Selva de Oza y en Anayet existen microenclaves aislados de lutitas rojizas y cierto contenido de vesículas rellenas por clorita. Con lupa se aprecian componentes félsicos de mayor desarrollo correspondientes a fenocristales de plagioclasas dentro de una textura con grano fino muy uniforme.

Al microscopio, según criterios texturales y sus asociaciones minerales pueden establecerse dos sublitotipos: a) andesitas sin clinopiroxeno (sólo plagioclasa) que corresponde a los afloramientos de Selva de Oza y Anayet (sector central) y b) andesitas con clinopiroxeno muy minoritario del afloramiento de San Salvador (sector oriental).

##### 4.7.1. Andesitas sin piroxeno.

Presentan textura hipocristalina, traquítica, de grano fino con microlitos de feldespato alineados subparalelamente (fotos A y B, Lámina 11), o casi, respecto a fenocristales de plagioclasa (An<sub>97</sub>) por lo que existe un cierto carácter pilotácico. En rocas del sill del 4º episodio de Anayet el apatito es frecuente, con tamaño diverso y buen idiomorfismo, (foto C, Lámina 11) estando ausente en las rocas de Selva de Oza. El espacio libre constituido por los microlitos albiticos está relleno por clorita (a veces, vidrio) y un amplio número de microcristales de opacos que, con escasa granularidad y desarrollo alotriomorfo, presentan una gran dispersión en la roca. En la Fig. 4.18 se muestra la secuencia de cristalización obtenida por criterios texturales, teniendo en cuenta la amplia uniformidad composicional de los cristales de plagioclasa.

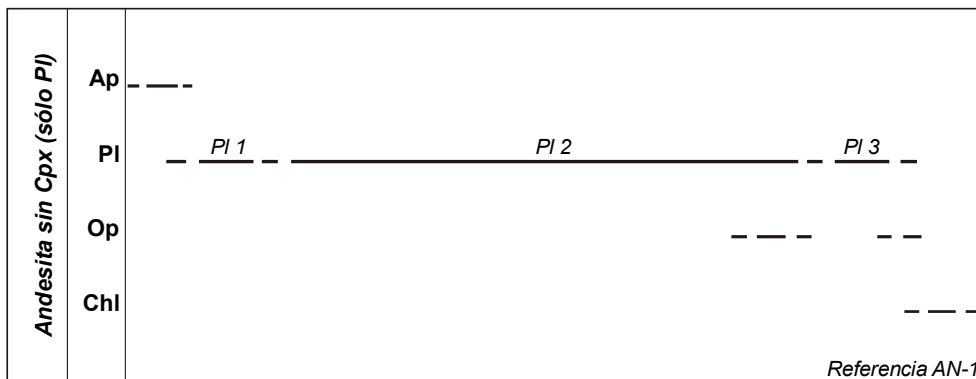


Fig. 4.18. Secuencia de cristalización de las *andesitas sin piroxeno*.

#### 4.7.2. Andesitas con piroxeno minoritario.

Presenta textura hipocristalina y un desarrollo traquítico que, en lo esencial, coincide con la facies anterior. Dos rasgos significativos pueden ser destacados: a) los fenocristales de plagioclasa (Foto F, Lámina 11) presentan diversidad de zonaciones (desde la normal, a la inversa y con convoluciones internas) y un amplio contenido de inclusiones que, por lo común, aparecen en la práctica totalidad de su superficie y b) la presencia de microcristales, tardíos, de clinopiroxeno (<8%) sincristalizando con microlitos de plagioclasa (Fotos D y E, Lámina 11). En la figura 4.19 se indica la secuencia de cristalización inferida por criterios texturales y datos composicionales.

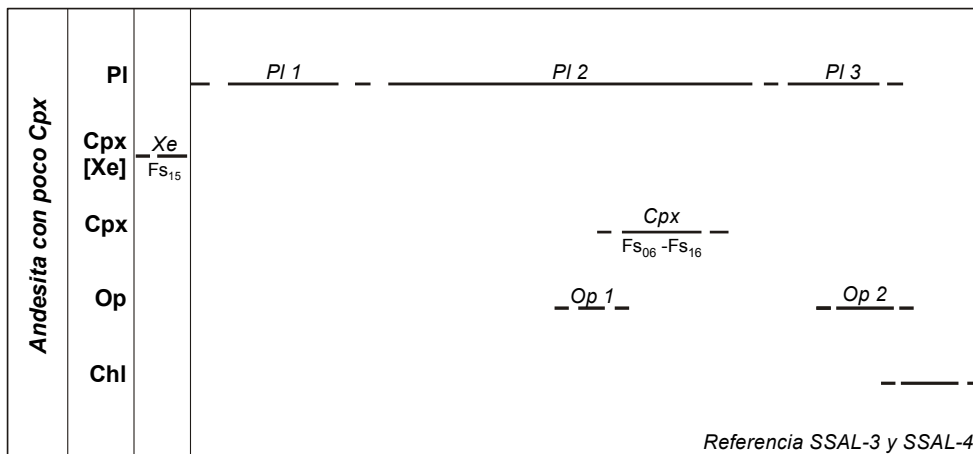


Fig. 4.18. Secuencia de cristalización de las andesitas con piroxeno.



#### 4.8. Microenclaves.

Los enclaves son minoritarios en las rocas estudiadas (*cfr.* capítulo 3) y, cuando se presentan, corresponden principalmente a composiciones sedimentarias limitadas, por lo general (es el caso del MCV), a lutitas incluidas en sills basálticos y con asimilación parcial por esta composición. Estos enclaves lutíticos son especialmente abundantes en sills de los afloramientos de Ibantelli y Mendaur (Fig. 4.20) y escasos en algunos sills de las áreas de Larrún o, incluso, Anayet.

Los enclaves de cuarcitas son escasos. Los de rocas ígneas son esporádicos, pero por su interés en la interpretación del proceso genético, detallamos a continuación las características de los dos tipos composicionales identificados.

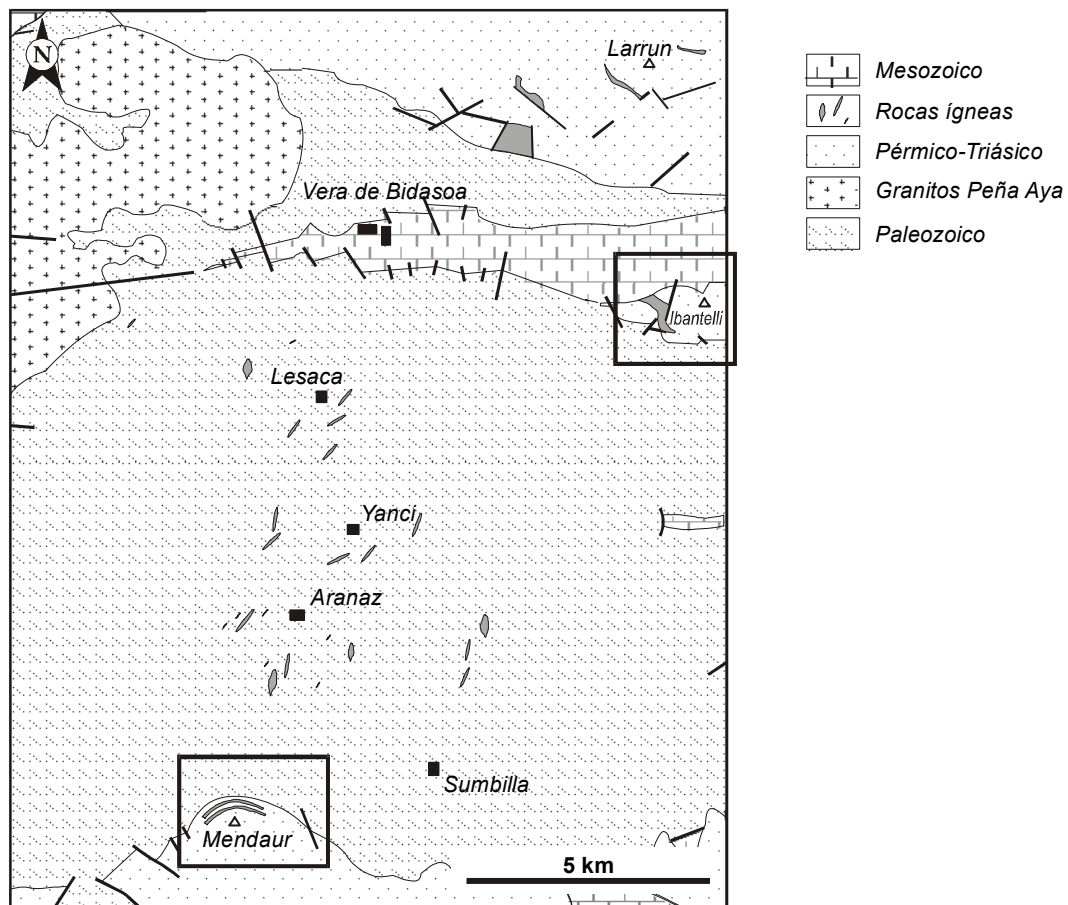


Fig. 4.20. Mapa de situación de los afloramientos donde son más frecuentes los enclaves lutíticos en los basaltos.

##### 4.8.1. Enclave de piroxeno y plagioclasa.

Está presente en un sill de basalto rico en plagioclasa con clinopiroxeno minoritario (*cfr.* apartado 4.5) del 5º episodio del área de Anayet. Es un volumen de roca granuda y holocristalina (con dimensiones de 3 x 2 cm, compuesta por un 85% de plagioclasa ( $An_{62-47}$ ) y 15% de augita (con un rango de variación de  $En_{47}Wo_{043}Fs_{10-En_{37}Wo_{46}Fs_{17}}$ ; foto A en Lámina 12), correspondiendo desde el punto de vista modal

a un gabro. Gran parte de las secciones de clinopiroxeno presentan superficies sin desequilibrio o relación de reacción con la roca encajante (Foto A, Lámina 12) mientras que las superficies externas de las plagioclasas del borde de dicho enclave muestran frecuentes golfos de corrosión (Foto A, Lámina 12) en cuyo interior se disponen microlitos de plagioclasa de la roca encajante sin desarrollarse, en ningún caso, precipitación de plagioclasa como consecuencia de un proceso de reacción enclave-líquido. Estas características texturales indican que, posiblemente, su composición inicial no ha sido modificada ni, tampoco, ha variado apreciablemente la composición de la roca encajante.

Aunque el estudio de su química mineral se realiza más adelante (capítulo 5º) el clinopiroxeno de este enclave (augita) muestra valores altos en Si (y bajos en Al) y contenidos pobres en Ti que, en principio, indican una afinidad alcalina (Kushiro, 1960; LeBas, 1962, Leterrier *et al.*, 1982). Esta composición, poco titanada, puede considerarse propia de un litotipo precursor respecto al basalto con augita fuertemente titanada. Las temperaturas obtenidas para clinopiroxenos (Kretz, 1982 y Lindsley, 1983) dan rangos de 1181-1004°C y 800-775°C respectivamente; estas variaciones de resultados se discuten en el capítulo 5. Las temperaturas en plagioclasa (Kudo y Weill, 1974) comprenden un rango de 1076-1039°C para una calibración de 0 Kb.

#### **4.8.2. Enclave de piroxeno y anfíbol.**

Está presente (muestra SSAL-4) en el sill andesítico de San Salvador (*cf.* epígrafe 4.5), sus dimensiones son de 0.4 x 0.8 cm y presenta contactos difusos con la roca original. La asociación mineral la componen aislados cristales de clinopiroxeno (rango en  $En_{44}Wo_{42}Fs_{14}$  y  $En_{42}Wo_{42}Fs_{16}$ ; fotos B, C, D y E en Lámina 12) y cristales frecuentes de anfíbol (Fotos B, C, D y E en Lámina 12 con composiciones de magnesio-hornblenda (*mg#*: 0.80-0.72) incluidos en cloritas. Resulta difícil saber si la textura actual (Foto B, Lámina 12) responde a la roca inicial o más bien, como suponemos, los ferromagnesianos son relictos y la clorita en la que están alojados es producto de una alteración de la roca inicial. Las temperaturas en augita con los termómetros de Kretz (1982) y Lindsley (1983), a 0Kb, dan resultados de 1309-1274°C y 775°C respectivamente y para el anfíbol (Otten, 1984) se obtienen temperaturas promedio en 716°C; estos resultados se discuten en el capítulo 5º.

#### 4.9. Consideraciones establecidas

1) Los 7 litotipos seleccionados representan las asociaciones minerales más frecuentes, en rocas inalteradas, a escala de afloramiento y para el conjunto de los afloramientos en los tres sectores considerados.

2) El conjunto de estos litotipos muestra una variedad, relativamente reducida, de condiciones de diferenciación para un magmatismo transicional cuya tendencia alcalina se expone en los capítulos 5 y 6. Los rasgos más destacados en estos litotipos se resumen en el siguiente cuadro:

Denominación del litotipo	Asociación mineral característica	Temperaturas de cristalización obtenidas en minerales (°C)	Sector			EPISODIO	
			Occidental	Central	Oriental		
1	Basalto con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa	Ol + Cpx(En <sub>39</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>14</sub> - En <sub>37</sub> Wo <sub>45</sub> Fs <sub>18</sub> ) + Pl (An <sub>63-48</sub> ) + Mtt	Cpx: 963-925 °C (Kretz, 1977) Pl: 1156 °C (Kudo y Weill, 1970)				5°
2	Basalto con olivino y plagioclasa	Ol + Pl (albitizada) + Op	--				
3	Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa	Cpx(En <sub>38</sub> Wo <sub>48</sub> Fs <sub>14</sub> - En <sub>36</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>17</sub> ) + Pl (An <sub>65-40</sub> ) + Ti-Mtt	Cpx: 889 °C (Kretz, 1977) Pl: 1057 °C (Kudo y Weill, 1970)				
4	Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa	Cpx(En <sub>44</sub> Wo <sub>44</sub> Fs <sub>12</sub> - En <sub>33</sub> Wo <sub>46</sub> Fs <sub>21</sub> ) + Pl (An <sub>64-48</sub> ) + Mtt	Cpx: 935 °C (Kretz, 1977) Pl: 1062 °C (Kudo y Weill, 1970)				
5	Basalto rico en plagioclasa	Pl (An <sub>67-52</sub> ) + Mtt	Pl: 1081 °C (Kudo y Weill, 1970)				
6	Lamprófidos con clinopiroxeno y plagioclasa	Cpx (En <sub>42</sub> Wo <sub>42</sub> Fs <sub>16</sub> - En <sub>41</sub> Wo <sub>30</sub> Fs <sub>29</sub> ) + Pl (An <sub>56-46</sub> ) ± Am (Tscherm., mg#: 0.69-0.47)	Cpx: 1023 °C (Kretz, 1977) Pl: 999 °C (Kudo y Weill, 1970) Am: 1044 °C (Otten, 1984)				
7	Andesitas	Pl (albitizada) ± Cpx (En <sub>42</sub> Wo <sub>42</sub> Fs <sub>16</sub> - En <sub>41</sub> Wo <sub>30</sub> Fs <sub>29</sub> ) + Op ± Ap	Cpx: 1181 °C (Kretz, 1982) 1125 °C (Lindsley, 1983)				4°



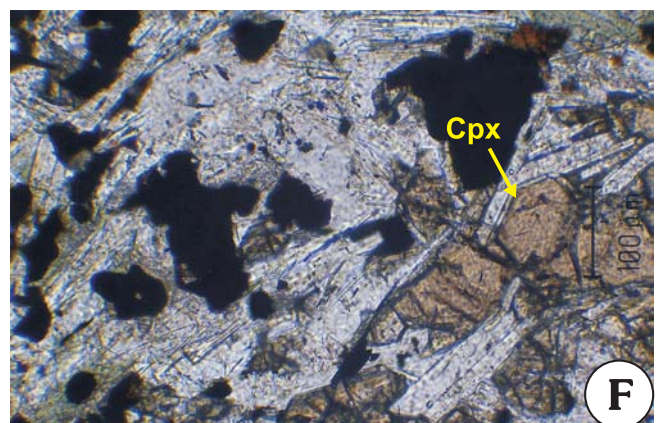
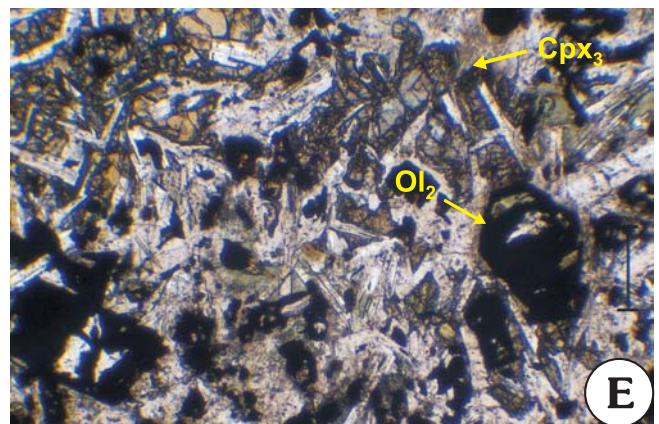
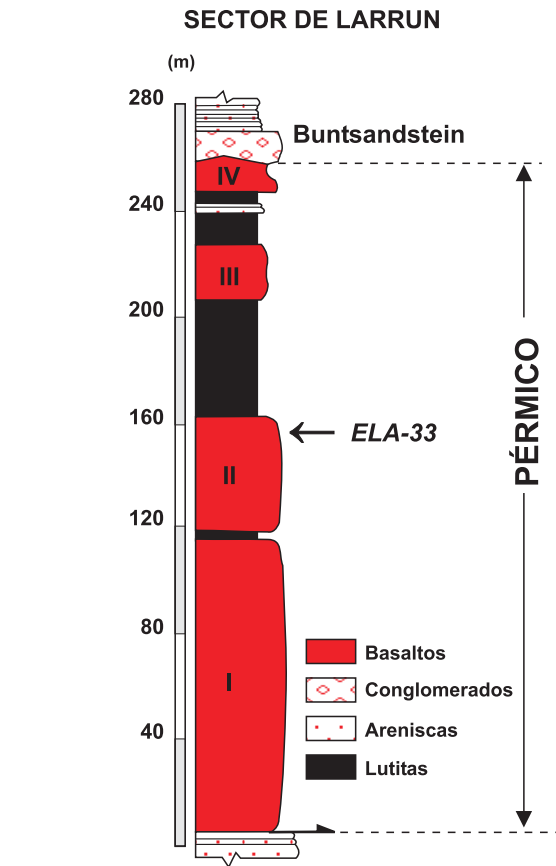
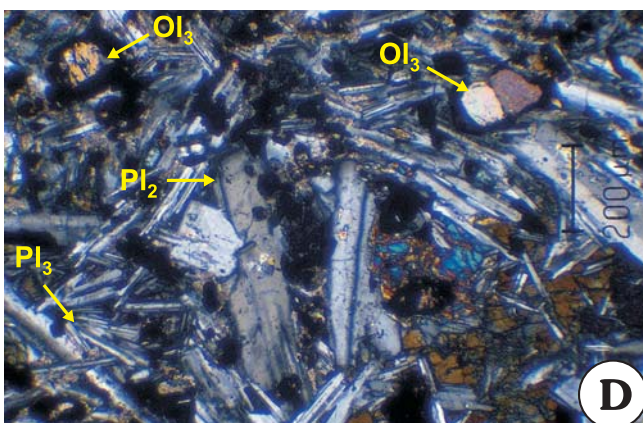
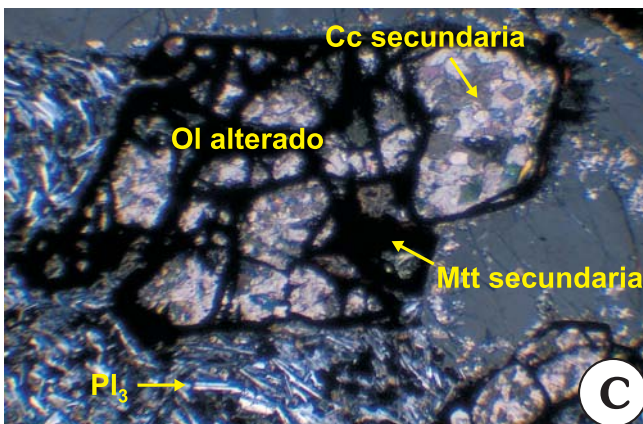
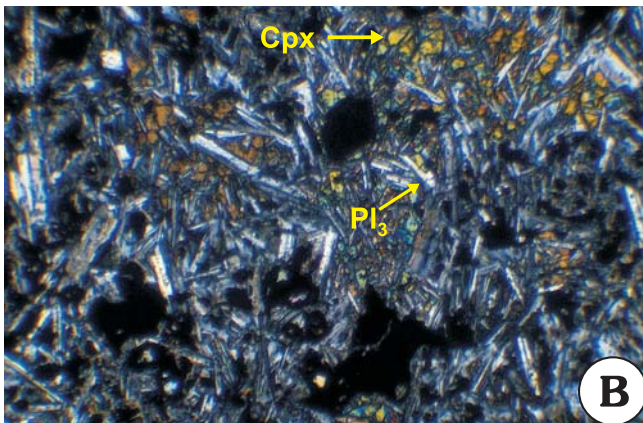
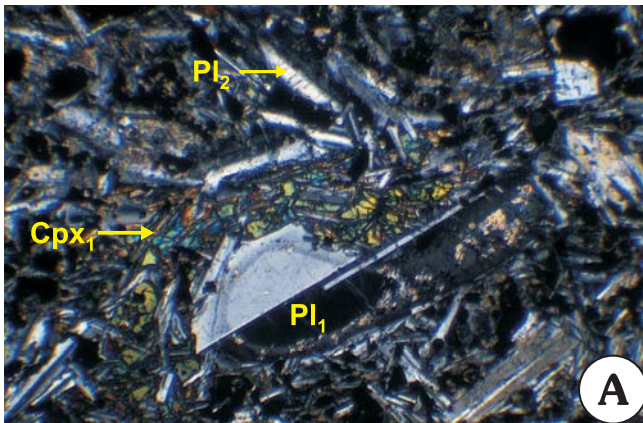
# **Láminas Fotográficas**

## ***Lámina 1.***

### ***Basalto con olivino, piroxeno y plagioclasa.***

- A).** Textura general de basalto hipocristalino, algo porfídico, con cristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub> y Pl<sub>2</sub>) y de clinopiroxeno (Cpx<sub>1</sub>).
- B).** Textura subofítica no orientada; los cristales de Cpx (augita) están poiquilitizados por microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>).
- C).** Asociación glomeroporfídica, originalmente de cristales de olivino (4 a 6 cristales), en la actualidad alterados y reemplazados por magnetita (Mag) y calcita (Cc) secundarias.
- D).** Cristales de olivino (Ol<sub>3</sub>) alterados a calcita secundaria englobados por cristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub> y Pl<sub>3</sub>).
- E).** Cristal de olivino (Ol<sub>2</sub>) reemplazado por calcita con un borde periférico de magnetita secundaria.
- F).** Cristales de cpx (Ti-augita) con el color parduzco característico del alto contenido en Ti; en casos aislados se observa una zonación de centro a borde correspondiente con el enriquecimiento gradual en Ti.

# Lámina 1.



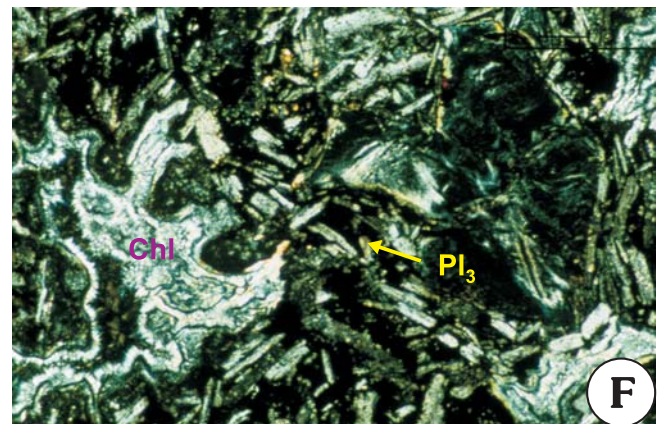
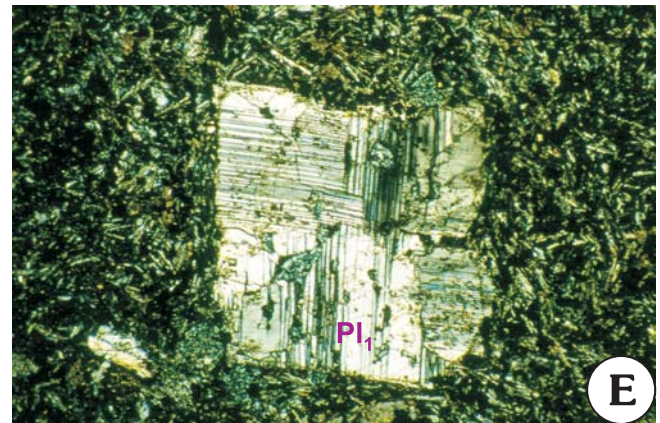
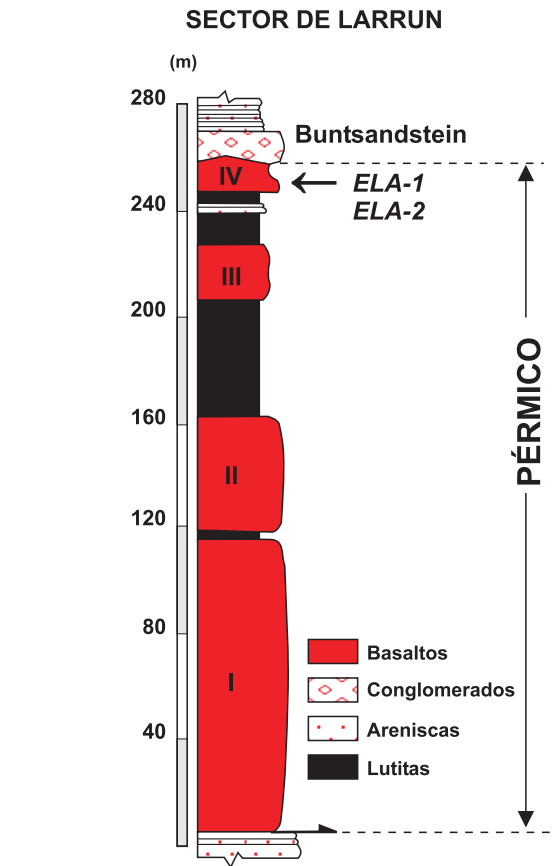
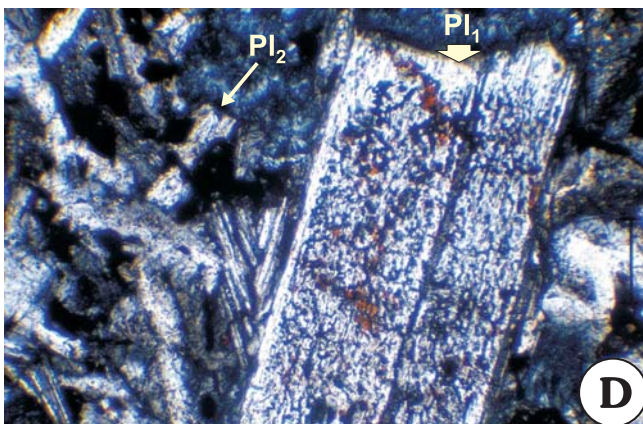
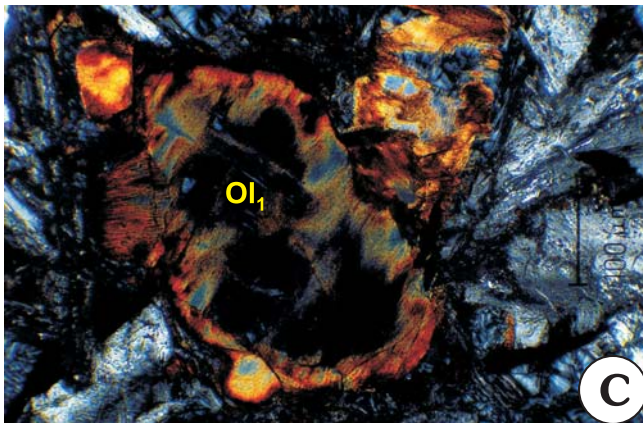
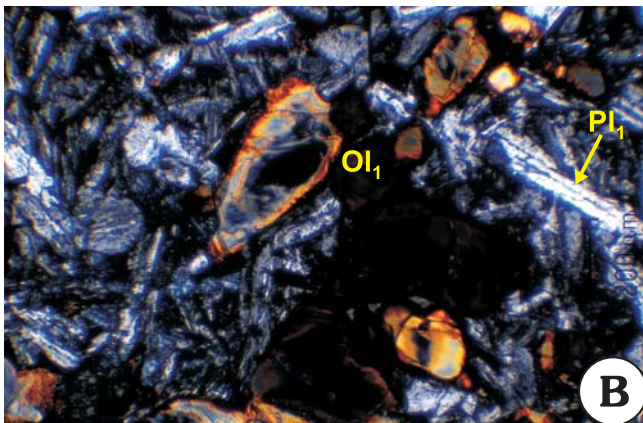
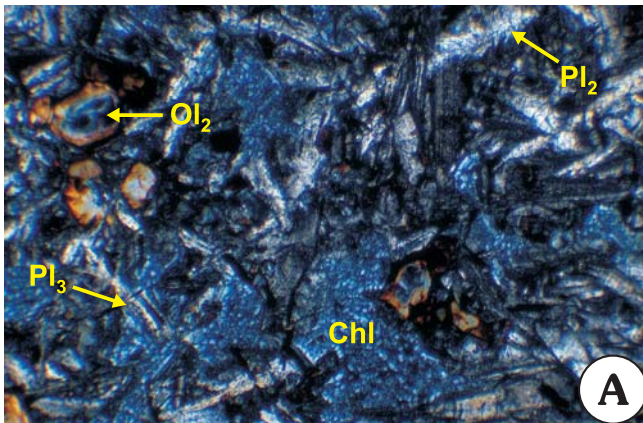
## ***Lámina 2.***

### ***Basalto con olivino y plagioclasa.***

- A).** Cristales de olivino (Ol<sub>2</sub>) rodeado por cristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub>), microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>), opacos y cloritas.
  
- B).** Fenocristales de olivino alterado (Ol<sub>1</sub>) englobados por cristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub> y Pl<sub>2</sub>).
  
- C).** Fenocristal temprano de olivino (Ol<sub>1</sub>) alterado a clorita (parte interior) y rodeado por una película de minerales opacos secundarios.
  
- D).** Fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) con inclusiones de vidrio dando lugar a una textura en tamiz (*sieve texture*), ausentes en la corona de recrecimiento.
  
- E).** Fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) maclado.
  
- F).** Mesostasia desarrollada por los microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>) en la que precipita clorita (Chl).



## Lámina 2.



### ***Lámina 3.***

#### ***Basalto con piroxeno y plagioclasa.***

**A).** Seriación de tamaños de los cristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>, Pl<sub>2</sub> y Pl<sub>3</sub>); los fenocristales (Pl<sub>1</sub>) incorporan inclusiones durante el crecimiento (*sieve texture*).

**B).** Fenocristal (Pl<sub>1</sub>) y microfenocristal (Pl<sub>2</sub>) de plagioclasa; los microfenocristales no presentan zonados lo que refleja su uniformidad composicional.

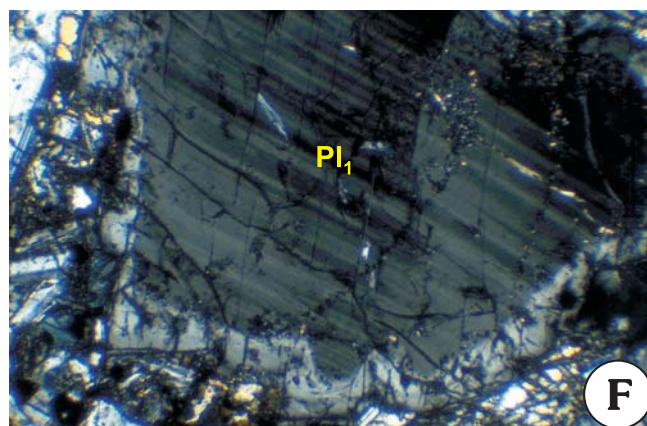
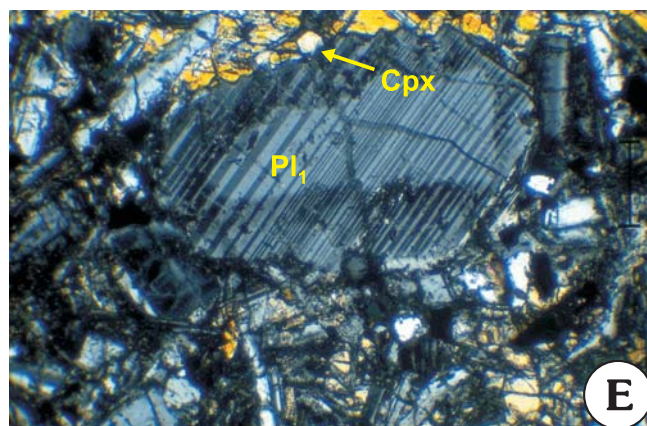
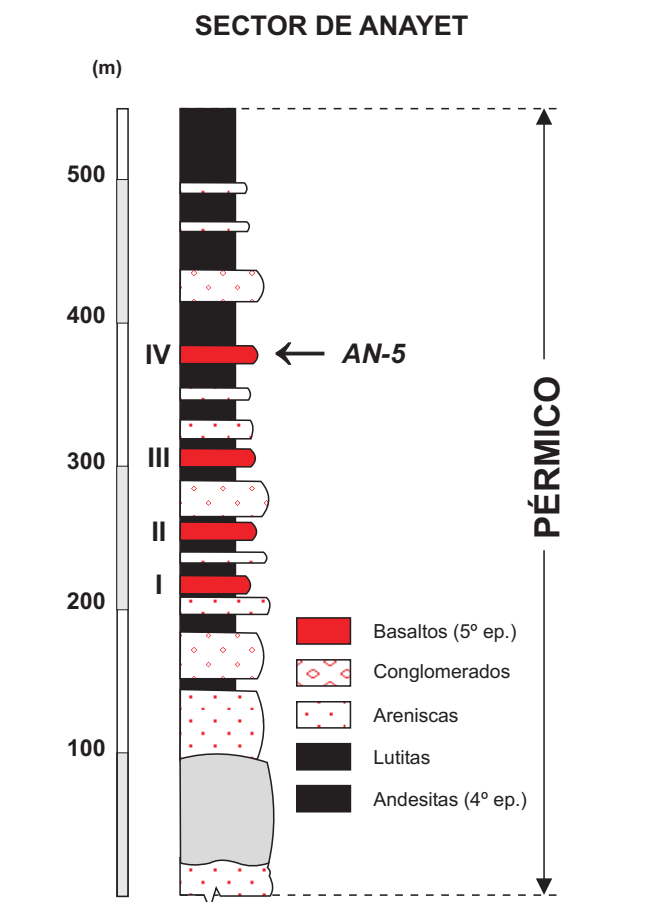
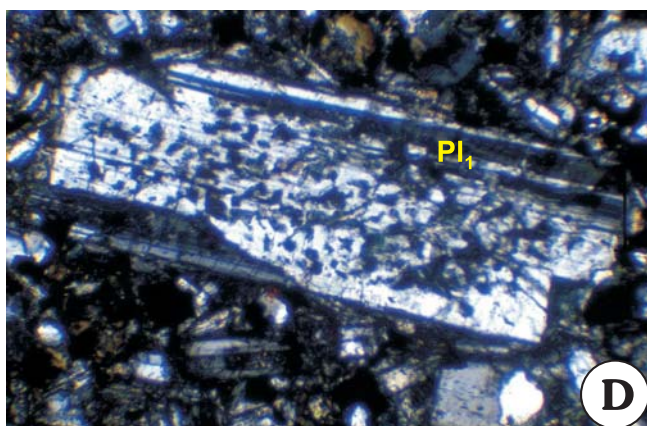
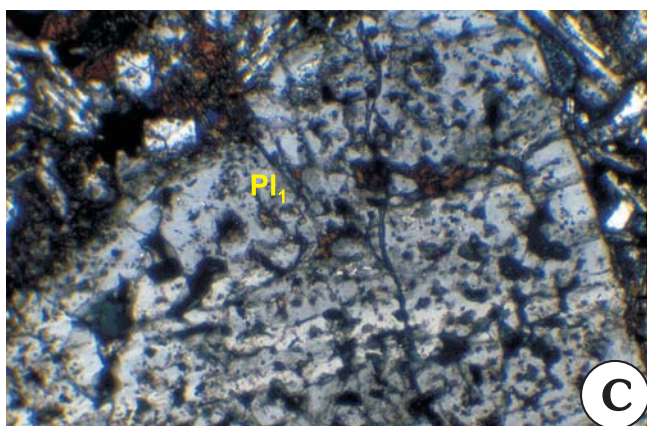
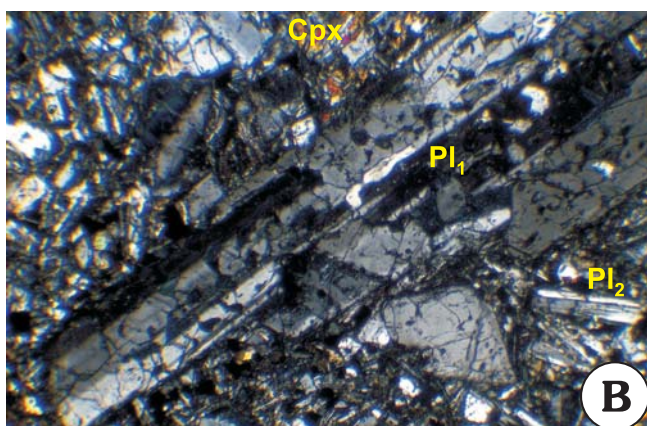
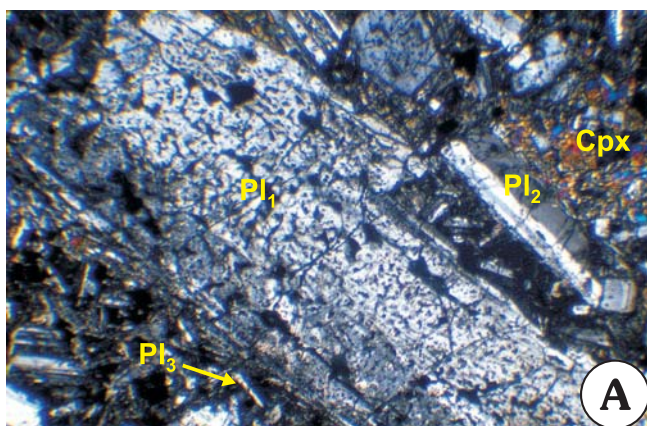
**C).** Desarrollo de un proceso de reabsorción del núcleo de un fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>).

**D).** Fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) maclado y con su núcleo parcialmente reabsorvido.

**E).** Fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) maclado y con un salto brusco de composición reflejado en un zonado centro-borde brusco (*step*).

**F).** Efectos del desarrollo de procesos de desequilibrio (corrosión y reabsorción del borde) en un fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>).

# Lámina 3.

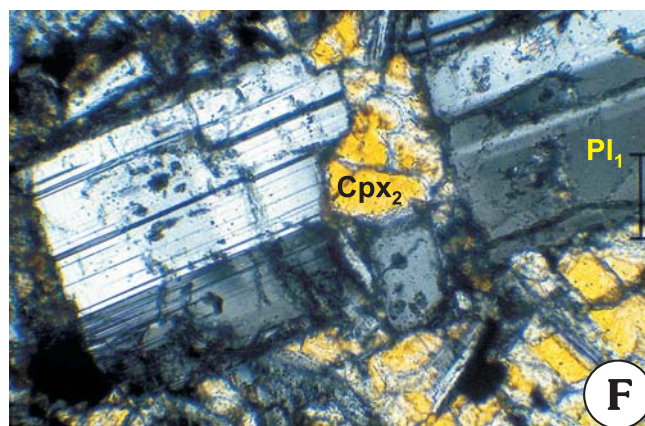
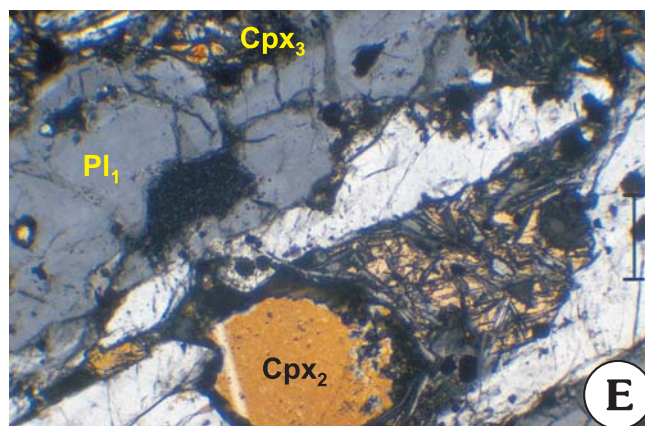
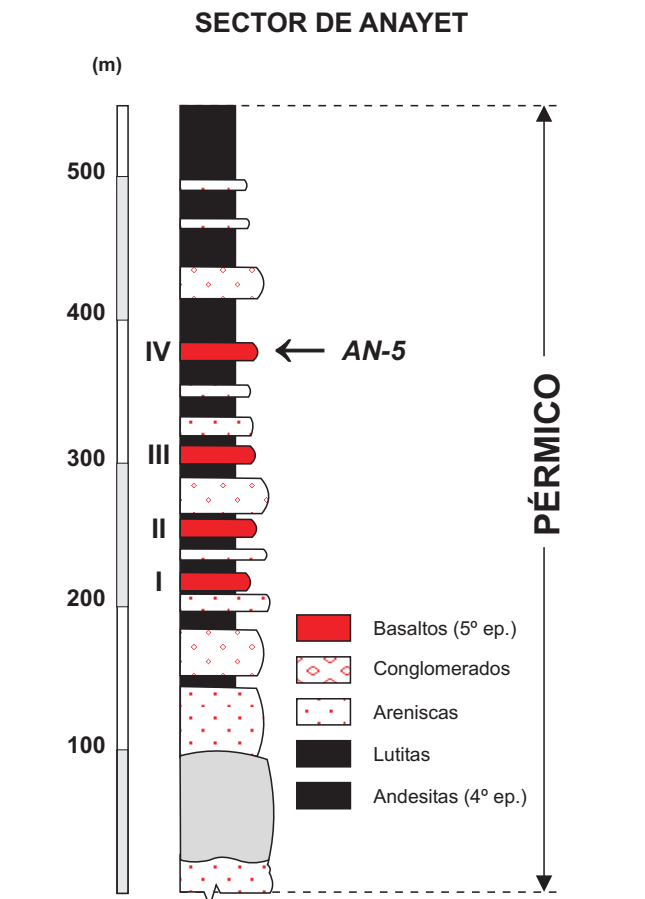
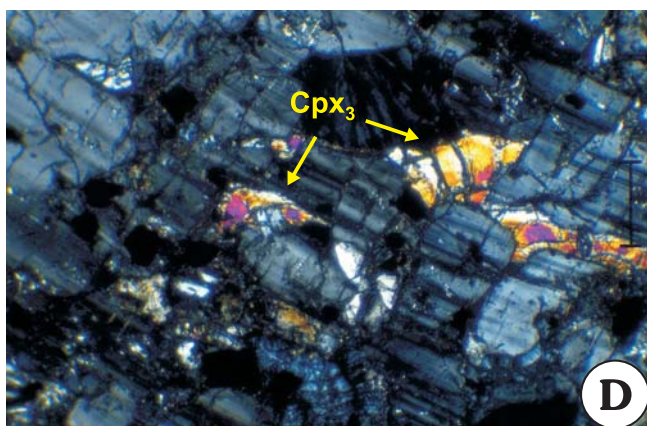
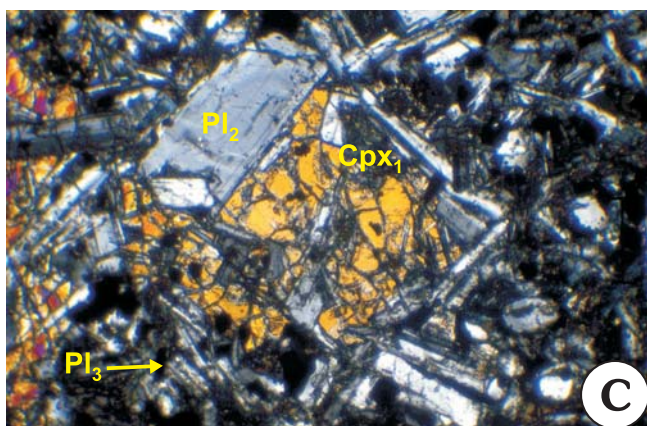
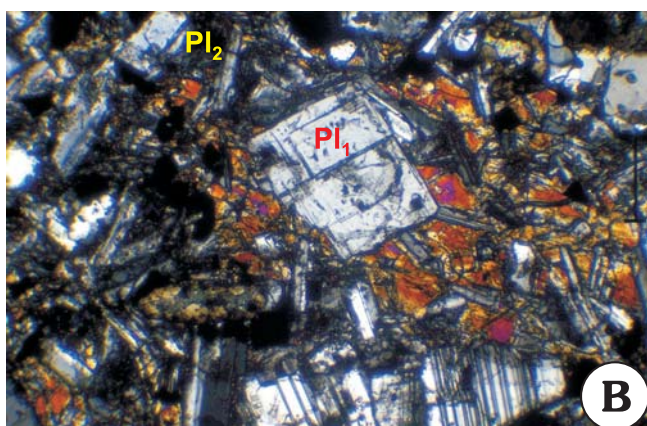
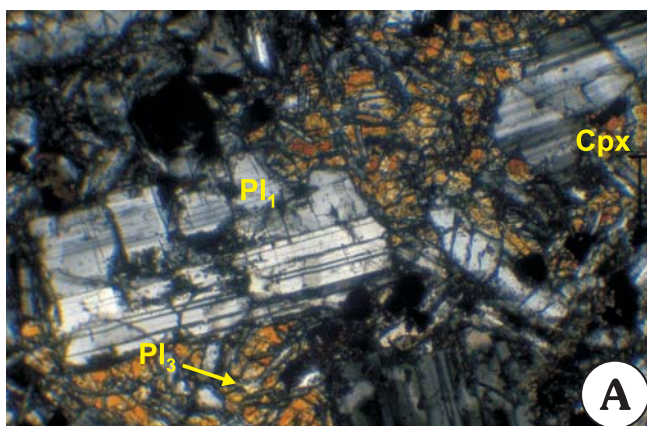


#### ***Lámina 4.***

#### ***Basalto con piroxeno y plagioclasa.***

- A).** Cristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>1</sub>) rodeando a un fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>).
  
- B).** Clinopiroxeno rodeando a un fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>), siendo a su vez, rodeado por microfenocristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub>) poiquilítica.
  
- C).** Crecimiento coetáneo de microfenocristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub>) y cristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>1</sub>) con desarrollo de microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>) poiquilítica.
  
- D).** Desarrollo de la mesostasia configurada por microcristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>3</sub>) y microlitos de plagioclasa (Pl<sub>3</sub>) homogénea.
  
- E).** Cristales de clinopiroxeno de desarrollo uniforme (Cpx<sub>2</sub>).
  
- F).** Fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) cortado por microfenocristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>2</sub>).

# Lámina 4.

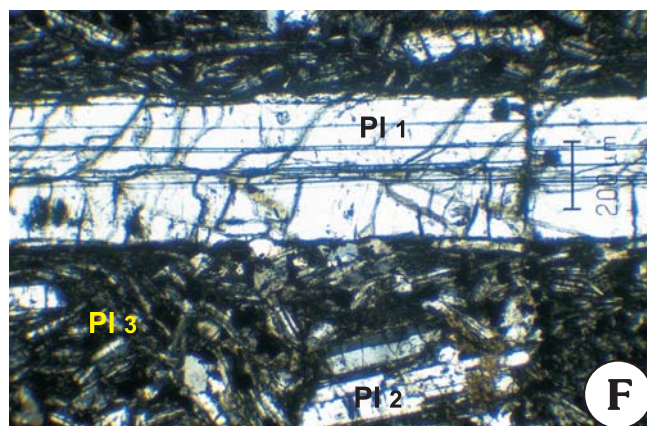
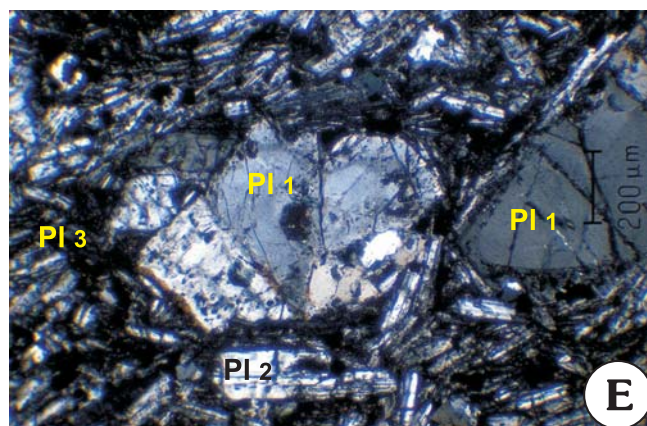
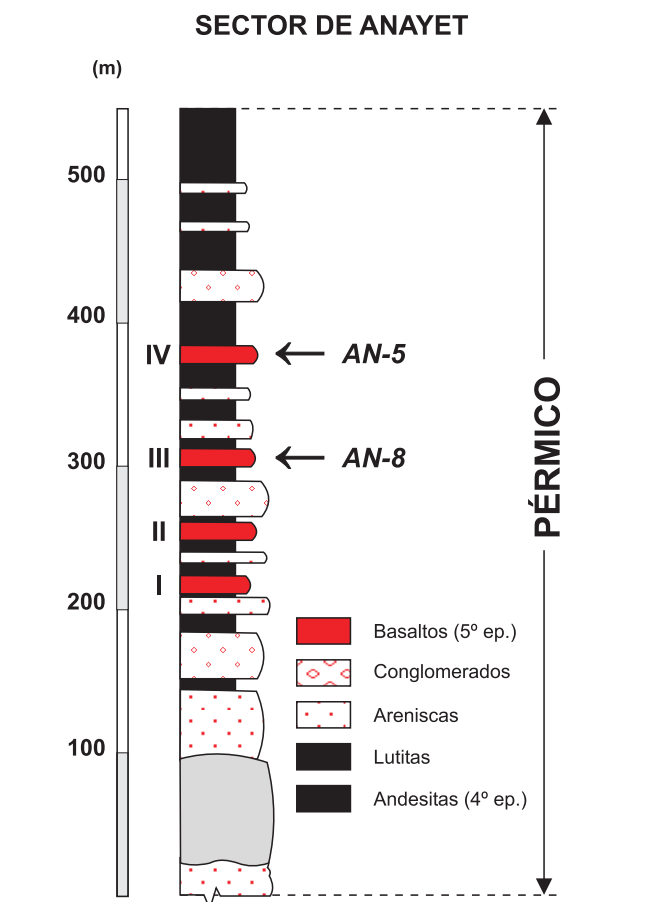
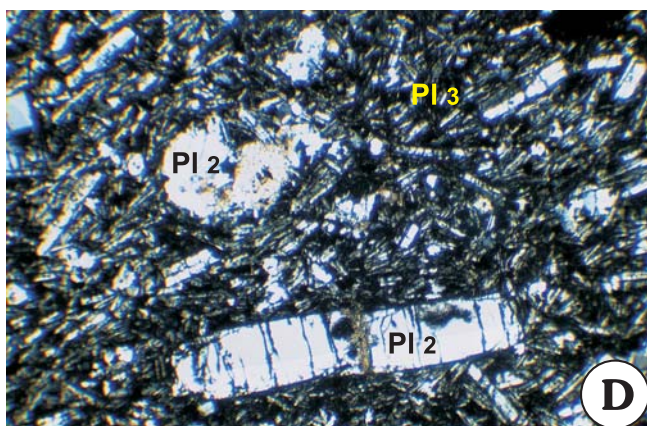
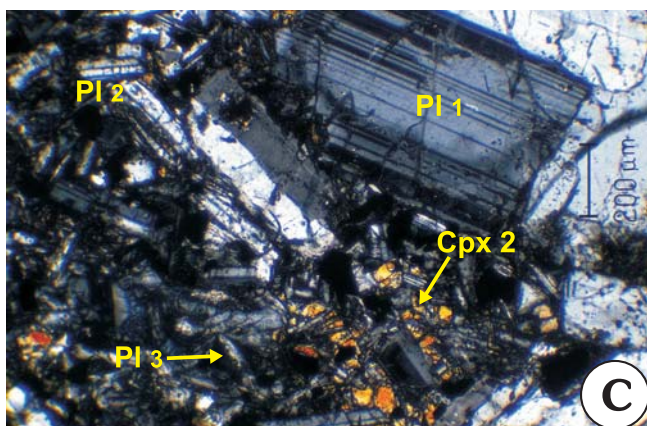
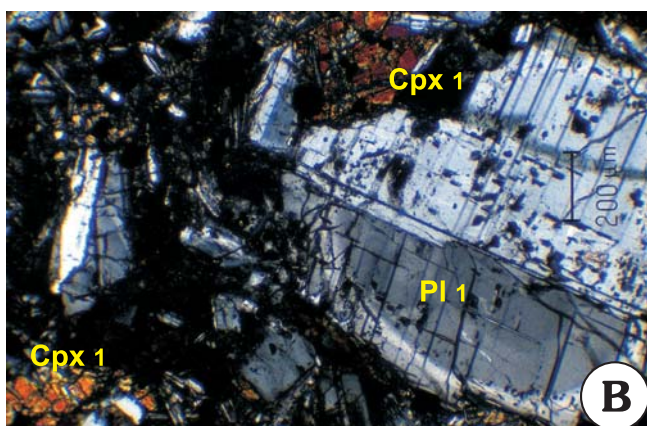
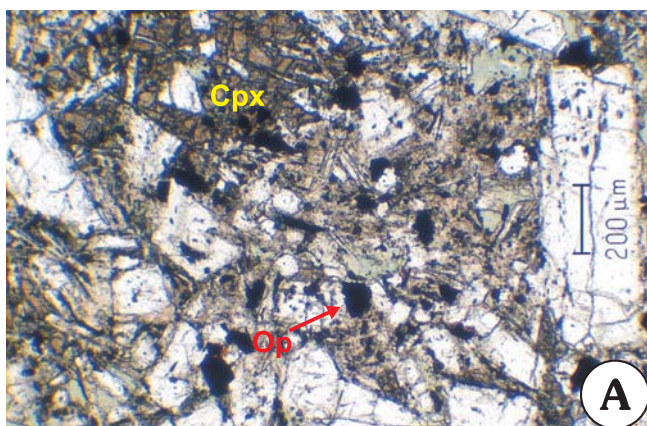


## **Lámina 5.**

### ***Basalto con piroxeno y plagioclasa y basalto plagioclásico.***

- A).** *Basalto con piroxeno y plagioclasa:* cristales subidiomorfos o alotriomorfos de Titanomagnetita (Op) en la mesostasia junto a microcristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>3</sub>).
- B).** *Basalto con piroxeno y plagioclasa:* relaciones de crecimiento entre plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) zonada y clinopiroxeno (Cpx<sub>1</sub>) no zonado.
- C).** *Basalto con piroxeno y plagioclasa:* Uniformidad composicional del clinopiroxeno (Cpx<sub>2</sub>; ausencia de zonado) frente a la variabilidad de la plagioclasa (Pl<sub>1</sub> zonada).
- D).** *Basalto plagioclásico:* textura porfídica hipocristalina con seriación de tamaños de cristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub> y Pl<sub>3</sub>).
- E).** *Basalto plagioclásico:* Fenocristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) no orientados rodeados por microfenocristales (Pl<sub>2</sub>) y microlitos (Pl<sub>3</sub>) orientados parcialmente.
- F).** *Basalto plagioclásico:* Desarrollo de grandes fenocristales de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) de composición uniforme.

# Lámina 5.



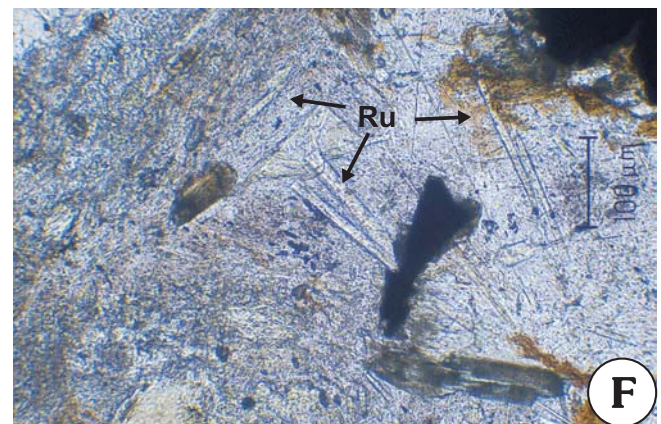
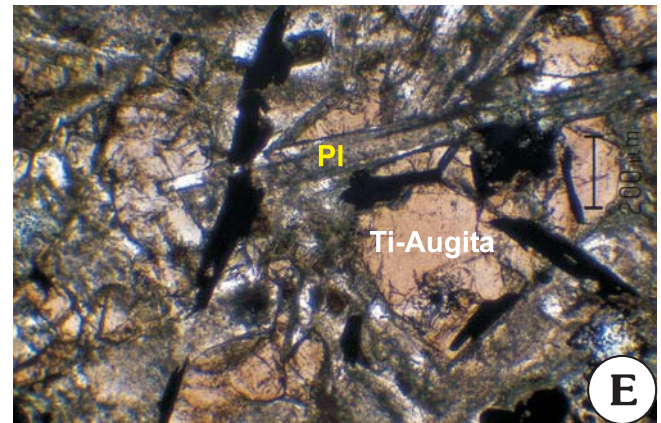
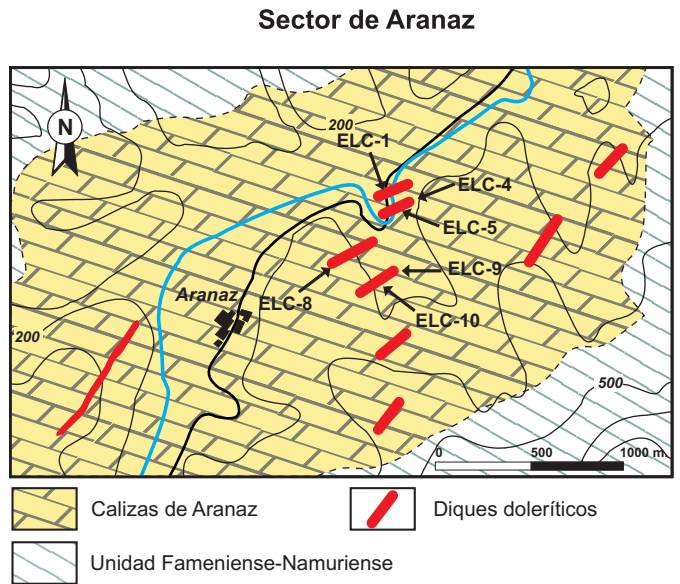
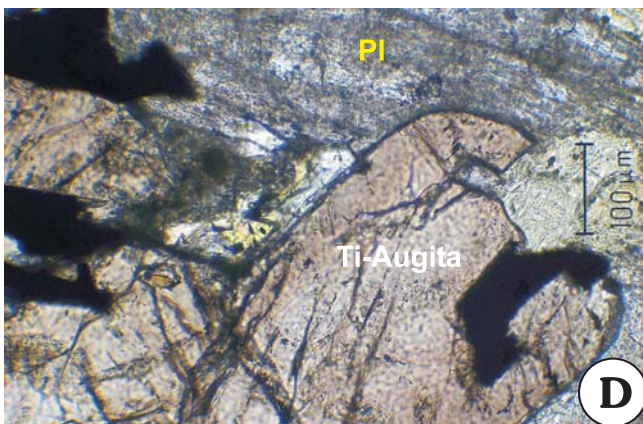
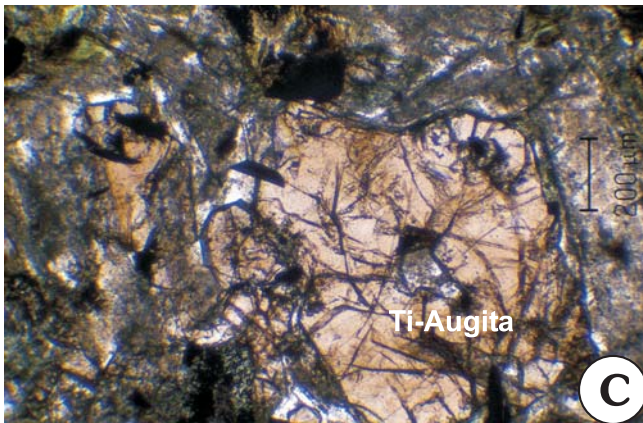
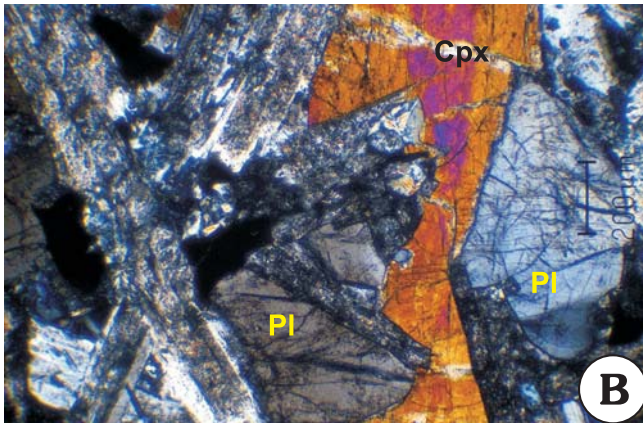
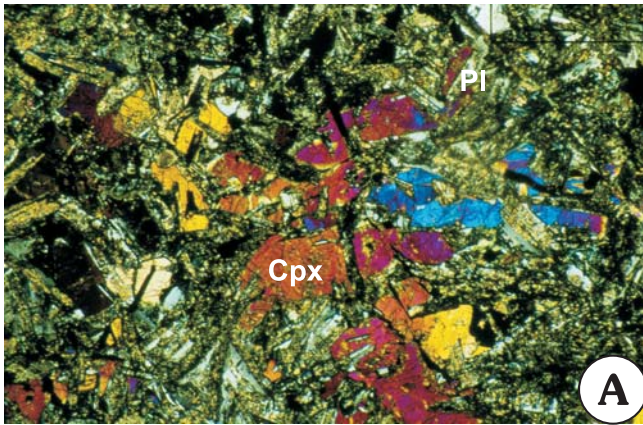
***Lámina 6.***

***Dolerita rica en piroxeno.***

- A). Textura intergranular microdolerítica, subofítica, de grano fino.
- B). Textura intergranular dolerítica de grano grueso.
- C). Desarrollo de fenocristales de clinopiroxeno ricos en Ti (Ti-augita).
- D). Ligero zonado centro-borde en la Ti-augita.
- E). Cristales alargados de opacos (Ti-magnetita) que coexisten con el clinopiroxeno (Ti-augita) y la plagioclasa (Pl).
- F). Posibles cristales aciculares de apatito (Ap).



# Lámina 6.

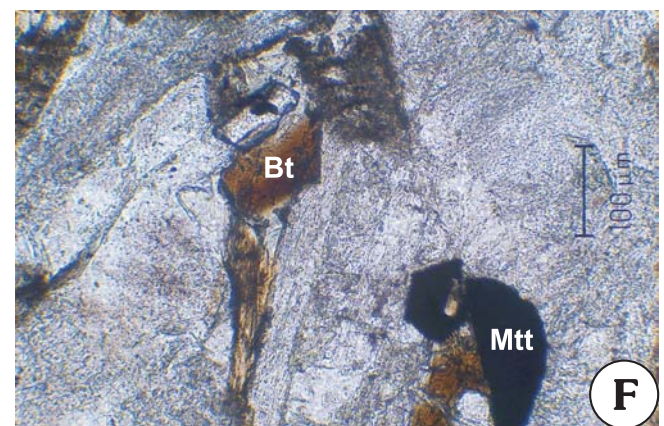
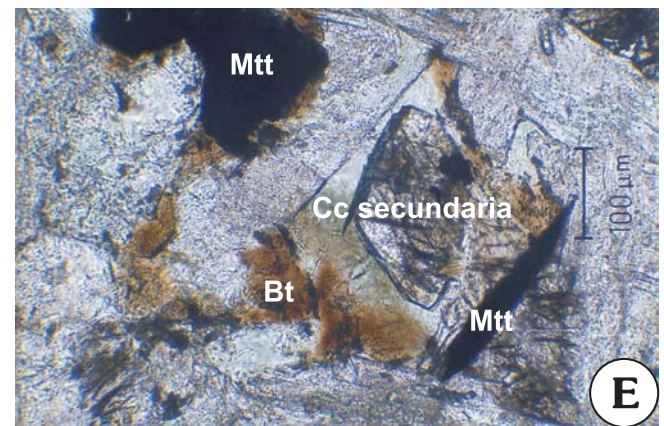
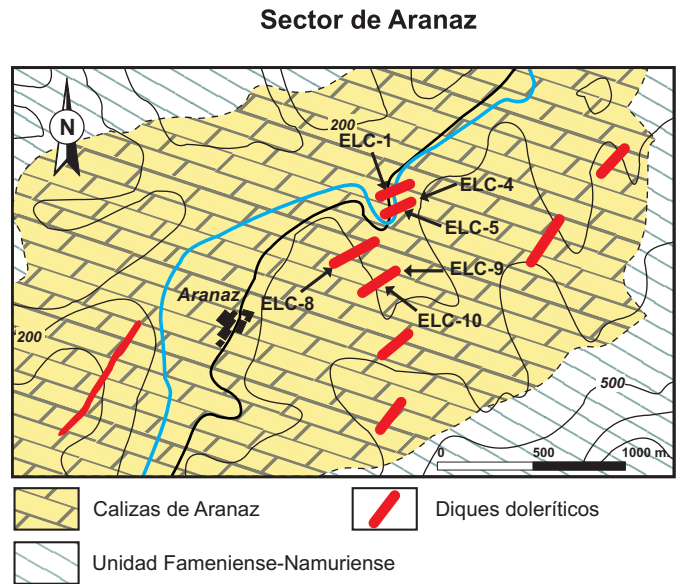
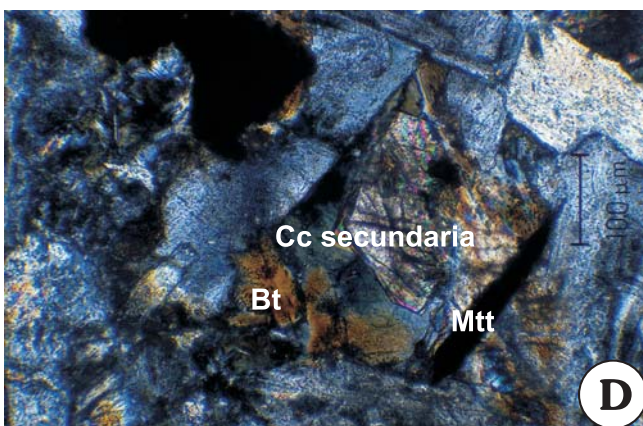
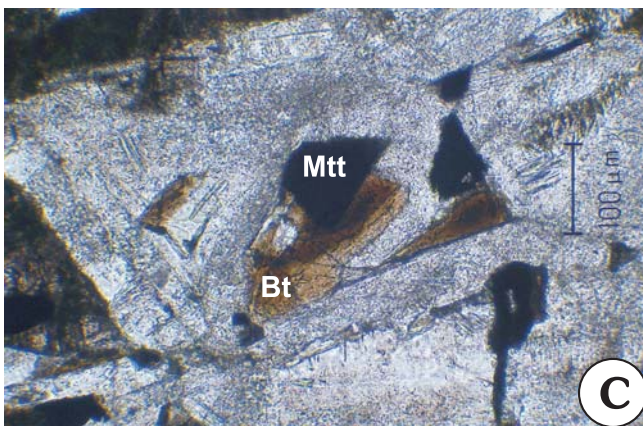
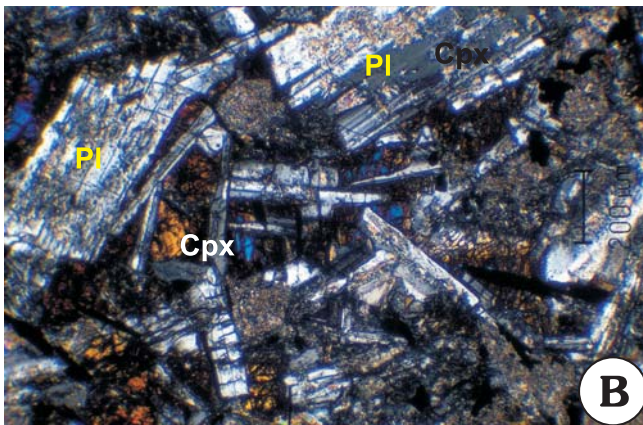
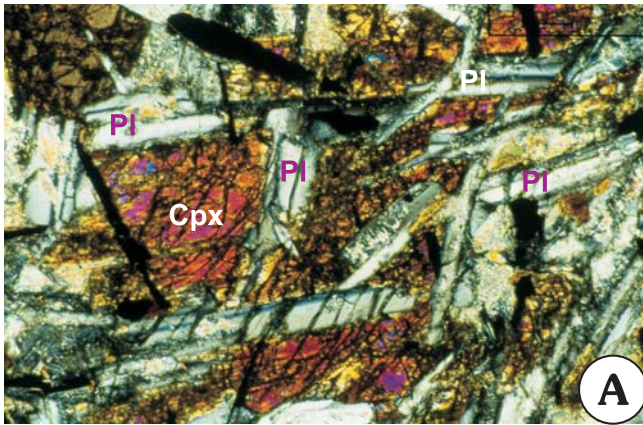


***Lámina 7.***

***Dolerita pobre en piroxeno.***

- A).** Textura general dolerítica configurada por cristales de clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl).
  
- B).** Entrecrecimiento del clinopiroxeno, Ti-augita (Cpx), y plagioclasa (Pl); la plagioclasa se encuentra parcialmente alterada (sericitizada).
  
- C).** Desarrollo minoritario de biotita (Bt) junto a magnetita (Mag).
  
- D).** Presencia de cristales de posible calcita secundaria (nícoles cruzados).
  
- E).** Presencia de cristales de posible calcita secundaria (nícoles paralelos).
  
- F).** Desarrollo minoritario de biotita (Bt) junto a magnetita (Mag).

# Lámina 7.

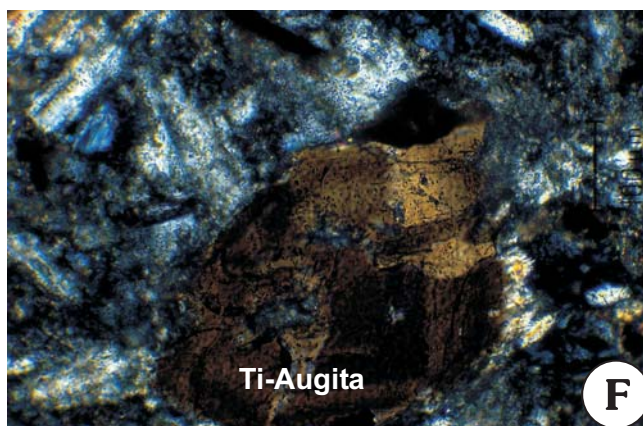
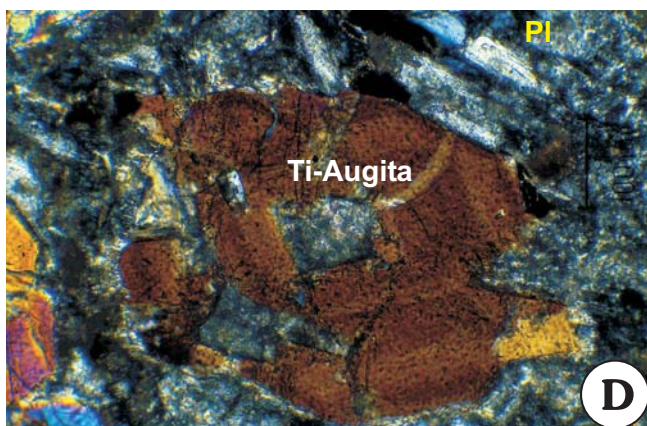
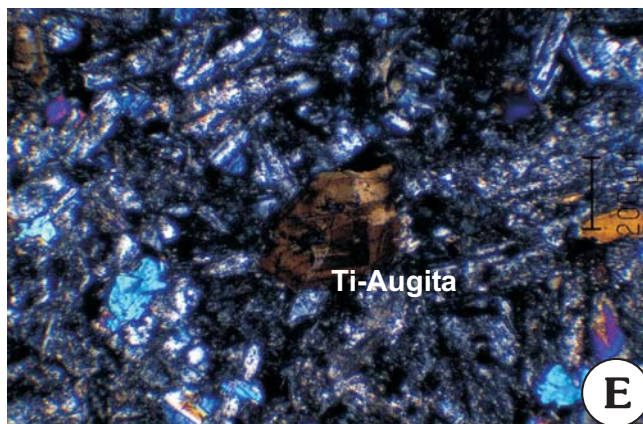
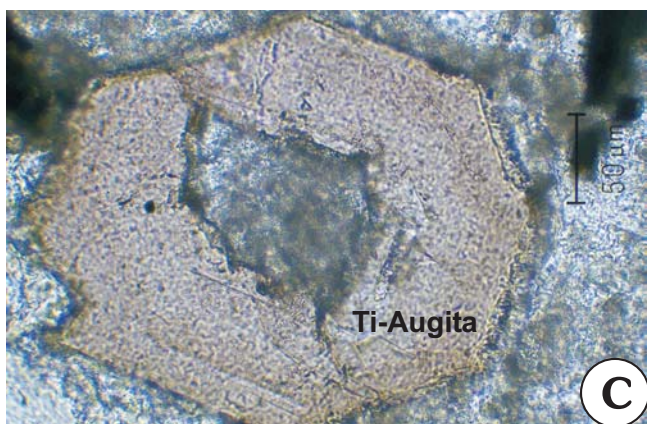
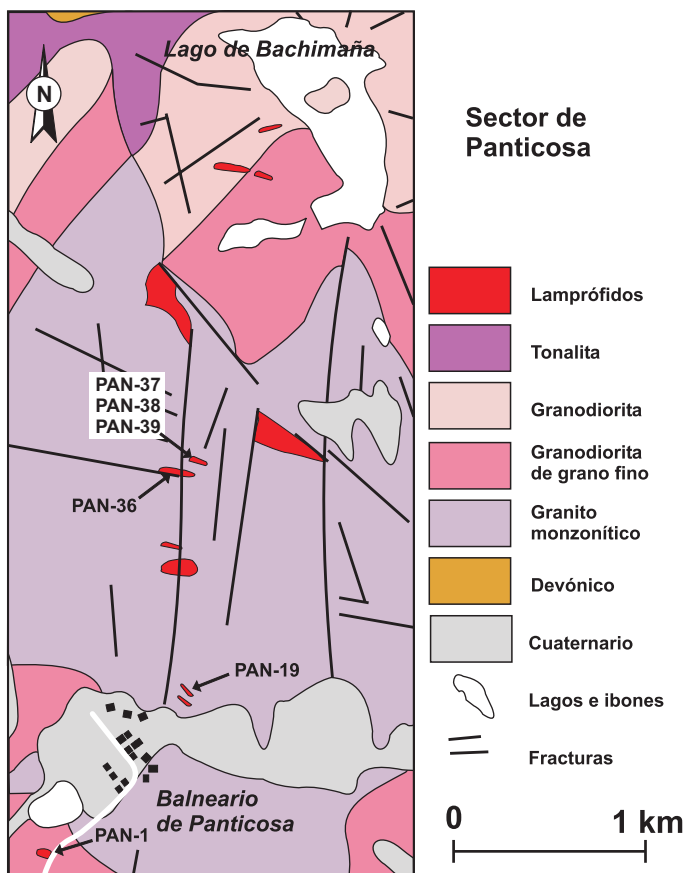
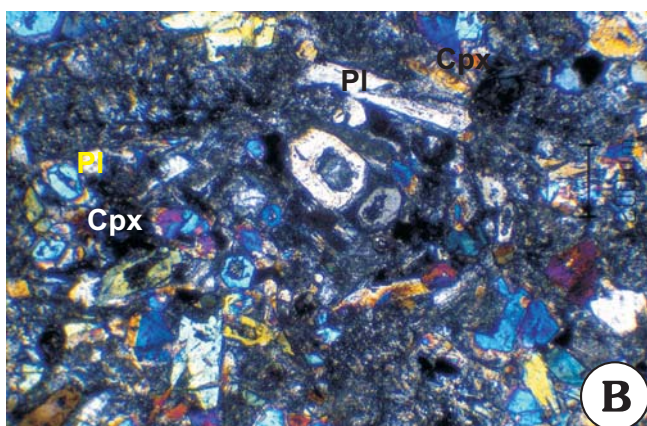
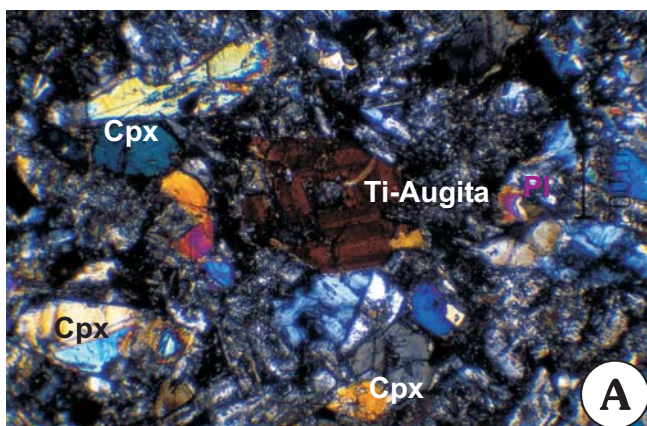


***Lámina 8.***

***Lamprófidos con piroxeno dominante y plagioclasa minoritaria.***

- A).** Fenocristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>1</sub> y Cpx<sub>2</sub>) y plagioclasa (Pl<sub>1</sub>).
  
- B).** Predominio del tamaño fenocristal en clinopiroxenos (Cpx) y en plagioclasas (Pl) frente a los microcristales.
  
- C).** El color rosáceo del clinopiroxeno en nícoles paralelos, es característico de augitas ricas en Ti, como es nuestro caso (*cfr.* capítulo 5 y Anexo I).
  
- D).** Detalle del zonado centro-borde de la Ti-augita en nícoles cruzados.
  
- E).** Cristales de clinopiroxeno rodeados de plagioclasa sericitizada.
  
- F).** Detalle de los cristales de plagioclasa (alterados a sericita) rodeando a una Ti-augita.

# Lámina 8.

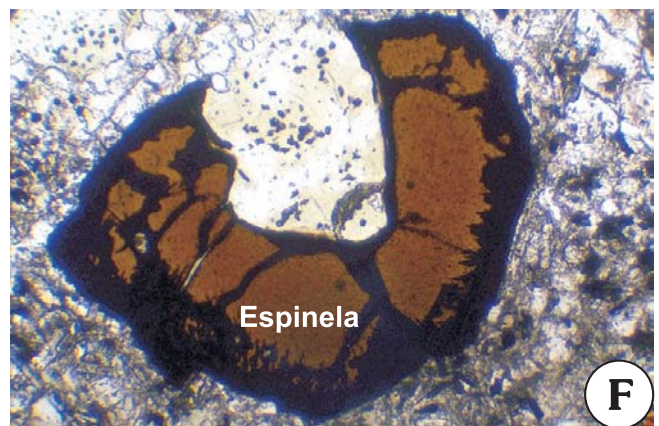
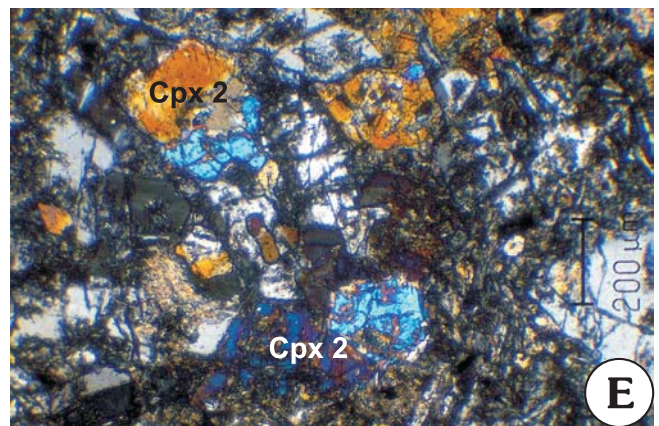
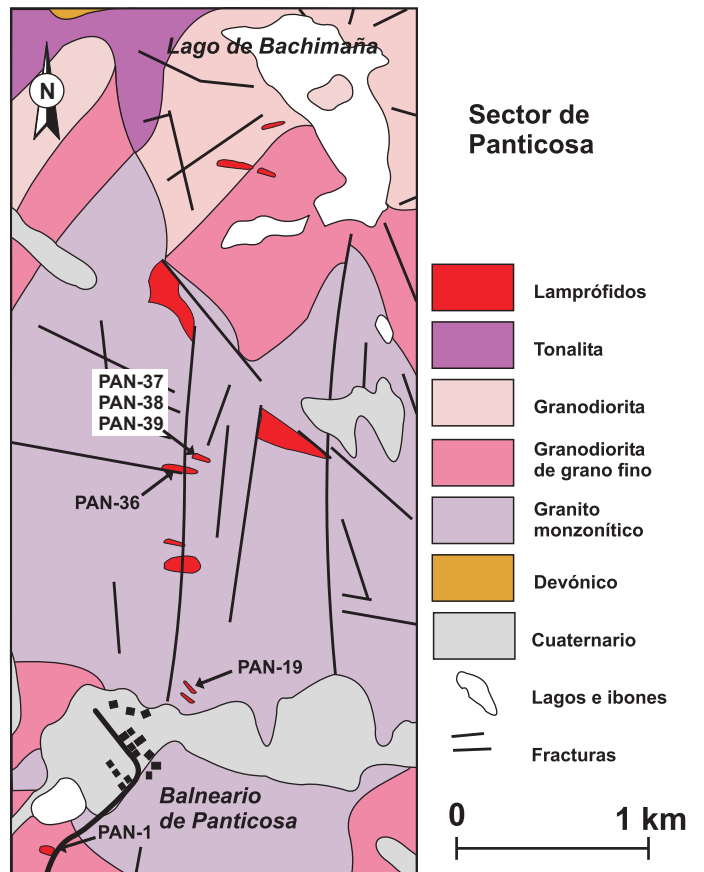
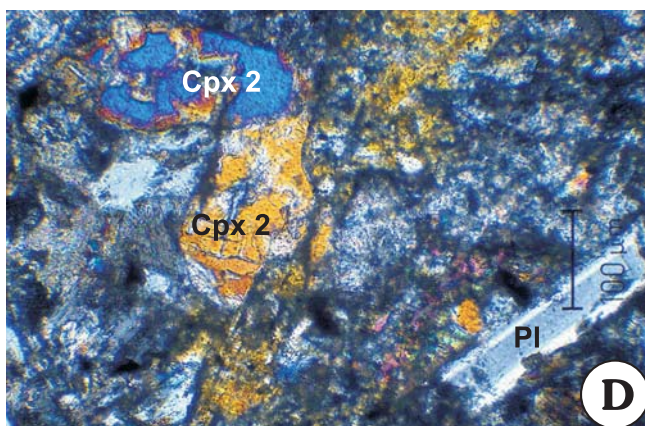
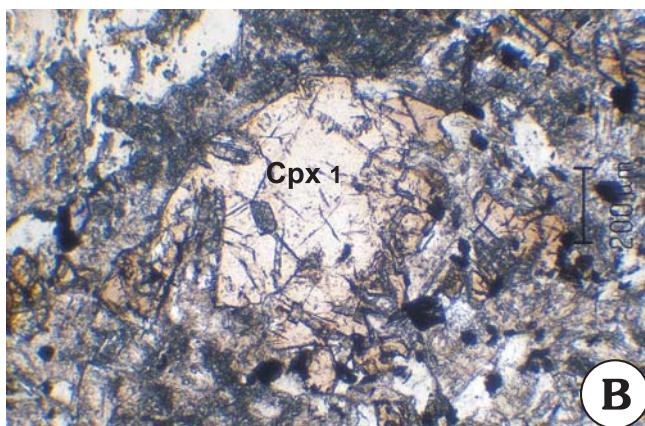
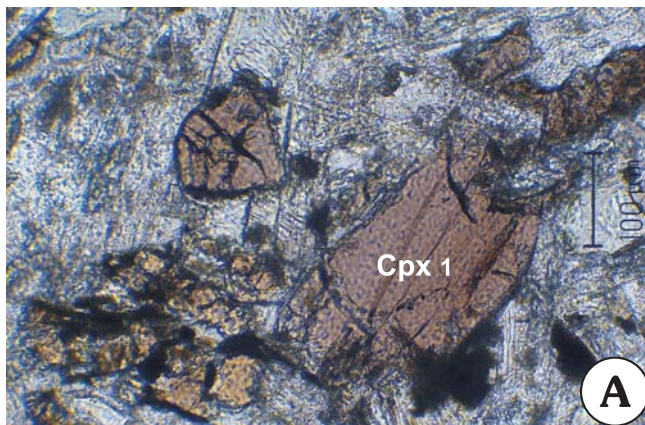


## ***Lámina 9.***

### ***Lamprófidos con piroxeno y plagioclasa.***

- A). Desarrollo de fenocristales de clinopiroxeno con la coloración característica de composiciones ricas en Ti (Cpx<sub>1</sub>).
  
- B). Los fenocristales de Ti-augita (Cpx<sub>1</sub>) se presentan frecuentemente zonados de centro a borde, reflejando el enriquecimiento progresivo en Ti.
  
- C). Desarrollo de microcristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>3</sub>).
  
- D). Microfenocristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>2</sub>) con desarrollo subofítico y cristales de plagioclasa intergranulares.
  
- E). Poiquilitización de microfenocristales de clinopiroxeno (Cpx<sub>2</sub>) por microcristales de plagioclasa (Pl<sub>2</sub>).
  
- F). Espinela aislada rica en la molécula de picotita.

# Lámina 9.



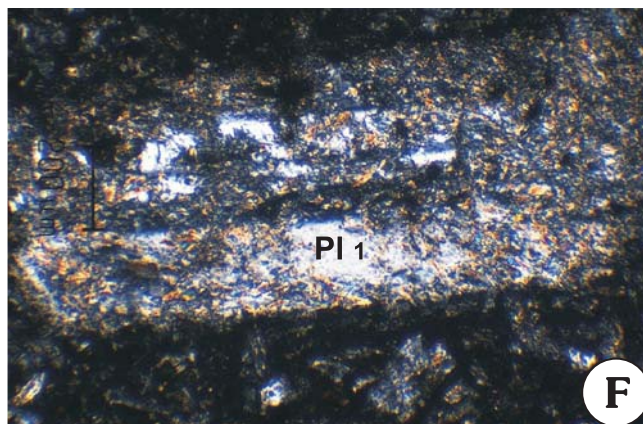
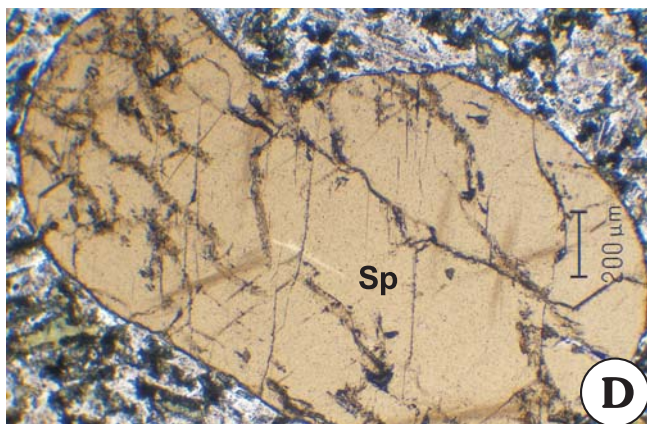
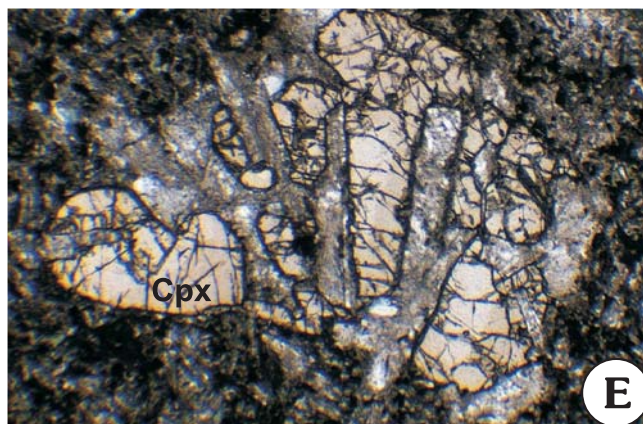
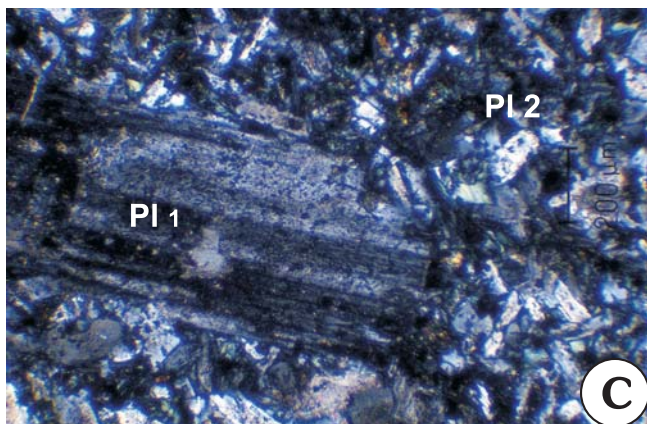
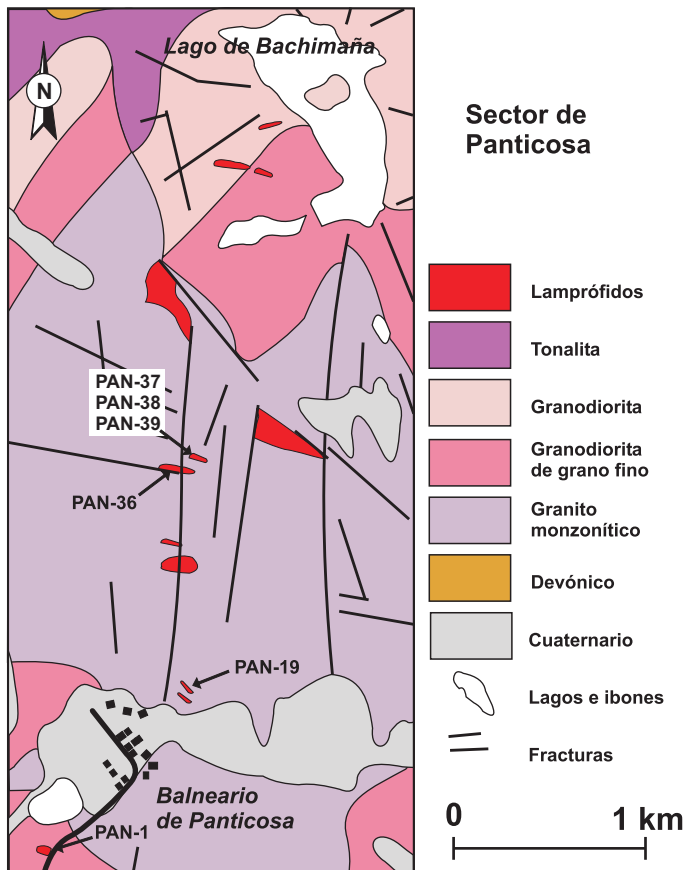
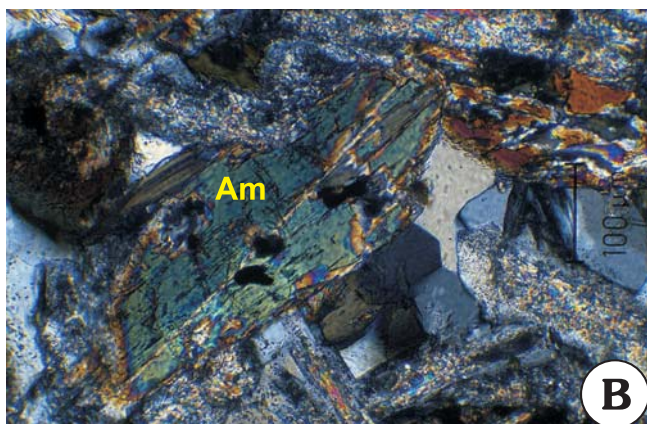
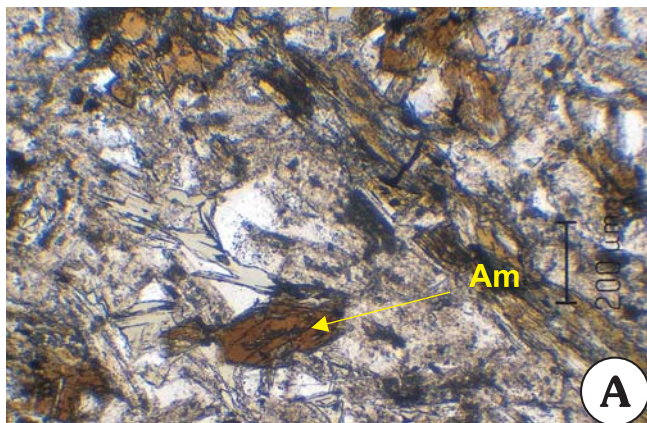
**Lámina 10.**

***Lamprófidos con anfíbol y plagioclasa y lamprófidos con plagioclasa dominante.***

- A). *Lamprófidos con anfíbol y plagioclasa*: fenocristales de anfíbol con desarrollo idiomorfo.
- B). *Lamprófidos con anfíbol y plagioclasa*: textura dolerítica de tamaño de grano medio-fino con seriación del tamaño de los cristales de anfíbol.
- C). *Lamprófidos con anfíbol y plagioclasa*: seriación de tamaños en la plagioclasa, con paso de fenocristales (Pl<sub>1</sub>) a microcristales (Pl<sub>2</sub> y Pl<sub>3</sub>).
- D). *Lamprófidos con anfíbol y plagioclasa*: cristal temprano de kaersutita.
- E). *Lamprófidos con plagioclasa dominante*: un caso aislado de un fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) titanado con cierta zonación de centro-borde.
- F). *Lamprófidos con plagioclasa dominante*: fenocristal de plagioclasa (Pl<sub>1</sub>) alterada a sericita.



# Lámina 10.

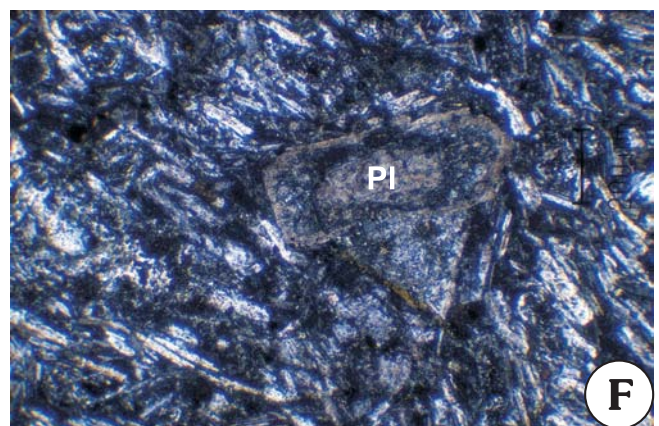
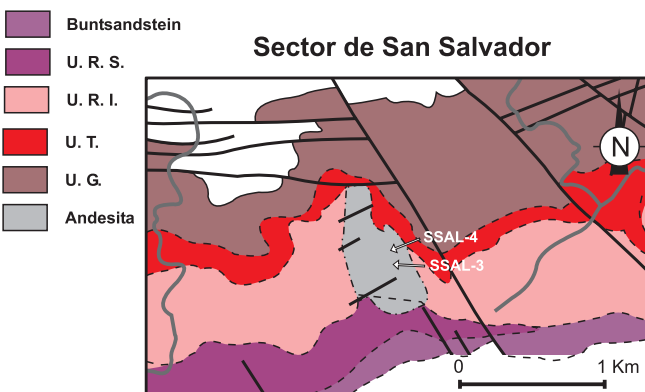
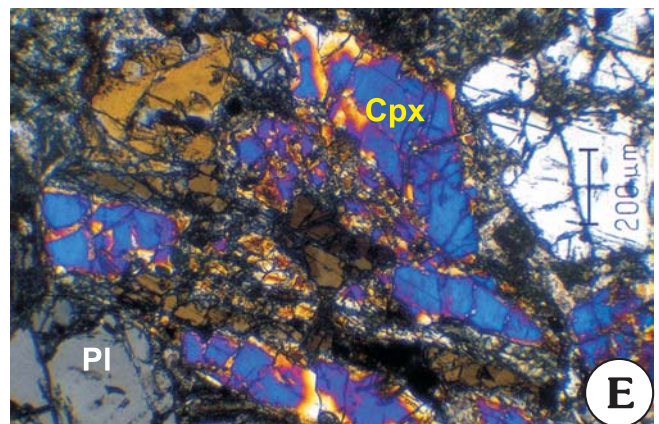
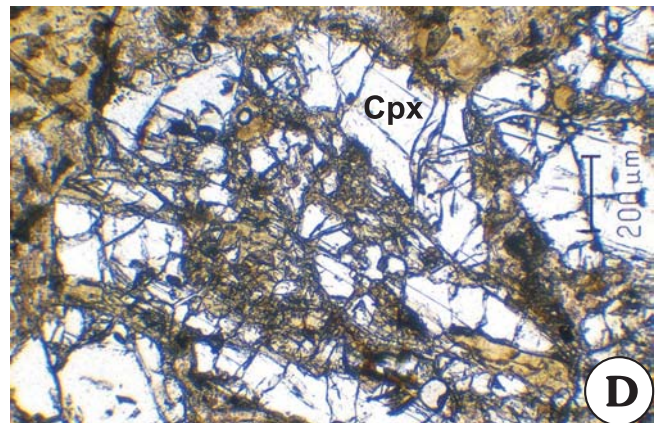
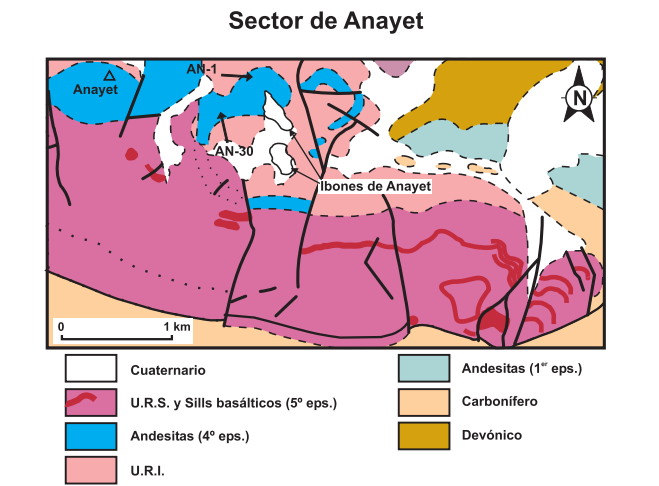
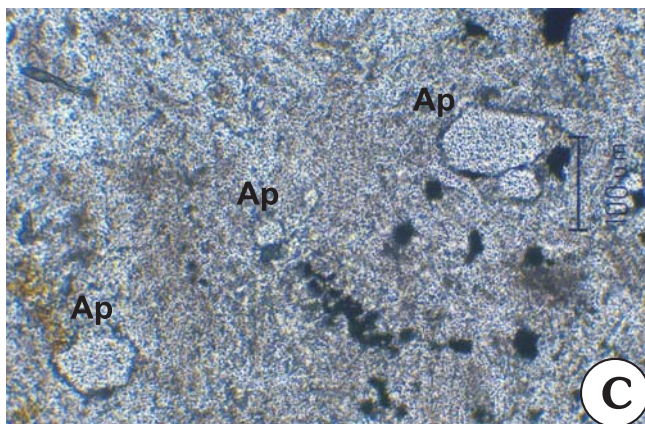
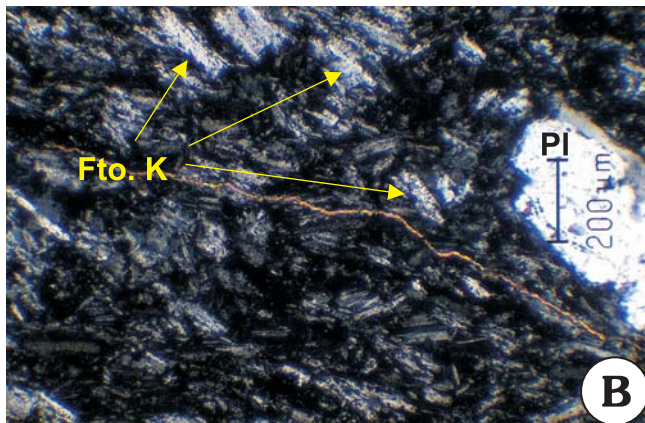
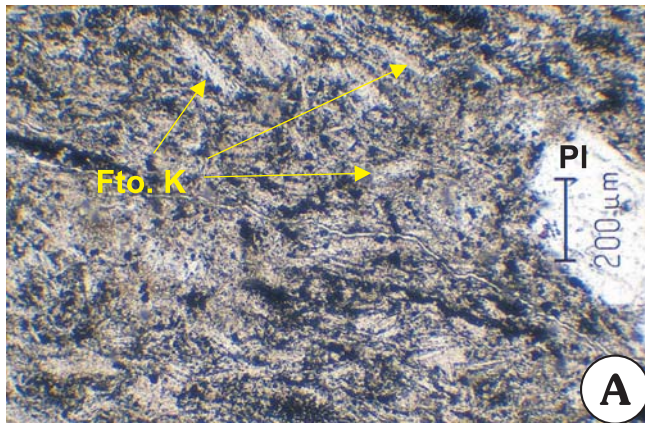


## ***Lámina 11.***

### ***Andesitas y andesitas con piroxeno minoritario.***

- A). *Andesitas*: textura traquítica hipocristalina, en nícoles paralelos, donde podemos observar la alteración generalizada de los feldespatos.
- B). *Andesitas*: foto anterior, ahora en nícoles cruzados, donde se observa la alineación de los microcristales de feldespato potásico, con cierto carácter pilotáxico.
- C). *Andesitas*: cristales idiomorfos de apatito.
- D). *Andesitas con piroxeno minoritario*: en nícoles paralelos, aislados fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) con composiciones pobres en Ti.
- E). *Andesitas con piroxeno minoritario*: en nícoles cruzados, aislados fenocristales de clinopiroxeno (Cpx).
- F). *Andesitas con piroxeno minoritario*: fenocristales zonados de plagioclasa (Pl).

# Lámina 11.



## ***Lámina 12.***

### ***Enclaves.***

**A).** *Enclave de piroxeno y plagioclasa:* golfos de corrosión en cristales de plagioclasa (Pl) junto a cristales de clinopiroxeno pocos titanados.

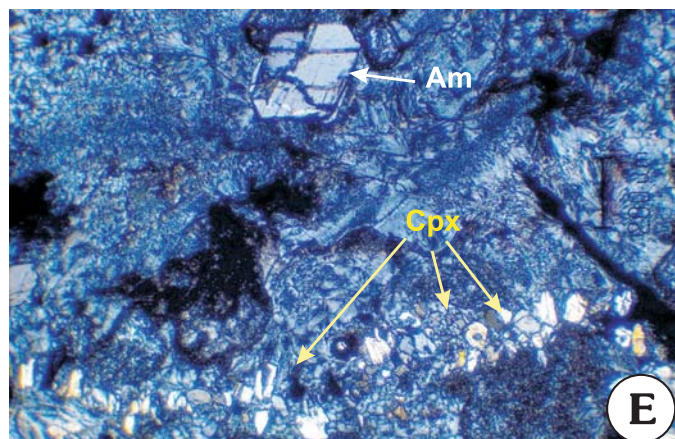
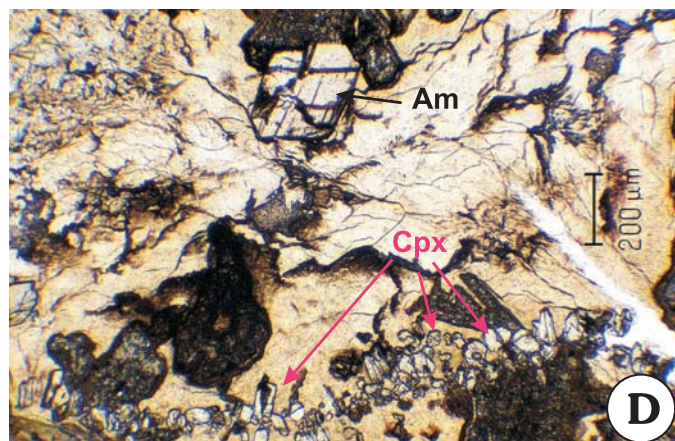
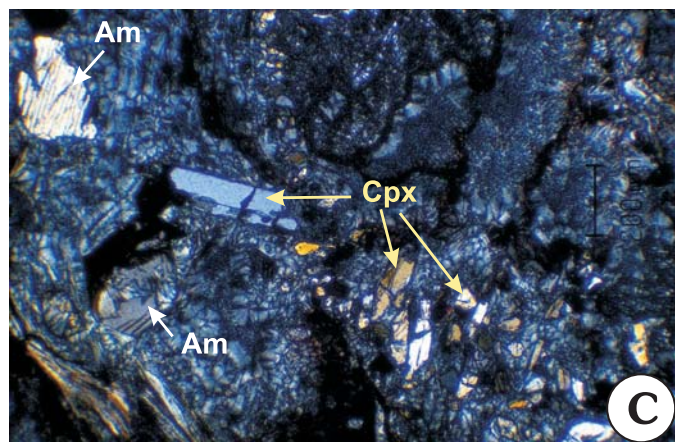
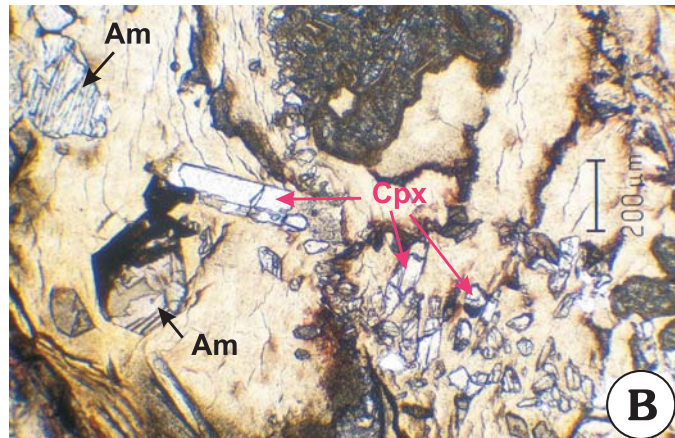
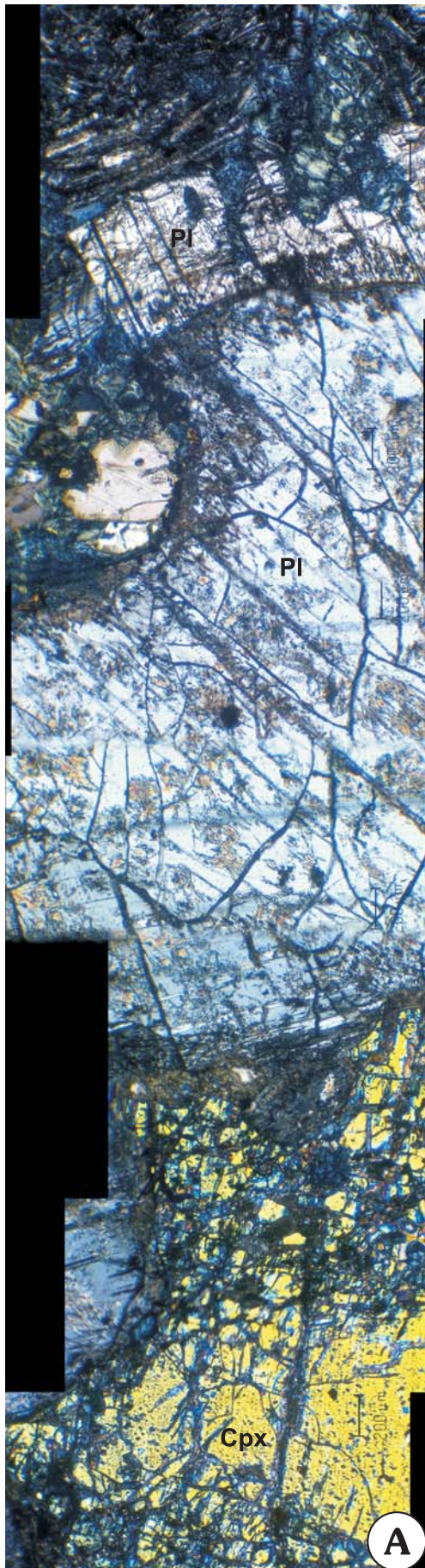
**B).** *Enclave de anfíbol y plagioclasa:* en nícoles paralelos, microcristales de clinopiroxeno (Cpx) poco titanados y cristales idiomorfos de anfíbol (Am).

**C).** *Enclave de anfíbol y plagioclasa:* en nícoles cruzados, microcristales de clinopiroxeno (Cpx) y de anfíbol (Am) no zonados.

**D).** *Enclave de anfíbol y plagioclasa:* en nícoles paralelos, desarrollo de una corona de microcristales de clinopiroxeno (Cpx) cerca del límite del enclave.

**E).** *Enclave de anfíbol y plagioclasa:* en nícoles cruzados, sección basal de un cristal de anfíbol (Am) idiomorfo, al lado de la corona de microcristales de clinopiroxeno (Cpx).

Lámina 12.



5

---

*QUÍMICA MINERAL*

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>5.1. Introducción.</b>	<b>159.</b>
<b>5.2. Plagioclasas.</b>	<b>161.</b>
5.2.1. Características y composición.	161.
5.2.2. Geotermómetros aplicados en plagioclasas.	167.
5.2.3. Consideraciones sobre plagioclasas.	174.
<b>5.3. Piroxenos.</b>	<b>176.</b>
5.3.1. Características y composición.	176.
5.3.2. Evolución del líquido.	183.
5.3.3. Variaciones interelementales a escala mineral.	187.
5.3.4. Geotermómetros aplicados en piroxenos.	195.
5.3.5. Afinidad magmática.	201.
5.3.6. Consideraciones sobre piroxenos.	203.
<b>5.4. Anfíboles.</b>	<b>206.</b>
5.4.1. Características y composición.	206.
5.4.2. Kaersutitas.	208.
5.4.3. Tschermakitas.	209.
5.4.4. Evolución de la cristalización de los anfíboles.	211.
5.4.5. Geotermómetros aplicados en piroxenos.	214.
5.4.6. Consideraciones sobre anfíboles.	216.
<b>5.5. Apatitos.</b>	<b>217.</b>
5.5.1. Composición de los apatitos.	217.
5.5.2. Consideraciones sobre apatitos.	220.

<b>5.6. Espinelas.</b>	<b>221.</b>
5.6.1. <i>Composición de la espinela.</i>	221.
5.6.2. <i>Consideraciones sobre espinelas.</i>	224.
<b>5.7. Óxidos de Fe-Ti.</b>	<b>225.</b>
5.7.1. <i>Composición de los óxidos de Fe-Ti.</i>	225.
5.7.2. <i>Consideraciones sobre los óxidos de Fe-Ti.</i>	228.
<b>5.8. Andradita titanada.</b>	<b>230.</b>
5.8.1. <i>Composición.</i>	230.
5.8.2. <i>Consideraciones sobre la schorlomita.</i>	231.
<b>5.9. Conclusiones.</b>	<b>232.</b>





## 5.1. Introducción

Las asociaciones minerales de los litotipos representativos, en los tres sectores, indican un predominio de fases minerales primarias representadas por un número reducido de especies (plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti). Las fases minerales atribuibles a condiciones tardi-magmáticas son minoritarias, si bien la evolución mineral post-magmática es relativamente amplia (clorita, epidota, carbonato, leucóxeno, etc.) y posiblemente refleja condiciones de formación que pueden ser bastante distantes (deuterismo, hidrotermalismo, etc.) a las condiciones magmáticas y tardi-magmáticas, por lo que su estudio composicional no será considerado.

En este capítulo se expone, en primer lugar, la composición química y condiciones termométricas calculadas para cada una de las fases minerales primarias de los litotipos establecidos y, al final, la composición química de los minerales constituyentes de sus enclaves.

Teniendo en cuenta la alteración generalizada del olivino, sólo presente en algunas rocas del sector occidental, la información extraíble sobre las fases primarias de este magmatismo está limitada al piroxeno, la plagioclasa y los óxidos de Fe-Ti pudiendo añadirse, en algunos litotipos, el anfíbol y la espinela. Estas fases presentan un rango amplio de condiciones de cristalización (p.e., fenocristal, microfenocristal y microcristal) que permite, en los casos más favorables (p.e., el clinopiroxeno), obtener una información suficientemente representativa para el conjunto de los litotipos. En la tabla 5.1 se indican las fases minerales analizadas en los litotipos establecidos de los tres sectores.

<i>Tipo de roca</i>	<b>Litotipo</b>	<b>Muestra</b>	<i>Plagioclasa</i>	<i>Piroxeno</i>	<i>Anfíbol</i>	<i>Óxidos Fe-Ti</i>	<i>Espinela</i>
<i>Basalto</i>	<i>Ol + Cpx + Pl</i>	<i>ELA-33</i>	<i>Si</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>
	<i>Ol + Pl</i>	<i>ELA-1/2</i>	<i>Si</i> <i>albitizada</i>	<i>no tiene</i>	<i>no tiene</i>	<i>no disponible</i>	<i>no tiene</i>
	<i>Cpx + Pl</i>	<i>AN-5</i>	<i>Si</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>
	<i>Pl dominante</i>	<i>AN-8</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>	<i>no tiene</i>	<i>no disponible</i>	<i>no tiene</i>
<i>Dolerita</i>	<i>Cpx + Pl</i>	<i>ELC-8/9/10</i>	<i>Si</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>
	<i>Pl dominante</i>	<i>ELC-1/4/5</i>	<i>Si</i>	<i>Si</i>	<i>no tiene</i>	<i>no disponible</i>	<i>no tiene</i>
<i>Lamprófido</i>		<i>PAN-36/38</i>	<i>Si</i>	<i>Si</i>	<i>Si</i>	<i>no disponible</i>	<i>Si</i>

**Tabla. 5.1.** Fases minerales analizadas por microsonda electrónica en los litotipos establecidos.

Sólo en casos muy aislados, las rocas disponen de las tres fases inalteradas (piroxeno + plagioclasa + óxidos Fe-Ti). Es más común la alteración variable del piroxeno y de la plagioclasa.

En términos metodológicos, la composición química obtenida por microsonda electrónica (*cfr.* capítulo 1) permite abordar la clasificación mineral según las propuestas más actuales, estudiar las posibles sustituciones, abordar el estudio de la evolución del líquido bien considerando los elementos constitutivos de su fórmula mineral o bien sus trazas más representativas. Además, el quimismo de algunas fases minerales (p.e., piroxeno) permite establecer la afinidad magmática, que será contrastada con la obtenida por geoquímica elemental y, cuando sea posible, la composición disponible permitirá abordar estudios complementarios sobre las condiciones redox, las relaciones de equilibrio mineral-líquido, determinar la temperatura empleando los geotermómetros adecuados a las fases minerales consideradas y, en casos muy específicos, inferir las condiciones de presión durante la cristalización. Este abanico de posibilidades podrá ser satisfecho en el caso, concreto, del piroxeno y con limitaciones desiguales en las fases minerales restantes. La selección de los cristales a analizar y la realización de los análisis de las distintas fases minerales responde a los siguientes criterios:

- Presentar la mínima alteración según estudios microscópicos previos.
- Obtener una representación de los litotipos.
- Disponer de una amplia representación espacial.

Como resultado, los análisis de química mineral realizados, son representativos de los litotipos identificados, de los cuales se dispone también de análisis en roca total y son también representativos desde el punto de vista espacial, pues se han realizado análisis en todos los sectores considerados.

Los análisis químicos de minerales aquí considerados se han realizado mediante microsonda electrónica según la metodología y características expuestas en el anexo I.1. Las composiciones indicadas, para cada fase mineral, en el anexo I, satisfacen los criterios previstos en el cálculo de sus fórmulas estructurales respectivas.

La información obtenida en fases minerales de los litotipos es la base para establecer la comparación de este magmatismo, en los sectores considerados, así como para sustentar su afinidad alcalina establecida por criterios de química mineral y de geoquímica elemental.

## 5.2. Plagioclasa

### 5.2.1. Características y composición.

La plagioclasa es, según se indicó (capítulo 4), la fase mineral más abundante (rango del 60-80% modal) en todos los litotipos. Según criterios texturales esta fase cristaliza poco después del olivino, siendo anterior al clinopiroxeno en los litotipos con las tres fases coexistentes. Precede al piroxeno en rocas con ambas fases desarrollándose según una evolución común y sus condiciones de presión y temperatura serán consideradas, en este apartado, para los diversos litotipos.

Los valores obtenidos en cada roca, comprenden una selección de cristales lo más inalterados posibles, que representan toda la historia de cristalización de esta fase, desde los fenocristales (Pl<sub>1</sub>) a los microlitos (Pl<sub>3</sub>), con una amplia variedad de microfenocristales (Pl<sub>2</sub>). En algunos casos, se han realizado barridos desde el centro hasta el borde del cristal procurándose que exista una proporción igual, o muy próxima, del número de puntos de análisis respecto al área del cristal. Las composiciones obtenidas se indican en las Tablas II-1 a II-16 del Anexo II.

En términos generales el rango de composición es de An<sub>68-31</sub> que supone una pauta de variación gradual en los litotipos con, a su vez, un enriquecimiento progresivo en K<sub>2</sub>O (molécula de Or) para las composiciones más diferenciadas. Los valores obtenidos para los diversos litotipos de basaltos, en doleritas y en lamprófidos se indican en las figuras 5.1, 5.2 y 5.3 respectivamente.

Entre los elementos no estructurales en la plagioclasa, podemos destacar los contenidos en Fe (FeO<sub>total</sub> < 1%), elemento que se puede incorporar a este mineral, bien en sustitución del Al o del Ca, según se trate de Fe<sup>3+</sup> o de Fe<sup>2+</sup> respectivamente; estos valores bajos de FeO<sub>total</sub> implican que la plagioclasa no representa una fase capaz de fraccionar significativamente este elemento del líquido. En los cristales de

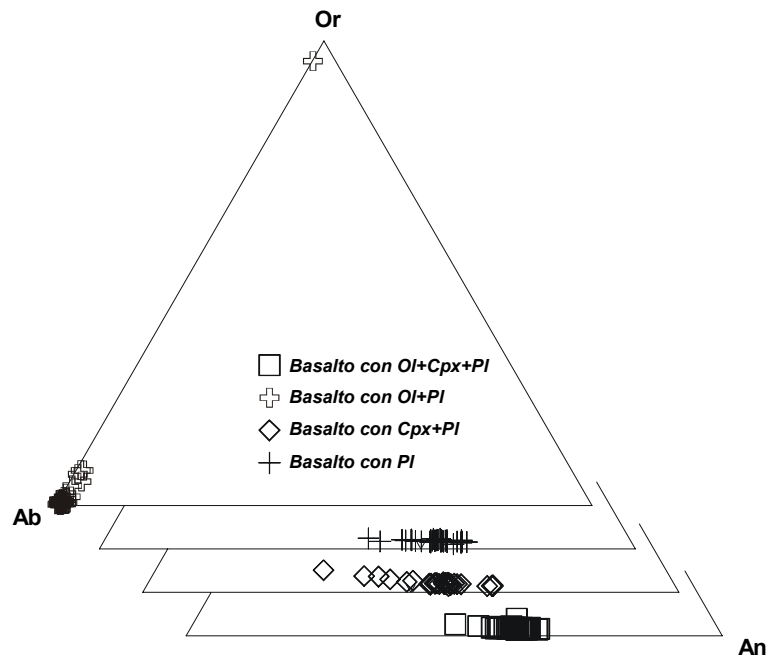


Fig. 5.1. Clasificación de las plagioclasas analizadas en los litotipos basálticos.

plagioclasa algo alterados o albitizados, este contenido en Fe puede ser responsable de la formación de granos submicroscópicos de aspecto opaco que, junto con los habituales de hidróxidos de aluminio generados por un proceso de hidrólisis, producen el “enturbiamiento” característico que presentan dichos cristales.

Los contenidos de MnO (< 0.1%), de TiO<sub>2</sub> (< 0.05%) y de BaO (< 0.2%) son poco importantes y ligeramente algo más altos los de SrO (< 0.3 %). Estos contenidos bajos en Ba y Sr impiden precisar la importancia de las sustituciones Ba ⇌ K y Sr ⇌ Ca. El comportamiento de estos elementos traza, en microfenocristales de diversos litotipos, puede aportar cierta información sobre las condiciones de cristalización.

En este contexto, es reseñable la pauta mostrada por las plagioclasas del litotipo *basaltos con olivino + plagioclasa* (muestra ELA-1, datos en Tablas II-1 a II-3 del Anexo II, y perfil centro a borde del cristal en la figura 5.4), con una composición albitica (secundaria como se verá posteriormente), que muestran composiciones muy constantes; las escasas variaciones en el perfil se relacionan con el desarrollo de

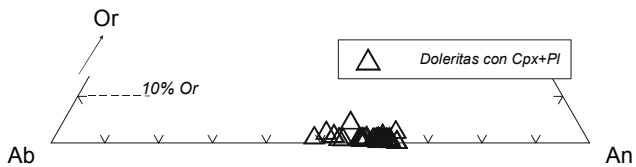


Fig. 5.2. Clasificación de las plagioclasas analizadas en las doleritas.

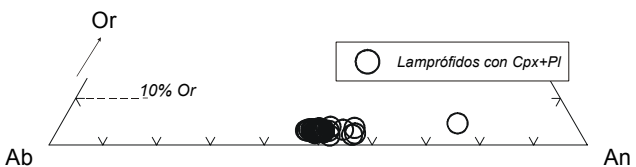


Fig. 5.3. Clasificación de las plagioclasas analizadas en los lamprófidos.

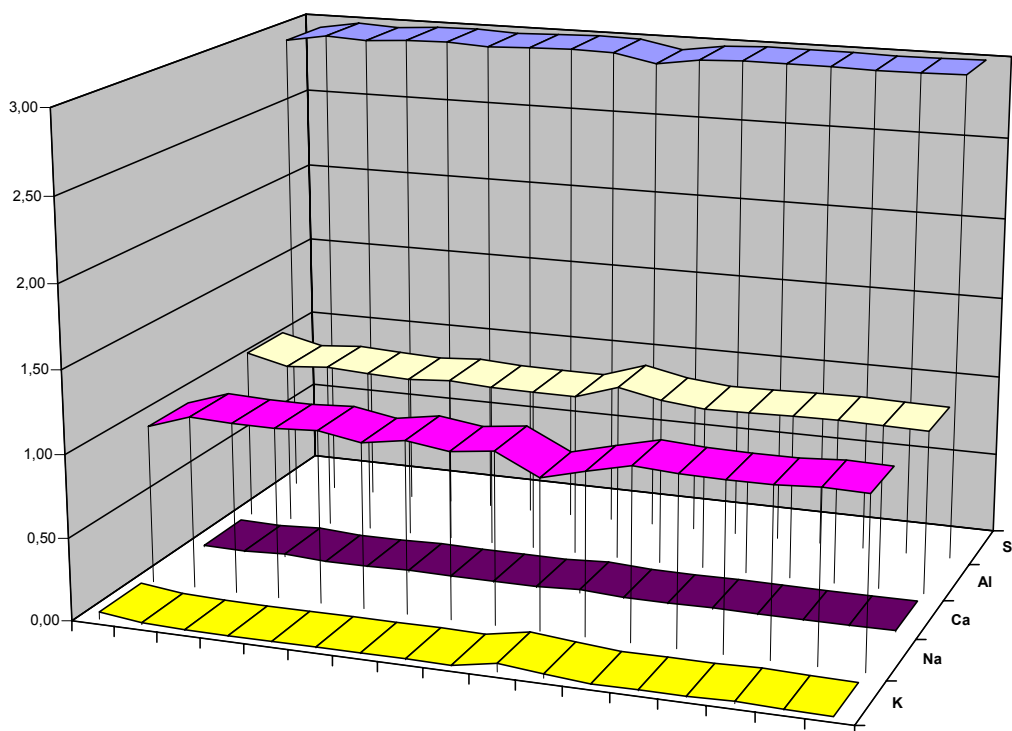
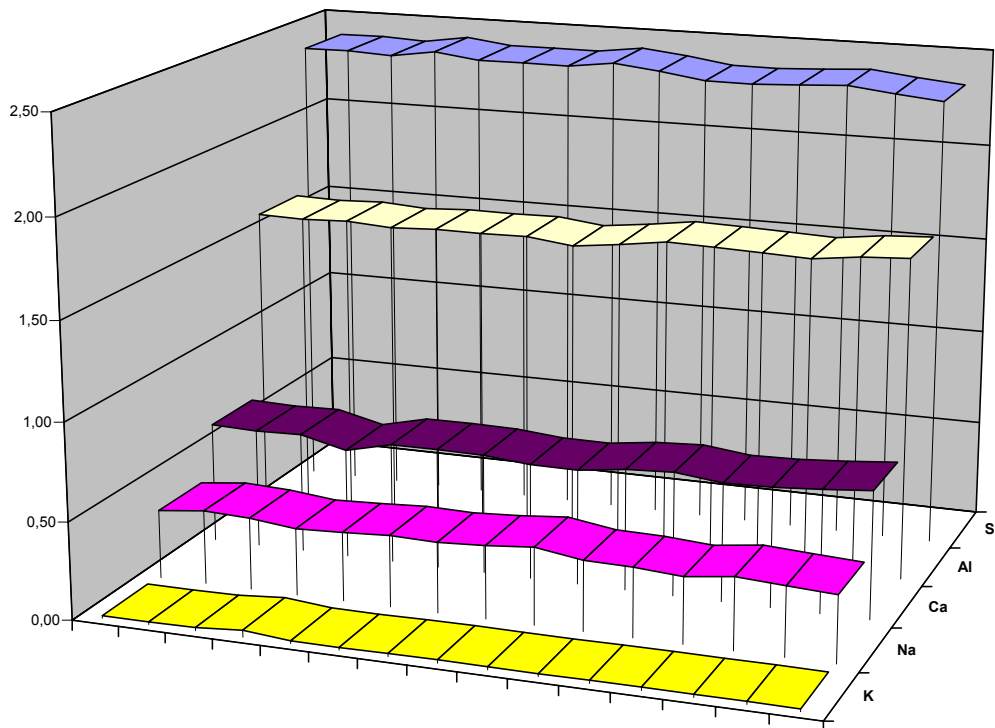


Fig. 5.4. Perfil realizado de centro (a la izquierda) a borde en un cristal de plagioclasa de la muestra ELA-1, correspondiente con el litotipo de *basaltos con Ol+Pl* (datos composicionales en las Tablas II.1 a II.3 del Anexo II). Valores en cationes por unidad de fórmula.

las sustituciones acopladas  $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$  y  $\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$ , si bien en algunos puntos (puntos 10 y 11 del perfil) es el K el que sustituye al Ca y no el Na.

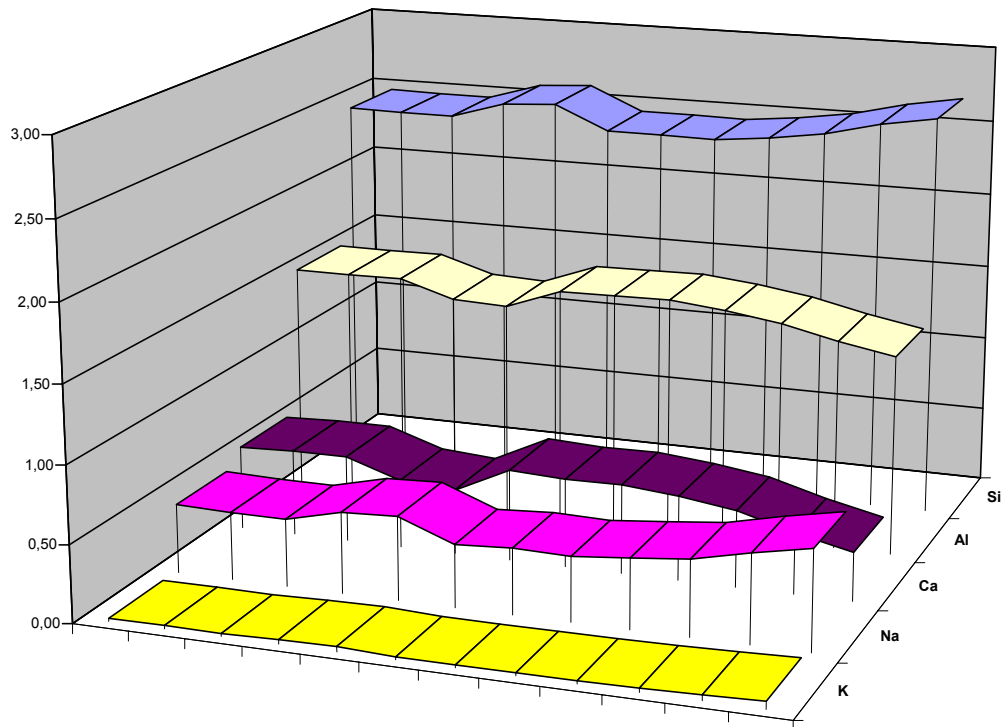
En los *basaltos con olivino + clinopiroxeno + plagioclasa* (muestra ELA-33, análisis en Tablas II-4 y II-5 del Anexo II y perfil del centro al borde en la figura 5.5) las pautas de concentración muestran variaciones muy escasas sugiriendo unas condiciones uniformes de cristalización, coincidentes con las variaciones muy pequeñas del % An.



**Fig. 5.5.** Perfil realizado de centro (izda. del gráfico) a borde (dcha.) en un cristal de plagioclasa de la muestra ELA-33, correspondiente con el litotipo de *basaltos con Ol+Cpx+Pl* (datos composicionales en las Tablas II.4 y II.5 del Anexo II). Valores en cationes por unidad de fórmula.

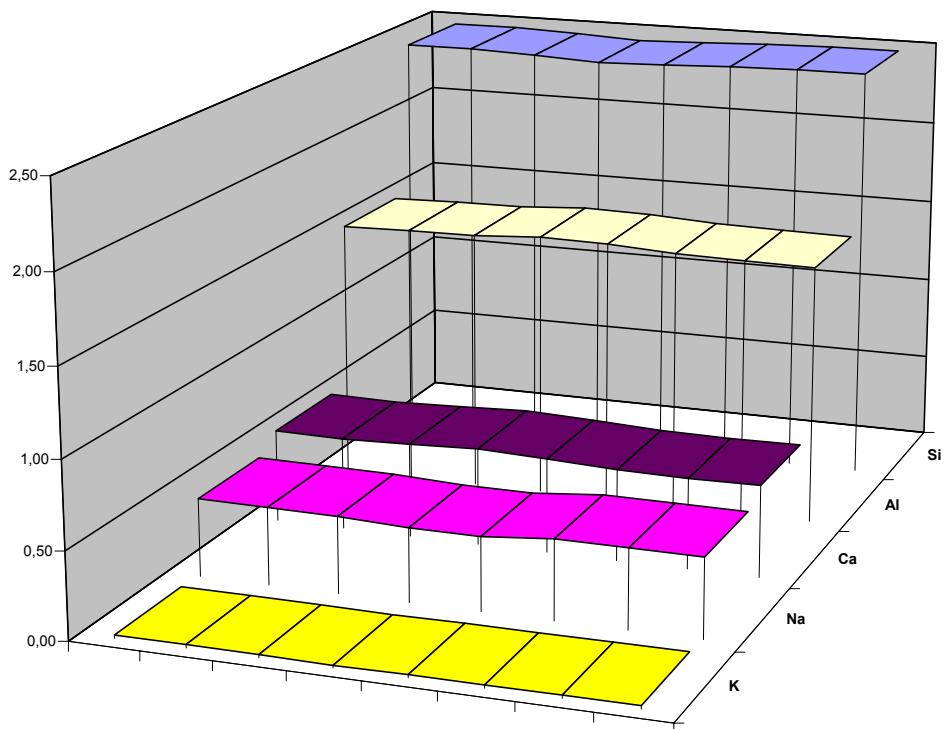
El perfil realizado (figura 5.6), en plagioclasa de una muestra del litotipo *basaltos con clinopiroxeno + plagioclasa* (muestra AN-5, análisis en las Tablas II-6 y II-7 del Anexo II) permite apreciar el zonado de dicho cristal, con dos ciclos de enriquecimiento en Na del centro al borde y, aunque siempre en valores bajos, la asociación del K a los aumentos en la concentración de Na. Un microfenocristal ( $\text{Pl}_2$ ) de igual roca (análisis en Tabla II-7 y Anexo II) muestra (Fig. 5.7) presenta escasas variaciones de concentración centro-borde.

En los fenocristales de los diques doleríticos con clinopiroxeno y plagioclasa (muestra ELC-1, análisis en las Tablas II-11 y II-12 en Anexo II) las pautas observadas son similares al caso anterior, mostrando un escaso zonado (Fig. 5.8). Por último, los microfenocristales de los lamprófidos con clinopiroxeno y plagioclasa (muestra PAN-38, análisis en Tablas II-13 y II-14 y Anexo II) muestran pautas con un ligero zonado, que muestran buena correspondencia en la sustitución Ca-Na; es reseñable que las ligeras anomalías positivas en la pauta del Fe se

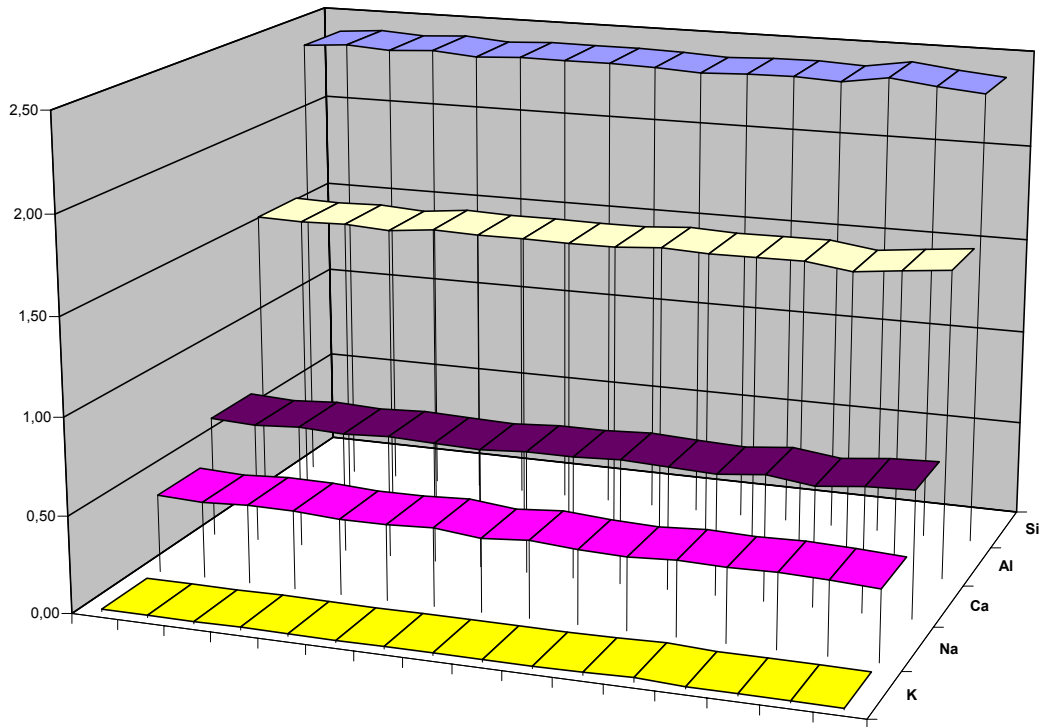


**Fig. 5.6.** Perfil realizado de centro a borde en un fenocristal de plagioclasa de la muestra AN-5, correspondiente con el litotipo de *basaltos con Cpx+Pl* (datos composicionales en las Tablas II.6 y II.7 del Anexo II). Valores en cationes por unidad de fórmula.

corresponden con valores algo más elevados de Ca y Al, a los que el Fe puede sustituir (Fig. 5.9).

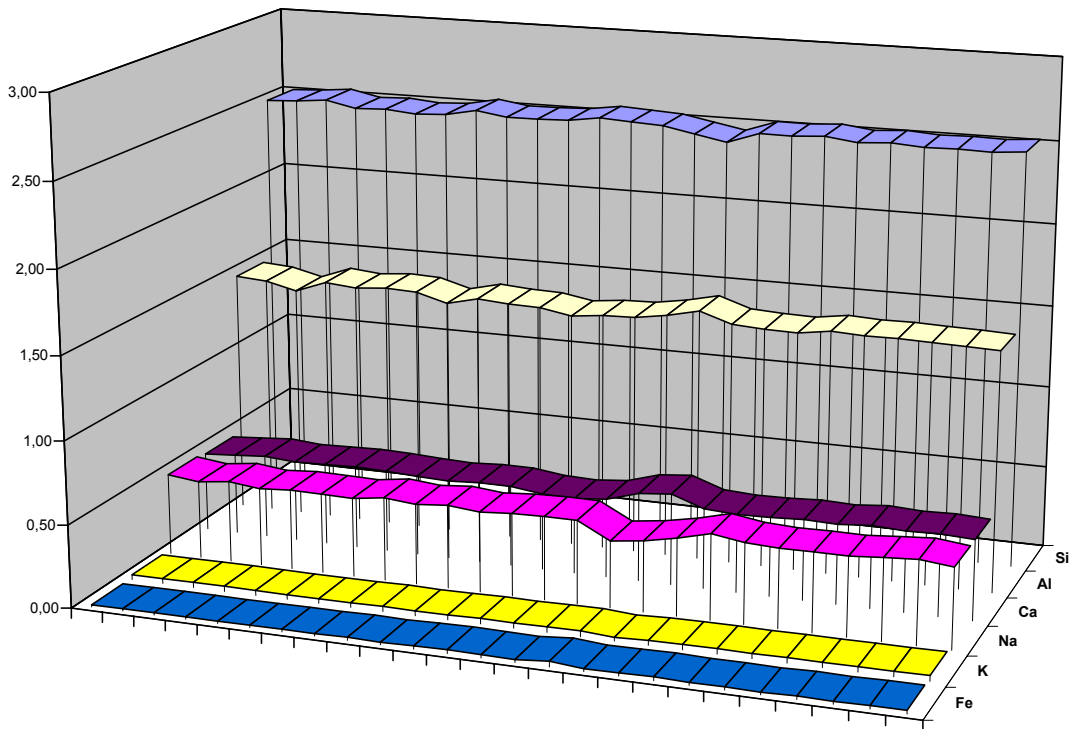


**Fig. 5.7.** Perfil realizado de centro a borde en un microfenocristal de plagioclasa de la muestra AN-5, correspondiente con el litotipo de *basaltos con Cpx+Pl* (datos composicionales en la Tabla II.7 del Anexo II). Valores en cationes por unidad de fórmula.



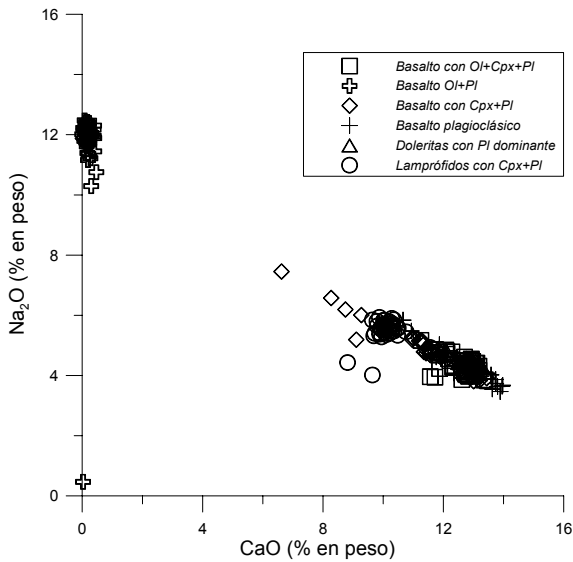
**Fig. 5.8.** Perfil realizado de centro a borde en un fenocristal de plagioclasa de la muestra ELC-1, correspondiente con el litotipo de *doleritas con Cpx+Pl* (datos composicionales en las Tablas II.11 a II.12 del Anexo II). Valores en cationes por unidad de fórmula.

El enriquecimiento gradual en % Ab conforme avanza la cristalización resulta manifiesto, para el conjunto de las rocas, en el rango composicional Ab<sub>31-64</sub> (Tablas

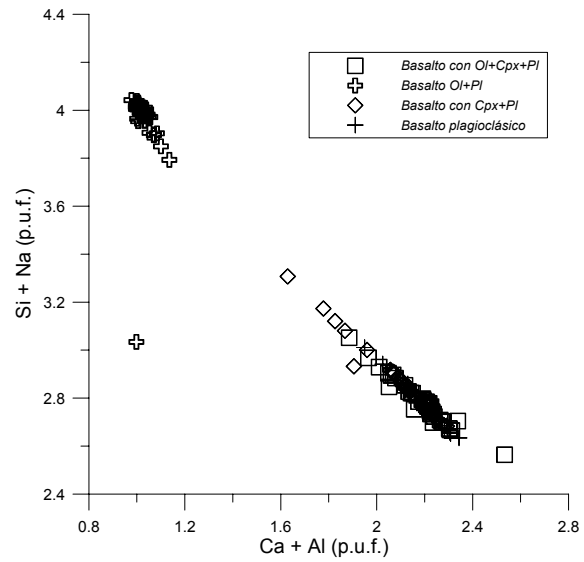


**Fig. 5.9.** Perfil realizado de centro a borde en un fenocristal de plagioclasa de la muestra PAN-38, correspondiente con el litotipo de *lamprófidos con Cpx+Pl* (datos composicionales en las Tablas II.13 a II.14 del Anexo II). Valores en cationes por unidad de fórmula.



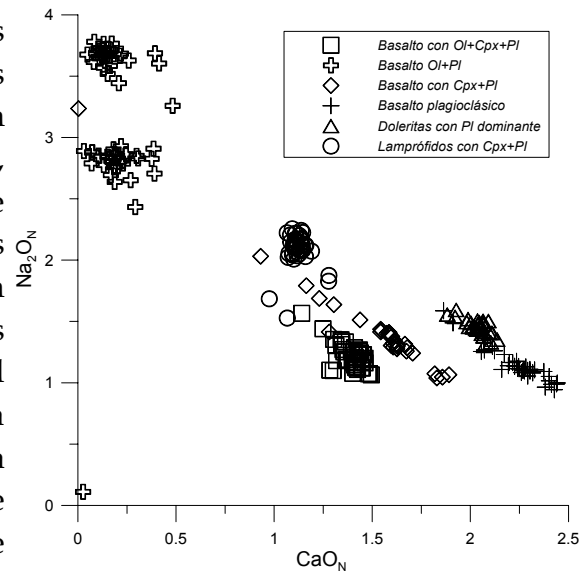


**Fig. 5.10.** Relación entre el CaO y Na<sub>2</sub>O en las plagioclasas analizadas en los litotipos considerados.



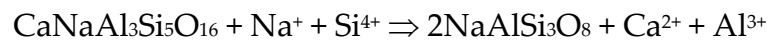
**Fig. 5.11.** Relación entre los principales cationes constituyentes de la plagioclasa (Si, Al, Ca y Na) en los litotipos basálticos y doleríticos.

II-1 a II-16) existiendo así, una relación directa entre el descenso de CaO y el aumento de Na<sub>2</sub>O para cada cristal individual, justificada por la sustitución acoplada de Ca+Al por Si+Na, característica de los feldespatos calco-sódicos, para un amplio número de rocas representativas de los litotipos (Fig. 5.10 y 5.11); en estas mismas figuras resulta patente que las composiciones albiticas en el litotipo de *basalto con olivino + plagioclasa* responden a un proceso de albitización y no a una cristalización ígnea, pues tienden a quedar desalineadas respecto al resto, de las que se separan por una discontinuidad composicional muy marcada. Las relaciones Na<sub>2</sub>O vs. CaO, en valores normalizados respecto a los valores de estos elementos en las respectivas rocas totales (Fig. 5.12), definen pautas planares con pendiente de tipo 1:1, lo que sugiere que las proporciones primarias de Ca y Na estuvieron controladas directamente por las proporciones de dichos elementos en el magma. Por otra parte, existe una buena correspondencia entre la posición relativa de cada una de las pautas con el porcentaje modal de plagioclasa en las rocas, según se puede identificar desde el basalto plagioclásico (pauta con mayor contenido en Ca normalizado) al *basalto con olivino + clinopiroxeno + plagioclasa* (pauta con valor menor).



**Fig. 5.12.** Relación entre CaO y Na<sub>2</sub>O normalizados frente a roca total, en los litotipos considerados.

La albitización es característica en los basaltos olivínico-plagioclásicos (Figs. 5.11 y 5.12). El alto contenido en albita de estas plagioclasas se ve acompañado además por sus abundantes inclusiones fluidas, así como por una destacada proporción de vesículas en la roca; considerando estos datos en su conjunto, puede invocarse que la albitización de la plagioclasa tuvo lugar bajo condiciones relativamente enriquecidas en volátiles, asociada a un descenso de temperatura. El proceso final, indicativo de una cierta espilitización puede involucrar una reacción del tipo:

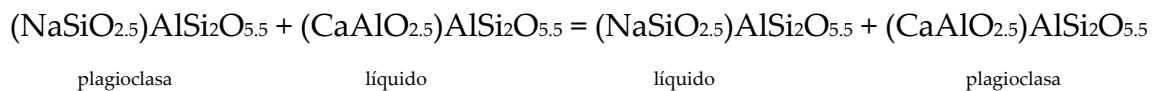


que puede explicar la asociación directa de la albita con calcita entrecrecida entre la plagioclasa, así como con epidota y clorita.

## 5.2. 2. Geotermómetros aplicados en plagioclasas

### 5.2.2.1. Geotermómetro de Plagioclasa-líquido.

La relación que existe entre la composición de la plagioclasa (% de la molécula de An) en equilibrio con el líquido y la temperatura del sistema, para una presión de H<sub>2</sub>O determinada, permite inferir la temperatura de cristalización de la plagioclasa en un sistema ígneo. Así, mediante un estudio empírico, Kudo y Weill (1970) calibraron un geotermómetro plagioclasa-líquido a partir de la reacción de intercambio:



En dicho estudio, se pone de manifiesto la influencia de la presión de H<sub>2</sub>O del fundido en la temperatura de cristalización de la plagioclasa, que puede llegar a suponer un descenso de 300° K para la misma composición del equilibrio plagioclasa-líquido. Estos autores propusieron cuatro ecuaciones que permiten estimar la temperatura de cristalización de la plagioclasa, en función de su composición y la del líquido coexistente, para diferentes condiciones de presión de H<sub>2</sub>O en el sistema:

<i>Curva de regresión</i>	<i>Presión de H<sub>2</sub>O en el sistema</i>
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 10.34 \times 10^{-3} T - 17.24$	$P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.0 \text{ kb}$
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 11.05 \times 10^{-3} T - 17.86$	$P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5 \text{ kb}$
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 11.14 \times 10^{-3} T - 17.67$	$P_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0 \text{ kb}$
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 12.18 \times 10^{-3} T - 16.63$	$P_{\text{H}_2\text{O}} = 5.0 \text{ kb}$

**Tabla 5.2.** Curvas de regresión del geotermómetro de Kudo y Weill (1970) según distintos contenidos de H<sub>2</sub>O en el sistema considerados.

donde las variables  $\lambda$ ,  $\sigma$  y  $\phi$  dependen de la composición de la plagioclasa y del

líquido en equilibrio:

<i>Variable</i>	<i>Expresión</i>
$\lambda = (X_{Na}X_{Si}/X_{Ca}X_{Al})_{líq}$	en proporciones de óxidos
$\phi' = (X_{Ca} + X_{Al} - X_{Na} - X_{Si})_{líq}$	en proporciones de óxidos
$\sigma = X_{Ab}/X_{An}$	Términos finales de composición de la plagioclasa

**Tabla 5.3.** Variables consideradas en el geotermómetro de Kudo & Weill (1970).

El geotermómetro plagioclasa-líquido es aplicable a cualquier sistema ígneo donde se puedan medir las composiciones de la plagioclasa y del líquido coexistente. Así, es especialmente útil en rocas hipoabisales o extrusivas de enfriamiento rápido. El error promedio estimado para este geotermómetro es de  $\pm 1^\circ$  K con una desviación estándar de  $34^\circ$ ; esta dispersión de  $\pm 34^\circ$  sólo supone una desviación, en un equilibrio real, de  $\pm 0.037$  en la proporción de la molécula de An. Pese a la buena precisión de esta calibración, las temperaturas inferidas son, en general, algo más elevadas que las obtenidas por medición directa y por medio de otros geotermómetros considerados como fiables (Cebriá, 1992). De tal manera, algunos autores han propuesto otras calibraciones que intentan corregir esas divergencias.

<i>Calibración</i>	<i>PH<sub>2</sub>O en el sistema</i>	<i>Autor</i>
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 11.76 \times 10^{-3} T - 19.01$	PH <sub>2</sub> O = 0.0 kb	
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 9.87 \times 10^{-3} T - 15.21$	PH <sub>2</sub> O = 0.5 kb	Mathez (1973)
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 9.60 \times 10^{-3} T - 15.76$	PH <sub>2</sub> O = 1.0 kb	
$\ln(\lambda/\sigma) + 1.29 \times 10^{-4} (\phi'/T) = 12.48 \times 10^{-3} T - 20.31$	PH <sub>2</sub> O = 0.0 kb	Drake (1976)

**Tabla 5.4.** Calibraciones de Mathez (1973) y Drake (1976) para el geotermómetro de Kudo & Weill (1970).

#### 5.2.2.2. Resultados obtenidos.

Para la aplicación del geotermómetro de plagioclasa-líquido se han considerado composiciones de plagioclasa tanto en fenocristales como en microcristales/microlitos y la composición de la roca que los contiene ha sido utilizada como composición representativa del fundido en equilibrio. Este hecho supone que no se está analizando el equilibrio puntual plagioclasa-líquido, sino que se toma una composición promedio del líquido para composiciones de plagioclasa que van, en el caso de algunos fenocristales, desde el centro del cristal (composiciones tempranas  $\rightarrow$  temperatura más elevada) hasta el borde (composición tardía  $\rightarrow$  temperatura menor). No ocurre lo mismo en el caso de los microcristales, cuya cristalización tiene lugar en un periodo de tiempo mucho más corto.

Las temperaturas (valor promedio y rango) obtenidas en los distintos litotipos considerados, mediante las calibraciones citadas anteriormente, se indican en la Tabla 5.5.

Litotipo	Muestra	Basalto				Dolerita		Lamprófido	
		<i>Ol+Cpx+Pl</i>	<i>Cpx+Pl</i>		<i>Pl</i>		<i>Cpx dominante</i>	<i>Pl dominante</i>	
Calibración	<i>PH<sub>2</sub>O</i>	<i>ELA-33</i> ( <i>Fxl</i> )	<i>AN-5</i> ( <i>Fxl</i> )    ( <i>ml</i> ) <i>An</i> <sub>58-31</sub> <i>An</i> <sub>65-56</sub>		<i>AN-8</i> ( <i>Fxl</i> )    ( <i>ml</i> ) <i>An</i> <sub>57-52</sub> <i>An</i> <sub>67-64</sub>		<i>ELC-10</i>	<i>ELC-1</i>	<i>PAN-38</i>
I	máximo	1183	1077	1111	1071	1124	1048	1105	1063
	promedio	<b>1166</b>	<b>1038</b>	<b>1080</b>	<b>1064</b>	<b>1117</b>	<b>1036</b>	<b>1088</b>	<b>1028</b>
	0.0 kb mínimo	1117	922	1020	1038	1108	1018	1068	1011
II	máximo	1152	1060	1089	1055	1100	1036	1084	1049
	promedio	<b>1138</b>	<b>1028</b>	<b>1063</b>	<b>1049</b>	<b>1094</b>	<b>1026</b>	<b>1069</b>	<b>1019</b>
	0.0 kb mínimo	1096	931	1012	1027	1087	1011	1053	1005
III	máximo	1179	1096	1122	1091	1132	1073	1117	1085
	promedio	<b>1165</b>	<b>1066</b>	<b>1098</b>	<b>1085</b>	<b>1127</b>	<b>1064</b>	<b>1104</b>	<b>1058</b>
	0.0 kb mínimo	1126	979	1052	1066	1120	1051	1089	1046
IV	máximo	1183	1077	1111	1071	1124	1048	1105	1063
	promedio	<b>1166</b>	<b>1038</b>	<b>1080</b>	<b>1064</b>	<b>1117</b>	<b>1036</b>	<b>1088</b>	<b>1028</b>
	0.5 kb mínimo	1117	922	1020	1038	1108	1018	1068	1011
V	máximo	928	771	815	763	832	731	807	752
	promedio	<b>909</b>	<b>724</b>	<b>774</b>	<b>753</b>	<b>823</b>	<b>713</b>	<b>785</b>	<b>701</b>
	0.5 kb mínimo	853	610	690	716	812	686	759	676
VI	máximo	1102	997	1029	991	1041	969	1023	983
	promedio	<b>1086</b>	<b>960</b>	<b>999</b>	<b>984</b>	<b>1034</b>	<b>958</b>	<b>1007</b>	<b>950</b>
	1.0 kb mínimo	1040	850	943	960	1026	941	988	935
VII	máximo	1130	1004	1043	997	1058	970	1036	987
	promedio	<b>1110</b>	<b>957</b>	<b>1007</b>	<b>988</b>	<b>1050</b>	<b>955</b>	<b>1016</b>	<b>945</b>
	1.0 kb mínimo	1055	816	937	958	1040	934	993	926
VIII	máximo	841	700	737	693	751	666	730	684
	promedio	<b>825</b>	<b>652</b>	<b>702</b>	<b>684</b>	<b>743</b>	<b>652</b>	<b>712</b>	<b>642</b>
	5.0 kb mínimo	778	483	633	654	734	630	690	622

**Tabla 5.5.** Temperaturas de cristalización de la plagioclasa en los litotipos considerados, obtenidas mediante el termómetro de Kudo y Weill (1970). Las calibraciones I, IV, VI y VIII corresponden con las propuestas por Kudo y Weill (1970); las calibraciones II, V y VII son de Mathez (1973); finalmente, la calibración III es de Drake (1976).

Este geotermómetro es muy sensible a variaciones en el contenido en Ca y Na de la plagioclasa, mientras que es prácticamente insensible a variaciones de Si y Al (Drake, 1976). De la misma manera, el contenido de H<sub>2</sub>O considerado para el

fundido en equilibrio, tiene una influencia considerable (Kudo y Weill, 1970); así pues, es necesario considerar con atención la  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  del magma. La proporción de  $\text{H}_2\text{O}$  del fundido debió ser, necesariamente, muy pequeña, puesto que se trata de fundidos basálticos compuestos, fundamentalmente, por fases minerales anhidras y con escasa proporción (2-4%) de fases hidratadas (clorita), de origen primario tardío o incluso hidrotermal. De otra parte, el desarrollo relativamente frecuente de vesículas que suelen presentar estas rocas (*cfr.* capítulo 4) es indicativo de la presencia de volátiles en el fundido, entre ellos vapor de  $\text{H}_2\text{O}$ , lo que sugiere descartar unas condiciones totalmente anhidras. Además, estos valores bajos de contenido de  $\text{H}_2\text{O}$  son coherentes con los propuestos para basaltos intraplaca (0.05-4 %; Cebriá, 1992) .

Los valores más elevados, en todos los casos, son los obtenidos mediante las calibraciones para condiciones anhidras, mientras que la presencia significativa de  $\text{H}_2\text{O}$  induce obtener temperaturas 250 a 300 °C más bajas que las máximas. Si se consideran sólo las calibraciones con  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  intermedias (0.5 y 1.0 kb), el rango de temperaturas obtenido se hace más pequeño siendo de 1121-945 °C (*ver* Tabla 5.6).

<i>Litotipo</i>	<i>Kudo y Weill (1970)</i>	<i>French y Cameron (1981)</i>
<i>Basalto con Ol + Cpx + Pl</i>	1121-1086 °C	1046 °C
<i>Basalto con Ol + Pl</i>	--	958 °C
<i>Basalto con Cpx + Pl</i>	1080-957 °C	1055 °C
<i>Basalto con Pl</i>	1117-984 °C	1052 °C
<i>Dolerita con Cpx + Pl</i>	1036-955 °C	1085-1062 °C
<i>Dolerita con Pl predominante y Cpx</i>	1088-1007 °C	1051-1024 °C
<i>Lamprófido con Pl predominante y Cpx</i>	--	1085 °C
<i>Lamprófido con Cpx + Pl</i>	1028-945 °C	1046 °C
<i>Lamprófido con Am+Pl</i>	--	--

**Tabla 5.2.5.** Comparación de las temperaturas de cristalización de la plagioclasa en los litotipos considerados, obtenidas mediante los termómetros de Plagioclasa-líquido de Kudo y Weill (1970) y basado en la composición del líquido de French y Cameron (1981).

### 5.2.2.3. Termómetro teórico para fundidos basálticos.

French y Cameron (1981) establecieron un geotermómetro que permite determinar la temperatura de cristalización de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, a partir de la composición geoquímica de la roca.

El geotermómetro se basa en considerar un sistema basáltico simple donde

las tres fases minerales que cristalizan son olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. En este sistema existen seis teóricos órdenes de cristalización de estos minerales (Cameron y French, 1977), que en la realidad se reducen a cuatro, dado que es muy extraño que el clinopiroxeno cristalice en primer lugar. Considerando estos cuatro órdenes de cristalización, Cameron y French (*op. cit.*) propusieron una división general de los basaltos cuatro grupos (Tabla 5.7).

Grupo	Orden de cristalización	Características genéricas del grupo
I	Ol > Cpx > Pl	Basaltos toleíticos y toleitas continentales
II	Ol > Pl > Cpx	Basaltos alcalinos y de isla oceánica
III	Pl > Ol > Cpx	Asociados a arcos isla calco-alcalinos y a márgenes activos
IV	Pl > Cpx > Ol	Raros, tienden a relacionarse con arcos isla volcánicos

**Tabla 5.7.** Grupos de basaltos establecidos por Cameron y French (1977).

A partir de estudios experimentales en muestras de los cuatro grupos de basaltos, realizados en condiciones estándar a 1 atm. de presión, French y Cameron (*op. cit.*) determinaron, mediante rectas de regresión para cada uno de los minerales y en cada uno de los grupos considerados, la relación existente entre la composición de la roca y la temperatura de cristalización del mineral. De esta manera obtuvieron un conjunto de coeficientes de la rectas de regresión que son los utilizados para obtener las temperaturas, según la fórmula general:

$$T (^{\circ}\text{C}) = a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + a_4x_4 + \dots + a_{12}x_{12} + K$$

donde  $x_n$  es el porcentaje en peso de los óxidos en la roca total,  $a_n$  son los coeficientes que determinaron los autores para los correspondientes óxidos (French y Cameron, 1981) y  $K$  un valor constante.

Los coeficientes cambian de uno a otro grupo basáltico, cambiando así las temperaturas obtenidas, partiendo de la misma composición geoquímica de la roca, por lo que resulta clave, la elección del grupo basáltico al que pertenece la roca estudiada. Para ello se pueden utilizar las ecuaciones discriminantes de Cameron y French (1977) o, mejor aún, establecer el orden de cristalización a partir del estudio petrográfico.

Las temperaturas obtenidas son, en general, para el olivino más altas y para el clinopiroxeno y la plagioclasa más bajas (French y Cameron, 1981) respecto a las observadas por medición directa, aunque el rango de error es muy pequeño (Tabla 5.8).

Error ( $^{\circ}\text{C}$ )	Grupo I		Grupo II		Grupo III		Grupo IV	
	Promedio	Máximo	Promedio	Máximo	Promedio	Máximo	Promedio	Máximo
Olivino	6.9	21.2	7.4	24.9	3.1	6.4	5.4	14.5
Plagioclasa	3.3	12.7	4.1	11.0	4.5	12.1	3.1	8.9
Clinopiroxeno	10.5	29.9	3.7	10.2	5.1	22.1	2.8	10.7

**Tabla 5.8.** Errores estimados para el geotermómetro de French y Cameron (1981).

#### 5.2.2.4. Resultados obtenidos.

En este estudio hemos distinguido diferentes litotipos (*cfr.* capítulo 4) en basaltos, doleritas, lamprófidos y andesitas; además las tres fases minerales consideradas en este termómetro (Ol, Cpx y Pl) sólo están presentes a la vez, en un único litotipo (*basalto con Ol+Cpx+Pl*; *cfr.* capítulo 4). Esta consideración limita la validez de los resultados obtenidos en nuestro caso, puesto que se incumplen algunas de las premisas del modelo teórico de French y Cameron (1981). Otra limitación es el contenido de agua del magma, que tiene influencia directa en el resultado y no es posible cuantificarlo; en nuestro caso hemos considerado el valor de L.O.I. (*loss of ignition*) de las muestras como equivalente al contenido volátiles (mayoritariamente agua) de la roca. Esta suposición no es correcta, puesto que el L.O.I. representa el contenido actual en volátiles de la roca, los cuales pueden proceder, no sólo del contenido inicial de agua de la roca, sino también de procesos secundarios de alteración como la hidratación o calcitización de los minerales máficos.

Asumiendo estas limitaciones de partida, hemos aplicado esta calibración para muestras de cada uno de los litotipos de basaltos, doleritas y lamprófidos, con el fin de comparar los resultados con las temperaturas obtenidas mediante otros geotermómetros.

La asignación de los litotipos a los grupos propuestos por Cameron y French (1977) se realizó, en primer lugar, atendiendo al estudio petrográfico del capítulo 4, pues consideramos este criterio el más fiable; sin embargo, la ausencia de alguna de las fases, en casi todos los litotipos, suponía una indeterminación en el planteamiento del problema, por lo que optamos por utilizar la distribución derivada de las relaciones geoquímicas de Cameron y French (*op cit.*). Los grupos resultantes (Tabla. 5.9) pese a diferir algunos (*basalto con Ol + Pl* y *lamprófido con Cpx predominante*) con las secuencias de cristalización obtenidas en el capítulo 4, ofrecen los resultados más razonables, con la menor dispersión de temperaturas.

Litotipos		Secuencia de cristalización real	Grupo	¿Coincide?	Temperaturas (°C)		
					Ol	Cpx	Pl
Basaltos	Ol + Cpx + Pl	Pl > Ol > Cpx	III	Si	1136	1088	1051
	Cpx + Pl	Pl > Ol > Cpx	III	Si		1099	1055
	Ol + Pl	Ol > Pl	III	No	1137		1008
	Pl	Pl	III	--			1052
Doleritas	Cpx + Pl	Pl > Cpx	III	Si		1085	1047
	Pl + Cpx	Pl > Cpx	III	Si		1062	1038
	micropegmatoide	Pl > Cpx	III	Si		1086	1040
Lamprófidos	Cpx	Cpx > Pl	III	No		1112	1085
	Cpx + Pl	Pl > Cpx	III	Si		1082	1048
	Am + Pl	Am > Pl	IV	--			1456

**Tabla 5.9.** Temperaturas obtenidas con el geotermómetro de French y Cameron (1981).

Las temperaturas obtenidas, aunque son puramente orientativas y consideramos que tienen una fiabilidad menor que las resultantes de otras calibraciones, coinciden con estas últimas (Tabla 5.5).

Las temperaturas obtenidas son razonables y no difieren de los resultados que arrojan los otros termómetros utilizados, salvo en el caso del *lamprófido con Am + Pl* que ofrece una temperatura de cristalización de la plagioclasa aberrante; esto se debe, seguramente, a la inadecuación del modelo a la muestra en cuestión, puesto que este litotipo tiene, como única fase ferromagnésiana, el anfíbol (*cf.* capítulo 4) y su composición se separa de la propia de los basaltos considerados por French y Cameron (1981) en la definición de la calibración.

Sorprende que sólo en los casos en los que la secuencia de cristalización real, obtenida al microscopio, no coincide con la teórica derivada de los criterios de Cameron y French (1977), los valores absolutos obtenidos corresponden con el orden de cristalización del grupo elegido para el modelo. En el resto de situaciones (la mayoría) el clinopiroxeno tiene una temperatura de cristalización mayor, lo cual también sucede cuando utilizamos otros geotermómetros (*cf.* apartado 5.3.4). Esto se puede deber a que las composiciones utilizadas para los geotermómetros basados en equilibrio mineral no corresponden a las situaciones más iniciales de cristalización de cada mineral, sino a etapas algo más tardías (p.e. la mayor proporción de la molécula de An medida en plagioclasa es  $An_{67}$ ). Por el mismo razonamiento, las temperaturas obtenidas mediante este geotermómetro son esperables en rocas cuyos minerales formadores inicien su cristalización con composiciones más ricas en MgO (en el caso del olivino y el clinopiroxeno) y en CaO (en la plagioclasa) que las analizadas en nuestro caso.

#### 5.2.2.4. Temperatura de cristalización de las plagioclasas.

El rango de valores obtenido al aplicar el termómetro teórico para fundidos basálticos de French y Cameron (1981) a las composiciones seleccionadas es de 1085-1024°C (con un error estimado para este mineral en  $\pm 9.9$  °C), que coincide con el rango de temperaturas obtenido mediante el termómetro de Kudo y Weill (1970). Por litotipos (*cf.* Tabla 5.5), los resultados obtenidos mediante el termómetro plagioclasa-líquido de Kudo y Weill (1970), son más altos (temperaturas más elevadas) en el caso de los *basaltos con Ol+Cpx+Pl* y menores en los litotipos con la asociación de Cpx+Pl (*basaltos con Cpx+Pl*, *doleritas con Cpx+Pl* y *lamprófidos con Cpx+Pl*, respecto a los obtenidos mediante el termómetro de French y Cameron (1981); el resto de litotipos (*basaltos con Ol+Pl* y *doleritas con Pl* predominante) ofrecen un rango de valores que incluye a la temperatura obtenida mediante el otro termómetro.

En el litotipo de *basaltos con Ol+Pl*, las plagioclasas están totalmente albitizadas -no conservan su composición inicial- por lo que no es posible aplicar el termómetro de Kudo y Weill (1970); sin embargo, a efectos estimativos, la



temperatura obtenida según la propuesta de French y Cameron (1981) es de 958 °C, claramente inferior a los valores alcanzados en el resto de litotipos con igual calibración.

Finalmente, pese a disponer de la composición química de *lamprófidos con Am+Pl* (muestra PAN-37) no hemos aplicado el termómetro basado en la composición del líquido puesto que la asociación mineral modal difiere de la propuesta por French y Cameron (1981) y, además, representa un líquido con cierta  $p\text{H}_2\text{O}$ , como lo demuestra la proporción significativa de anfíbol en la roca.

El intervalo de temperaturas obtenido por el termómetro basado en la composición del líquido es, en general, menor para el conjunto de los litotipos, si bien es destacable que los resultados que ofrecen ambos termómetros son similares. Consideramos más próximas a la realidad las temperaturas obtenidas con la propuesta de Kudo y Weill (1970), debido a la propia formulación intrínseca de este geotermómetro, puesto que el basado en la composición del fundido es puramente teórico y depende del contenido en elementos mayores (*cfr.* apartado 5.2.2.1). Por último, es necesario indicar que los valores obtenidos mediante ambos termómetros pueden tener modificaciones relacionadas con la alteración, frecuente, en estas rocas.

### 5.2.3. Consideraciones obtenidas en las plagioclasas.

El conjunto de datos obtenidos en las plagioclasas permite definir dos grupos composicionales:

- el primero, definido por las composiciones en los *basaltos con olivino + plagioclasa*, que corresponden a términos próximos a la albita pura y están relacionados con el desarrollo de procesos de albitización.
- el segundo, definido por las composiciones obtenidas en el resto de los litotipos, con composiciones primarias en el rango  $\text{An}_{68-31}$ .

El espectro de variación composicional en el segundo grupo es coherente con las temperaturas de cristalización calculadas que, a su vez, concuerdan con las obtenidas en los piroxenos (*ver* epígrafe 5.3), que sincristalizan con aquéllas. Dentro de esta pauta generalizada de descenso del % An para valores progresivamente inferiores de temperatura, los zonados obtenidos son poco significativos, aunque en ocasiones se aprecia una tendencia a presentarse como zonados oscilatorios. Tanto el desarrollo de leves zonados oscilatorios como el zonado brusco en fenocristales de plagioclasa de los sills de Anayet son coherentes con un emplazamiento relativamente próximo a la superficie, bajo un sedimento con reducido espesor. En sentido contrario, los zonados poco marcados o ausentes en las plagioclasas de los diques doleríticos del sector occidental y en los diques de lamprófidos del área de Panticosa son coherentes con una cristalización en condiciones más estables y a una mayor profundidad. El zonado menor en cristales posteriores ( $\text{Pl}_2$  y  $\text{Pl}_3$ ) indica unas

condiciones relativamente más estables, similares a las obtenidas para los clinopiroxenos más diferenciados (Cpx<sub>2</sub> y Cpx<sub>3</sub>) que sincristalizan con aquéllos. La variación, por lo tanto, entre las condiciones iniciales y finales puede ser explicada por el descenso progresivo de la temperatura, desde fenocristales hasta microcristales, y la sincristalización con homólogos cristales de clinopiroxeno.

Del análisis de las temperaturas obtenidas mediante los dos tipos de termómetros, Plagioclasa-líquido (Kudo y Weill, 1970) y basado en la composición del líquido (French y Cameron, 1981) el rango de temperaturas de cristalización de la plagioclasa en el conjunto de los litotipos es de 1121-945 °C.

### 5.3. Clinopiroxeno

#### 5.3.1. Introducción

El clinopiroxeno es, junto con la plagioclasa, una fase común en la casi totalidad de los litotipos y presenta composiciones de augita-diópsido en todas las intrusiones. Los resultados analíticos obtenidos, para los diversos litotipos, se indican en las tablas II-17 a II-50 del Anexo II. El cálculo de la fórmula estructural y su clasificación se ha realizado siguiendo los criterios de la I.M.A. (Morimoto *et al.*, 1988); todas las composiciones pertenecen al grupo de los piroxenos de Ca-Mg-Fe o QUAD según se indica, para el conjunto de los análisis, en las figuras 5.13 y 5.14.

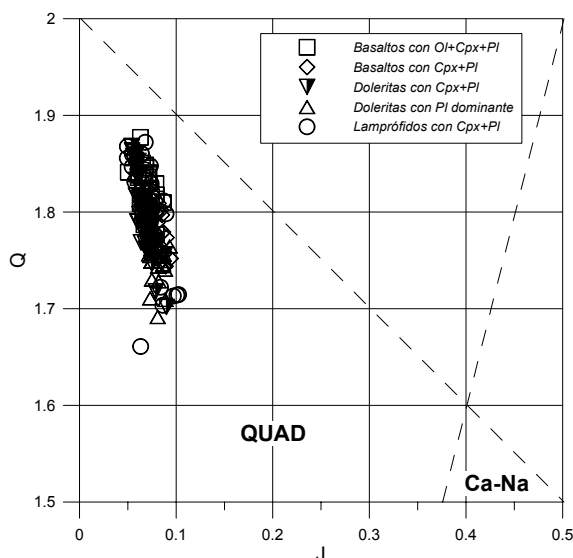


Fig. 5.13. Diagrama Q-J de Morimoto *et al.* (1988) para los piroxenos analizados.

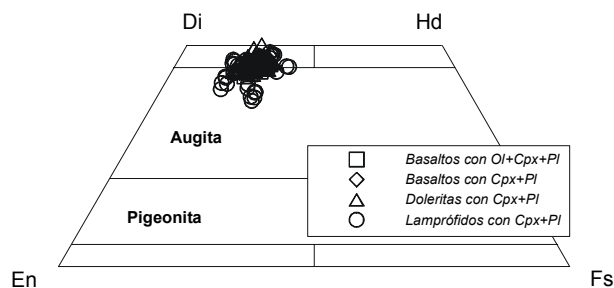


Fig. 5.14. Clasificación en el sistema QUAD (Morimoto *et al.*, 1988) de todos los piroxenos analizados.

Las composiciones obtenidas están comprendidas entre el diópsido y la augita (Fig. 5.14) con un enriquecimiento en % Fs, para los diversos litotipos según indicamos más adelante. La buena representación de esta fase mineral y la abundante información que aporta, hace aconsejable abordar su estudio detallado para poder extraer consideraciones sobre la composición del líquido y las características de su evolución, la temperatura de cristalización -aplicando diversos geotermómetros-, apuntar algunos rasgos sobre las variaciones de fugacidad de oxígeno según las relaciones  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , evaluar las condiciones de presión y, por último, considerar la afinidad magmática más acorde a su composición.

El clinopiroxeno está presente en la casi totalidad de litotipos en proporciones modales inferiores a las de la plagioclasa, inicia su cristalización posteriormente a este mineral y ambas fases coexisten durante la mayor parte de la cristalización de la roca. Tal como se expuso en el capítulo anterior, según se deriva de criterios texturales, apoyados con datos analíticos, podemos inferir que la evolución de su cristalización fue gradual desde fenocristales ( $Cpx_1$ ) a microfenocristales ( $Cpx_2$ ) y microcristales ( $Cpx_3$ ).

La evolución de las composiciones es bastante similar en el conjunto de los litotipos, con escasas variaciones particulares que reflejan las modalidades de emplazamiento de las rocas.

Las composiciones en los sills basálticos del tipo olivino + clinopiroxeno + plagioclasa y clinopiroxeno + plagioclasa (sin olivino) corresponden mayoritariamente a diopsidos, si bien las composiciones más tempranas en las rocas con olivino, se proyectan en el campo de la augita (Fig. 5.15); el rango de evolución composicional es muy reducido. En los diques doleríticos con clinopiroxeno + plagioclasa se mantiene, básicamente, la composición promedio respecto al caso anterior, si bien el rango de variación es algo más amplio (Fig. 5.16) y, en tercer lugar, las composiciones en los diques lamprofídicos con clinopiroxeno y plagioclasa difieren de los dos casos previos por la abundancia de composiciones augíticas y un rango de evolución claramente más amplio (Fig. 5.17). En la Tabla 5.10 se muestran las diferencias más características para clinopiroxenos en litotipos de estos tres subgrupos.

La zonación del centro al borde es frecuente en los fenocristales ( $Cpx_1$ ) y según criterios ópticos, también se presenta en cristales más tardíos ( $Cpx_2$  y  $Cpx_3$ ); esta zonación afecta también a las plagioclasas que sincristalizan con estos piroxenos indicando condiciones de cristalización similares.

El estudio de los zonados se ha realizado en perfiles centro-borde sobre fenocristales y microcristales. En el *basalto con olivino + clinopiroxeno + plagioclasa* el zonado en el fenocristal muestra (Fig. 5.18) una pauta levemente creciente del centro al borde para el Ti y el Cr; este elemento, junto con el  $Fe^{3+}$ , presentan pautas aproximadamente inversas respecto al  $Al^{VI}$ , al igual que Mg y  $Fe^{2+}$ , indicando el desarrollo de sustituciones acopladas de estos elementos (que estudiaremos en detalle más adelante en este capítulo), satisfaciendo la estequiometría de la posición M1. El Ca muestra un comportamiento ligeramente creciente, aun con alguna oscilación, que contrasta con la pauta estable del Na lo que implica una participación variable de Mg y  $Fe^{2+}$  al completar la posición M2. El perfil realizado

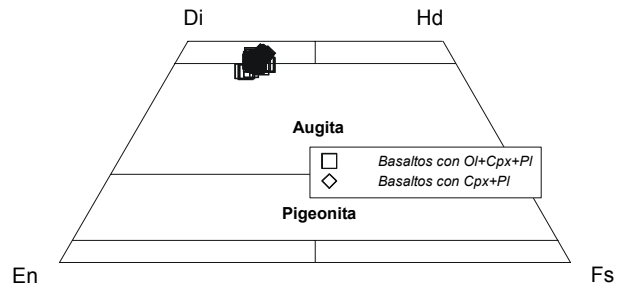


Fig. 5.15. Clasificación en el sistema QUAD (Morimoto *et al.*, 1988) de los piroxenos analizados en los basaltos.

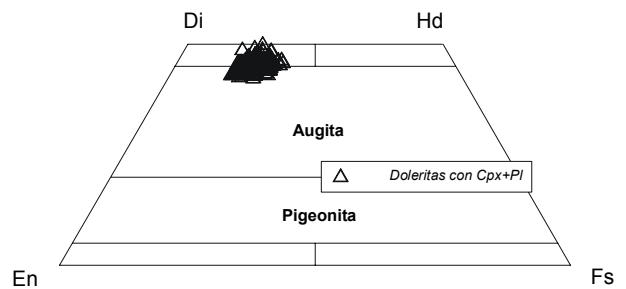


Fig. 5.16. Clasificación en el sistema QUAD (Morimoto *et al.*, 1988) de los piroxenos analizados en las doleritas.

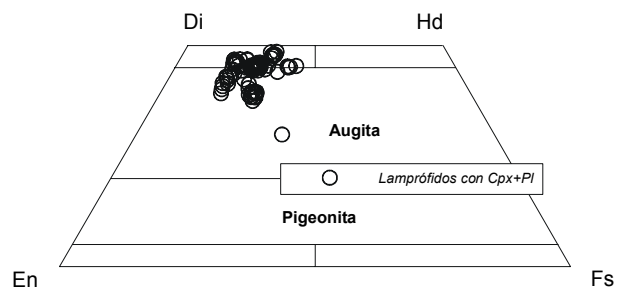


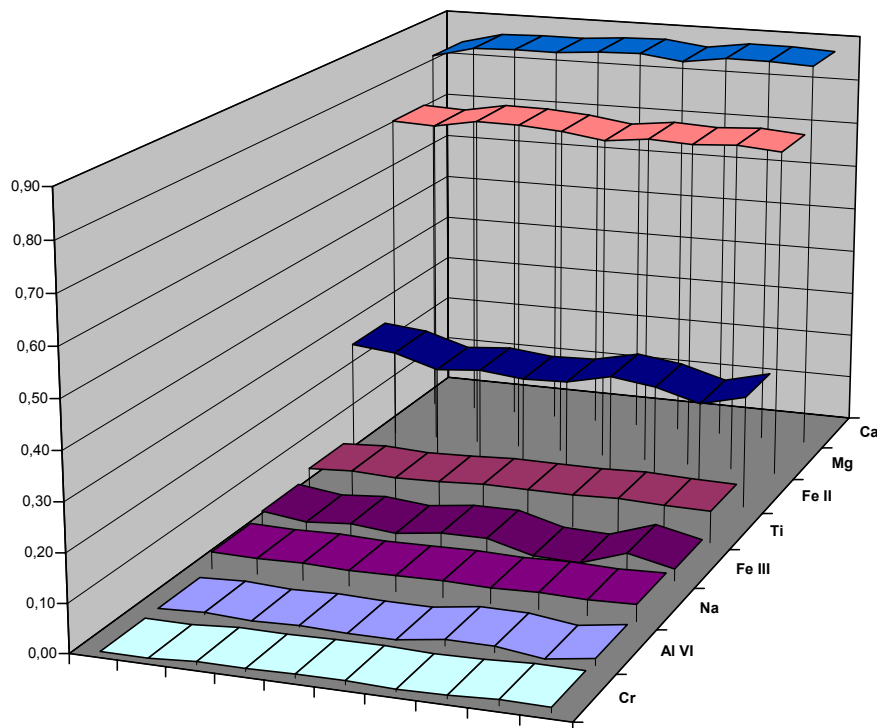
Fig. 5.17. Clasificación en el sistema QUAD (Morimoto *et al.*, 1988) de los piroxenos analizados en los lamprofídicos.

Tipo de roca	Litotipo	Muestra	Cristal	composición	#mg	% TiO <sub>2</sub>	% Na <sub>2</sub> O
Basalto	Ol + Cpx + Pl	ELA-33	Fxl	Wo <sub>45</sub> En <sub>39</sub> Fs <sub>16</sub>	0.81	2.30	0.48
			mxl	Wo <sub>46</sub> En <sub>39</sub> Fs <sub>15</sub>	0.75	2.50	0.49
	Cpx + Pl	AN-5	Fxl	Wo <sub>47</sub> En <sub>37</sub> Fs <sub>16</sub>	0.74	2.70	0.52
			mxl	Wo <sub>47</sub> En <sub>36</sub> Fs <sub>17</sub>	0.77	3.23	0.55
Dolerita	Cpx + Pl	ELC-8	Fxl	Wo <sub>46</sub> En <sub>37</sub> Fs <sub>17</sub>	0.76	2.71	0.47
			mxl	Wo <sub>46</sub> En <sub>37</sub> Fs <sub>17</sub>	0.76	2.84	0.48
Lamprófido		PAN-36	Fxl	Wo <sub>43</sub> En <sub>43</sub> Fs <sub>14</sub>	0.81	1.22	0.46
			mxl	Wo <sub>48</sub> En <sub>34</sub> Fs <sub>18</sub>	0.74	3.64	0.05

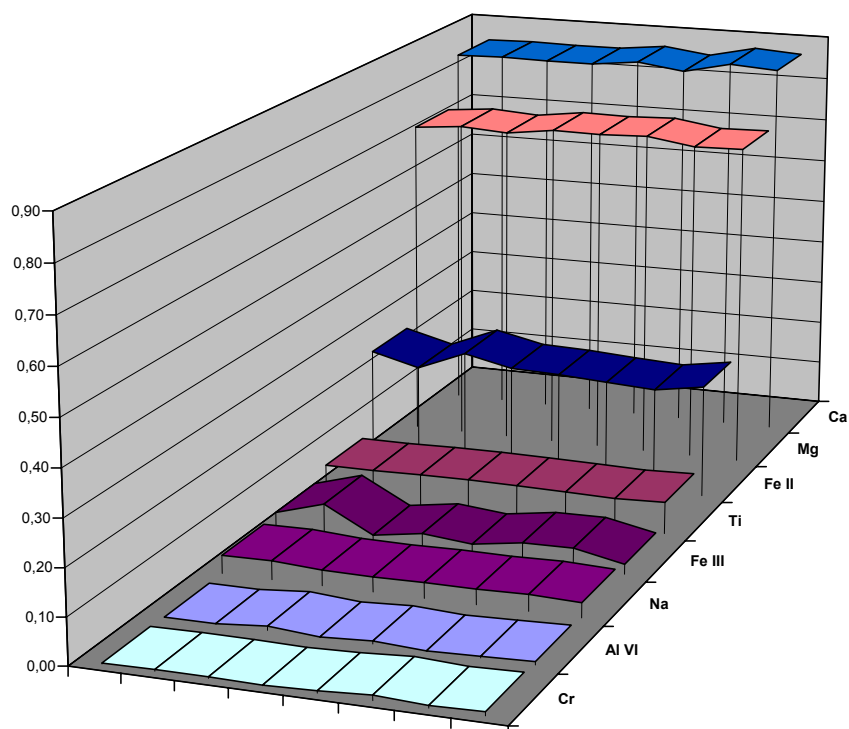
**Tabla 5.10.** Principales características composicionales de los clinopiroxenos por litotipos (incluimos sólo los litotipos con porcentajes modales de clinopiroxeno significativos).

sobre un microfenocristal de igual roca (Fig. 5.19) muestra un comportamiento muy similar al descrito previamente, si bien con menores variaciones en los elementos traza (Cr y Ti).

Estas pautas de zonado son comunes también tanto en los fenocristales (Fig. 5.20) como en los microfenocristales (Fig. 5.21) del litotipo *basaltos con clinopiroxeno + plagioclasa*. La similitud de las pautas de zonado en ambos litotipos basálticos, carentes de anomalías significativas, sugiere que su cristalización tuvo lugar bajo condiciones similares, tanto térmicas como de equilibrio entre fases minerales (plagioclasa, clinopiroxeno y opacos).

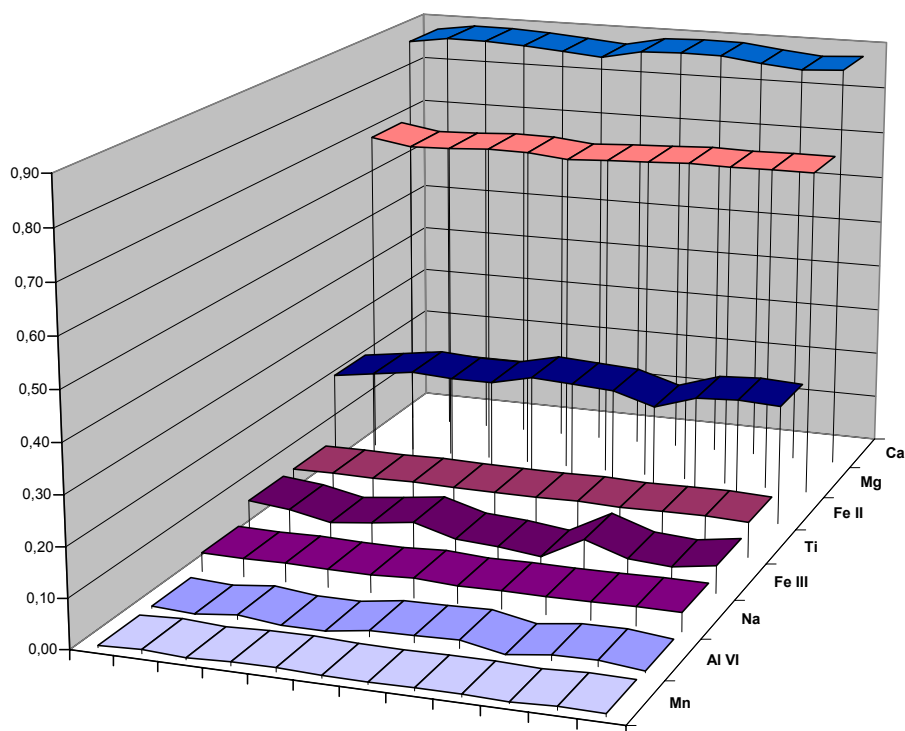


**Fig. 5.18.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de centro a borde de un fenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Basaltos con Ol+Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

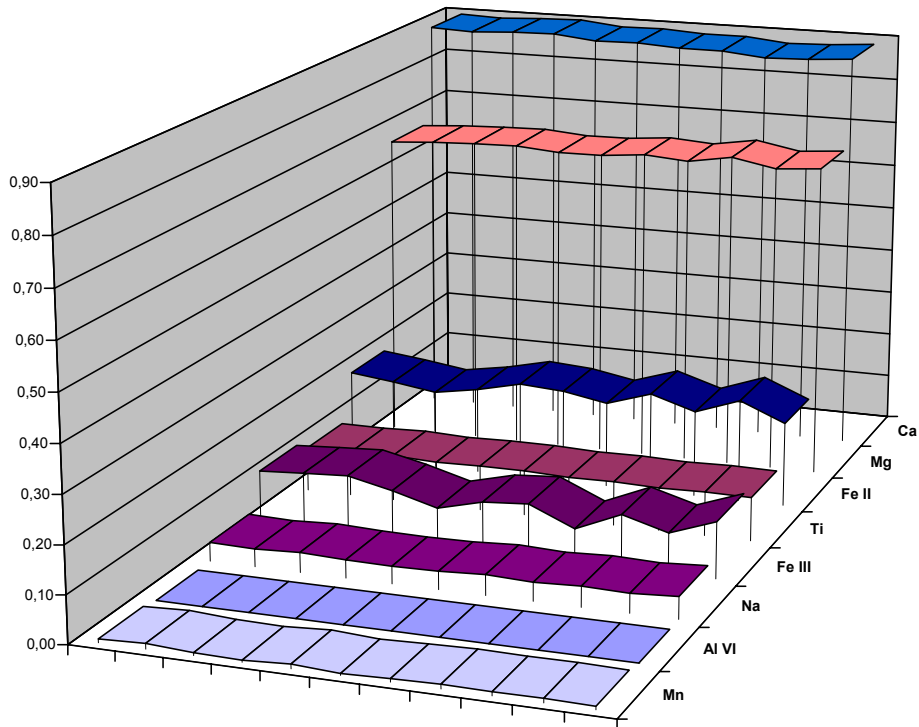


**Fig. 5.19.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de centro a borde de un microfenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Basaltos con Ol+Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

Estas pautas homogéneas en los litotipos basálticos contrastan ligeramente con las pautas obtenidas en las *doleritas con clinopiroxeno + plagioclasa*. El perfil borde-

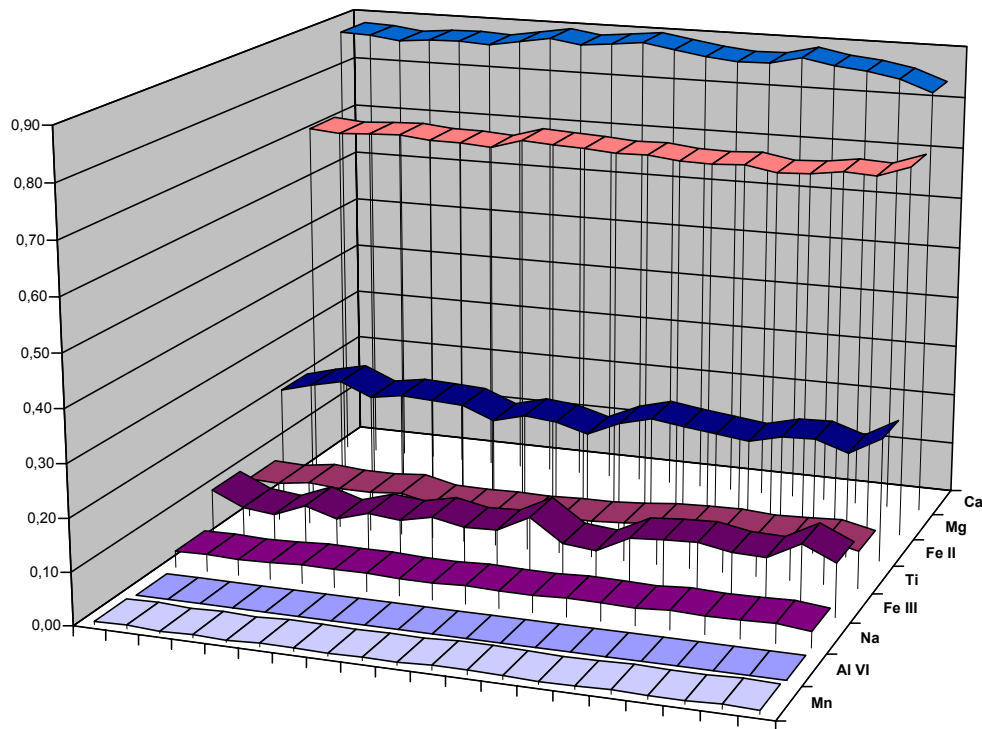


**Fig. 5.20.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de centro a borde de un fenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Basaltos con Cpx + Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

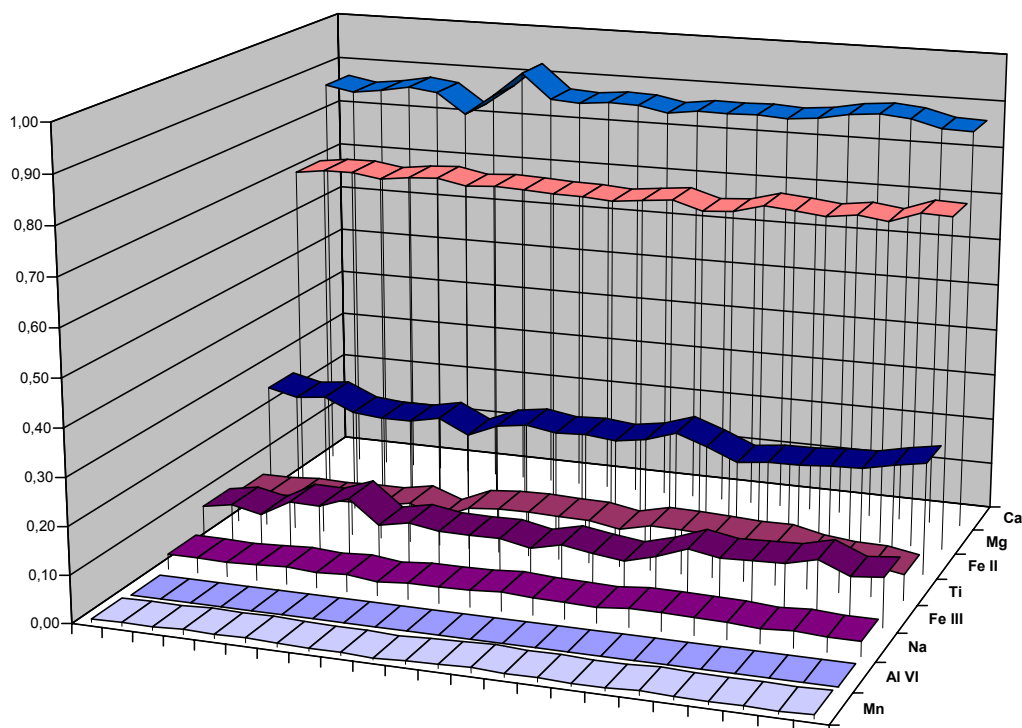


**Fig. 5.21.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de centro a borde de un micro-fenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Basaltos con Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

centro-borde obtenido en un fenocristal (Fig. 5.22) en la muestra ELC-8, muestra un desarrollo más completo en el lado derecho del gráfico y permite identificar pautas



**Fig. 5.22.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de borde a centro y a borde, de un fenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Doleritas con Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

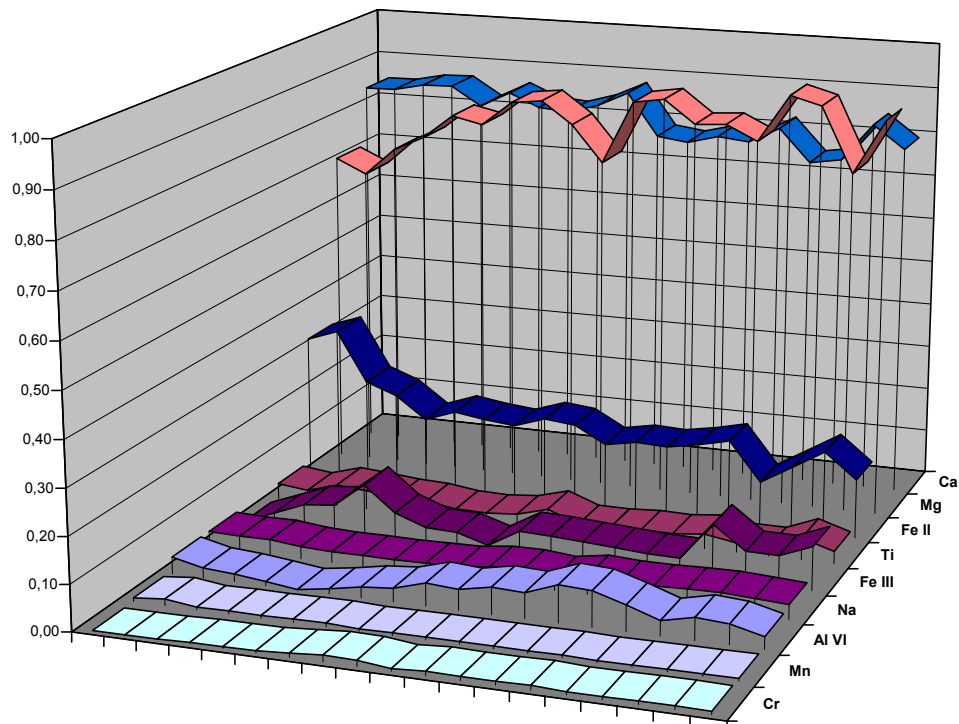


**Fig. 5.23.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de borde a centro y a borde, de un microfenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Doleritas con Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

aproximadamente inversas para el Mg y Fe, si bien es significativo el descenso del Ca hacia el borde del cristal e inversamente el aumento del Mg. El Ti define una pauta levemente creciente del centro al borde. Los puntos más externos del cristal muestran inflexiones en los valores de Ti, Na y  $\text{Fe}^{3+}$ , que descienden en el borde del cristal, posiblemente por competencia con otros minerales que sincristalizan (opacos, plagioclasa) durante las últimas etapas de crecimiento del piroxeno. El perfil realizado sobre un microfenocristal de igual roca (Fig. 5.23) muestra un comportamiento muy similar al descrito previamente, si bien con menores variaciones en los elementos.

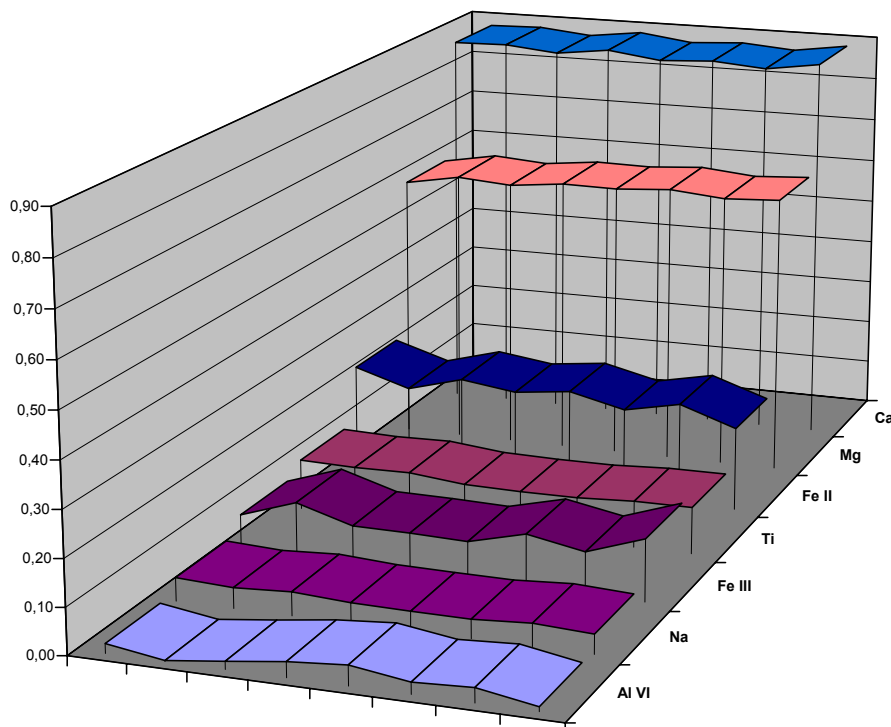
En el *lamprófido con clinopiroxeno + plagioclasa* presentamos perfiles centro-borde para un fenocristal (Fig. 5.24) y un microcristal (Fig. 5.25). Como primera apreciación, destacan las marcadas variaciones de concentración de los cationes estructurales, que contrastan con la relativa homogeneidad observable en los perfiles previamente descritos. En el fenocristal (Fig. 5.24), el  $\text{Fe}^{2+}$  y Mg presentan pautas marcadamente inversas, con asociación en algunos puntos del Ca y  $\text{Fe}^{2+}$  que sustituyen conjuntamente al Mg. Menos evidente, pero también identificable, resulta la asociación de Al y  $\text{Fe}^{3+}$  en la posición *M1*. El perfil realizado en un microcristal (Fig. 5.25) aporta una información escasa debido, posiblemente, al número bajo de puntos analizados pero se reproducen las pautas oscilatorias y algunas de las pautas de asociación identificadas en el fenocristal ( $\text{Fe}^{2+}$  con Mg y Al con  $\text{Fe}^{3+}$  en la posición *M1*).





**Fig. 5.24.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de centro a borde, de un fenocristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Lamprófidos con Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

Para el conjunto de los litotipos considerados, los perfiles del centro al borde en fenocristales y microcristales de clinopiroxeno inalterado, muestran variaciones



**Fig. 5.25.** Perfil analítico completo (microsonda electrónica) realizado de centro y borde, de un microcristal de clinopiroxeno perteneciente al litotipo de *Lamprófidos con Cpx+Pl*. Valores en cationes por unidad de fórmula.

significativas en casi todos los elementos: Fe y Mg presentan pautas aproximadamente inversas, el Ca muestra un comportamiento oscilatorio, a veces asociado al  $\text{Fe}^{2+}$ , con tendencias ligeramente crecientes o decrecientes, el Ti y el Na muestran un comportamiento relativamente uniforme y el Cr y Mn muestran pequeñas variaciones relativas que, en general, tienden a decrecer con el avance de la cristalización. Las pautas obtenidas traducen diferencias en la composición del líquido inicial y en las condiciones de equilibrio, registrando también la influencia que otras fases coetáneas (p.e., óxidos de Fe-Ti y plagioclasa) ejercen durante la cristalización de los clinopiroxenos.

### 5.3.2. Evolución del líquido.

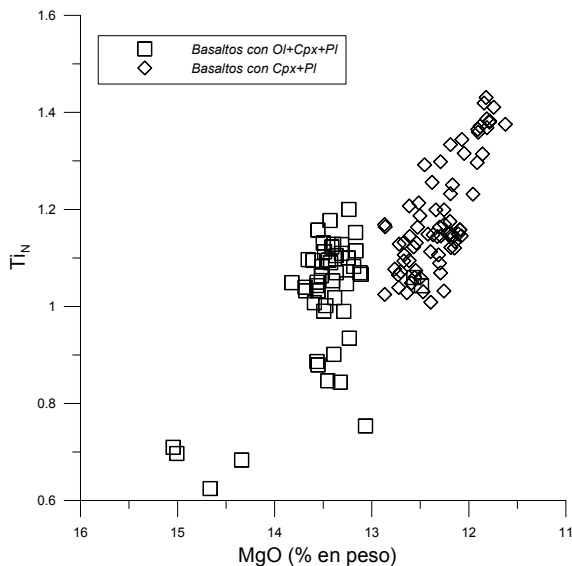
Además de los elementos mayores constitutivos en las posiciones *T*, *M1* y *M2*, algunos de los traza más comunes, como el Cr y Ti han mostrado una gran sensibilidad para discriminar diferencias en la composición inicial y sobre las condiciones de cristalización.

El Ti es el elemento traza más importante en estos clinopiroxenos, lo que se pone de manifiesto por la coloración parduzca que este mineral adquiere debido a su presencia dentro de la red cristalina. En algunos fenocristales es posible apreciar ópticamente una cierta zonación de color. El valor promedio de  $\text{TiO}_2$  en los clinopiroxenos es del orden de 2.40 % con un rango de variación de 4.84 a 0.50 %. Su entrada en la posición *M1* está relacionada con el descenso en Si -o el aumento en  $\text{Al}^{\text{IV}}$ - en la posición *T* y al mismo tiempo, un descenso del  $^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}$  en la posición *M1*. En general, el Ti y el  $\text{Fe}^{3+}$  se incorporarán al clinopiroxeno en condiciones de alta actividad de estos elementos en el fundido y no excesivamente oxidantes. Un valor elevado de  $f\text{O}_2$  provocaría la cristalización de óxidos de Fe-Ti y un marcado descenso en la concentración de estos elementos en el fundido, pues son elementos estructurales en estos óxidos, en tanto que el Ti se comporta como un elemento traza en el clinopiroxeno, con un coeficiente de reparto 20 veces inferior al que tiene para la titanomagnetita (Rollinson, 1994).

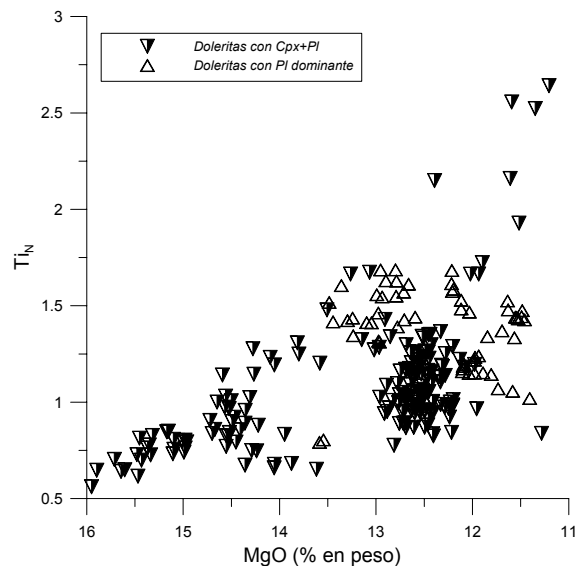
El Ti disponible, tras su incorporación parcial a los óxidos de Fe-Ti, entra en la red del clinopiroxeno bajo condiciones ligeramente más reductoras y en un líquido ligeramente más fraccionado (con menor valor de Mg y valores más altos en Fe, Al y Na). La importancia que este elemento presenta en los clinopiroxenos ya ha sido indicada al tratar de la zonación. Para evaluar el comportamiento del Ti en el conjunto de cristales analizados hemos realizado una comparación de su valor catiónico normalizado a la roca (*la normalización se ha realizado dividiendo el contenido en Ti del piroxeno por el contenido de Ti en la roca que incorpora dicho piroxeno -ambos en proporciones atómicas-*) respecto al % MgO (en piroxeno) en basaltos y doleritas.

---

(1) Los valores de  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{2+}$  han sido obtenidos mediante recálculo, aplicando el método propuesto por Droop (1987). Si bien estos valores calculados no pueden considerarse con la fiabilidad de los valores obtenidos por análisis directo, sí que suponen una aproximación válida a las relaciones  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  en este mineral y, por otra parte, permiten estudiar las sustituciones que implican específicamente bien a uno u otro estado de oxidación de este elemento.



**Fig. 5.26.** Evolución del contenido catiónico de Ti (normalizado frente al contenido en roca total) durante la cristalización de los piroxenos de los litotipos basálticos.



**Fig. 5.27.** Evolución del contenido catiónico de Ti (normalizado frente al contenido en roca total) durante la cristalización de los piroxenos de los litotipos doleríticos.

En los basaltos obtenemos dos grupos relativamente separados (Fig. 5.26) donde los piroxenos con menos Ti (y mayor %MgO) se habrían formado bajo condiciones oxidantes, situación en la que la precipitación de óxidos de Fe-Ti inhibe la incorporación de Ti al clinopiroxeno mientras que en los basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa sus piroxenos presentan valores más altos en Ti (y menores de %MgO), indicativos de condiciones ligeramente más reductoras y, en consecuencia, con menor proporción modal de óxidos de Fe-Ti, tal como efectivamente se observa al microscopio. Estos dos grupos composicionales reflejan, aparentemente, la cristalización de los piroxenos analizados en condiciones muy concretas, y diferentes en cada litotipo; esta diferencia se justifica en las distintas historias de cristalización (con olivino modal en uno de los litotipos) que parecen representar a magmas emplazados con distinto grado de diferenciación. El enfriamiento relativamente rápido de estos litotipos basálticos justificaría la escasa variación composicional.

En las doleritas puede apreciarse también (Fig. 5.27) una ordenación en dos grupos, peor definida que en el caso de los basaltos y que se corresponde con la diferente proporción de piroxeno en uno y otro litotipo.

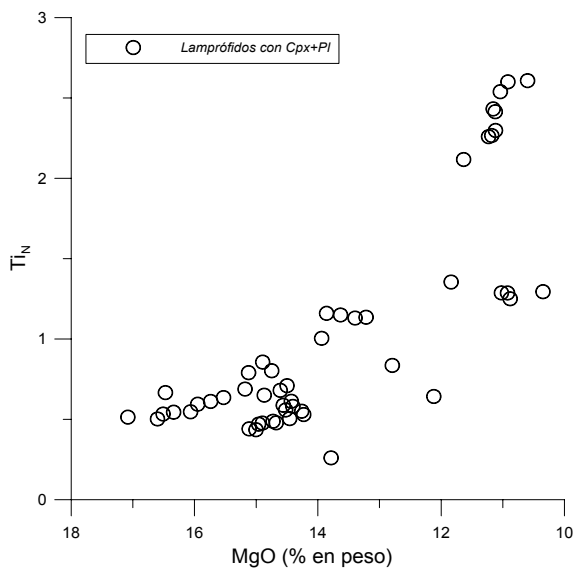
- Los piroxenos en las doleritas con clinopiroxeno + plagioclasa muestran un amplio rango de variación, tanto en la relación de Ti normalizado como en el contenido en MgO. Este comportamiento parece registrar una cristalización prolongada del piroxeno, con variaciones amplias tanto de Ti como de MgO; los piroxenos más magnesianos parecen haber sincristalizado con fases ricas en Titanio, tal como sugiere el valor de  $Ti_N$ , inferior a la unidad. Conforme el valor de MgO se reduce, los clinopiroxenos van registrando valores progresivamente más elevados

de  $Ti_N$  y de hecho parecen ser la fase que concentra la mayor parte del Ti disponible ya que  $Ti_N \approx 2,5$ .

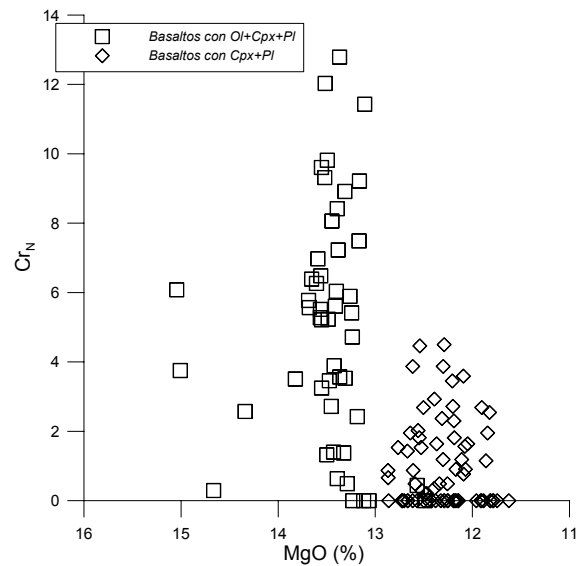
- En el litotipo con plagioclasa dominante, contrariamente a lo descrito en el litotipo anterior, tanto el Ti como el MgO muestran una escasa variación que parece representar una cristalización del piroxeno bajo condiciones físico-químicas muy delimitadas, posiblemente por el mayor control ejercido por la cristalización de óxidos de Fe-Ti, tal como sugiere el descenso en el valor de  $Ti_N$  con el de MgO.

En los lamprófidos con clinopiroxeno (Fig. 5.28) se observa una amplia variación composicional, similar a la que hemos descrito para el litotipo de doleritas con clinopiroxeno-plagioclasa, siendo coincidente incluso en los valores extremos de composición de Ti y MgO, tal como sería esperable en la cristalización de este mineral a partir de fundidos equivalentes y bajo similares condiciones físico-químicas. La discontinuidad de la pauta observada es posiblemente atribuible a que no se han analizado un número suficiente de cristales.

El Cr es un traza común en estos clinopiroxenos con un valor promedio de 0.12 % y rango de variación entre 0.59 y 0.00 %, si bien no siempre sus proporciones, elemental y catiónica son lo suficientemente elevadas como para poder interpretar sus variaciones con seguridad analítica. Por lo general la zona central del cristal, más incolora, presenta valores más altos en este elemento y en Mg, con valores decrecientes hacia el borde, siendo el litotipo de *basaltos con Ol+Cpx+Pl*, el único en el que Cr y Ti presentan pautas crecientes hacia el borde del cristal. Los valores de concentración de Cr en el clinopiroxeno, normalizados respecto a los valores de este elemento en sus respectivas rocas ( $Cr_N$ ; Figuras 5.29 a 5.31), muestran un claro enriquecimiento del Cr en el piroxeno, superando con frecuencia el valor del



**Fig. 5.28.** Evolución del contenido catiónico de Ti (normalizado frente al contenido en roca total) durante la cristalización de los piroxenos de los litotipos de lamprófidos.



**Fig. 5.29.** Relación entre los contenidos catiónicos de Cr y Mg (normalizados frente al contenido correspondiente en roca total) en los piroxenos de los litotipos basálticos.

coeficiente de reparto del Cr en el clinopiroxeno (3.4; Rollinson, 1994). Dado que el coeficiente de reparto del Cr en los óxidos es del orden de 153 (Rollinson, 1994), la incorporación del Cr al clinopiroxeno en tales proporciones debió producirse sin competencia por parte de los óxidos de Fe-Ti, bien porque dichos minerales hubieran precipitado previamente (situación frecuente en estas rocas) o bien porque hayan cristalizado de modo simultáneo con el piroxeno, pero en muy escasa proporción, bajo condiciones ligeramente menos oxidantes.

En los basaltos (Fig. 5.29) se aprecian dos grupos; el primero está definido por las composiciones en los *basaltos con Ol+Cpx+Pl*, caracterizado por una amplia variación de Cr para valores prácticamente constantes de MgO, que sugiere el control de las variaciones del Mg por parte de otro mineral, en este caso probablemente el olivino, en tanto que el Cr resulta concentrado en el clinopiroxeno. El segundo grupo (*basaltos con Cpx+Pl*) muestra variaciones más restringidas, tanto en Cr como en Mg, pero sin definir una asociación clara entre ambos, tal como cabe esperar de elementos que no se sustituyen habitualmente en la estructura del Cpx. El mismo tipo de distribución se identifica para las composiciones en las *doleritas con Cpx+Pl* (Fig. 5.30), si bien algunas composiciones muestran valores extremos tanto en Cr como en Mg. Las composiciones en doleritas con plagioclasa dominante muestran composiciones desplazadas hacia valores menores de MgO, que sugieren una cristalización más tardía del clinopiroxeno en esta facies, con valores progresivamente menores de Cr al disminuir los de Mg.

Por último, los clinopiroxenos de los lamprófidos (Fig. 5.31) muestran cierta dispersión de los valores, con mínimos correspondientes a las primeras etapas de cristalización del mineral; esto es compatible con la cristalización temprana de óxidos que incorporan Cr. En las etapas posteriores, los máximos que se observan sugieren que es el piroxeno el que fracciona el Cr sin competencia de los óxidos.

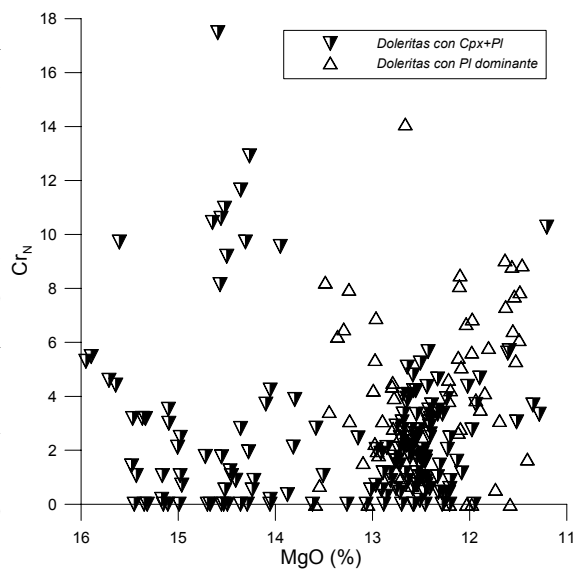


Fig. 5.30. Relación entre los contenidos catiónicos de Cr y Mg (normalizados frente al contenido correspondiente en roca total) en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

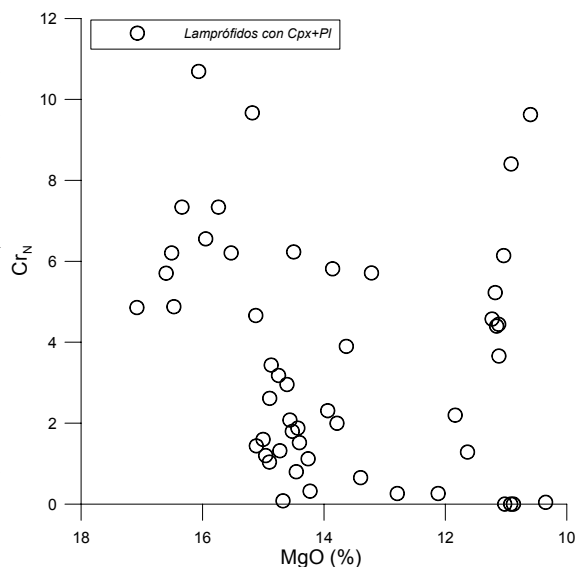


Fig. 5.31. Relación entre los contenidos catiónicos de Cr y Mg (normalizados frente al contenido correspondiente en roca total) en los piroxenos de los lamprófidos.

### 5.3.3. Variaciones interelementales a escala mineral

Es bien conocido que, para una composición dada de líquido, la distribución de cationes entre las posiciones  $M1$ ,  $M2$  y  $T$  de un piroxeno depende, parcialmente, de la temperatura, si bien se ha puesto de manifiesto en algunos estudios que la ocupación real de huecos difiere de la ideal (Bokij y Ginzburg, 1985; Morimoto *et al.*, 1988) como consecuencia de la influencia de factores diversos durante su cristalización.

Las variaciones composicionales de los piroxenos que responden a factores durante la cristalización pueden estudiarse, en primer lugar, mediante sus elementos estructurales (Si, Al, Fe, Mg y Ca).

La relación %  $\text{SiO}_2$  vs %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en clinopiroxeno, propuesta por LeBas (1962), como relación discriminante de la afinidad en basaltos, resulta un reflejo de cómo varía la composición de los líquidos, expresada en el mayor o menor desarrollo de la sustitución de Si por Al en la posición tetraédrica T (que implica a otras sustituciones acopladas, tal como veremos posteriormente). En todos los casos, las composiciones obtenidas, muestran pautas normales de pendiente negativa (Figs. 5.32, 5.33 y 5.34), con rangos de variación composicional equivalentes.

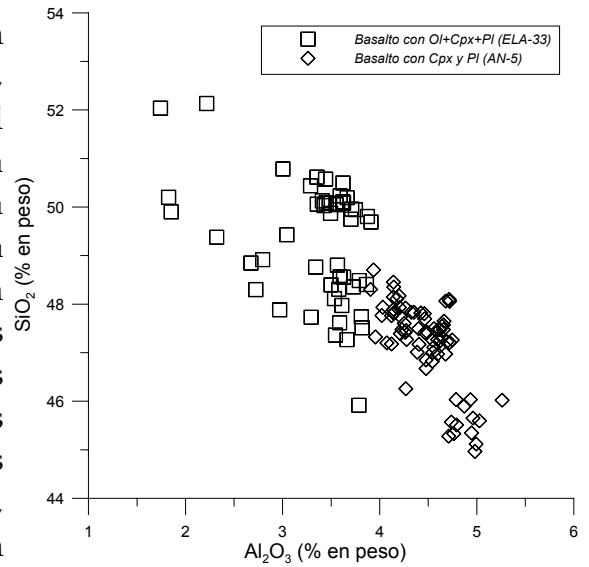


Fig. 5.32. Relación entre el contenido en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos de los litotipos basálticos.

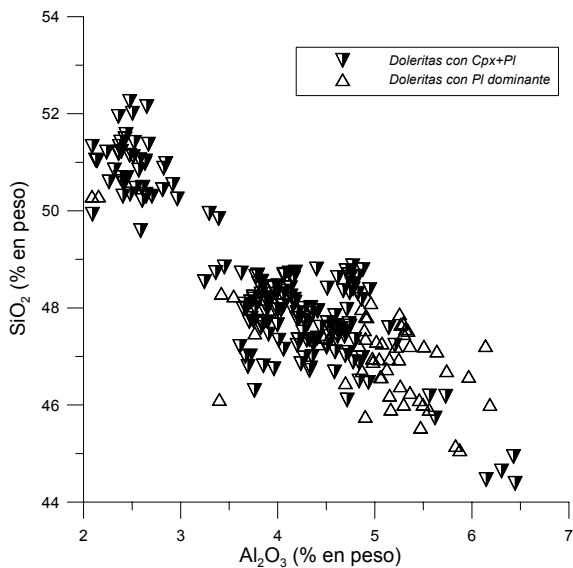


Fig. 5.33. Relación entre el contenido en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

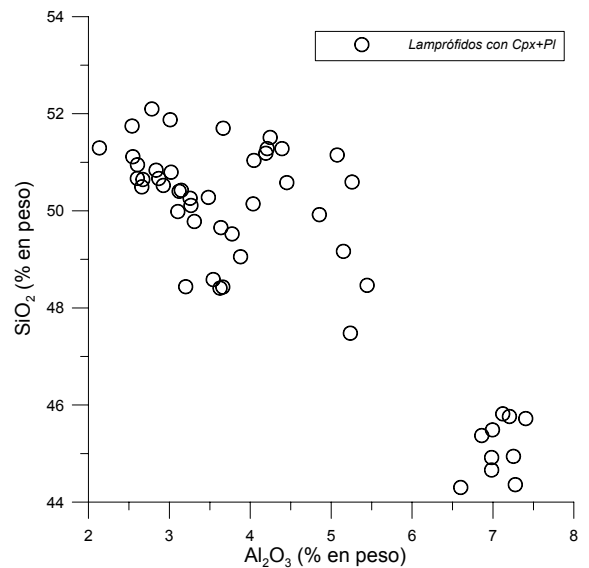
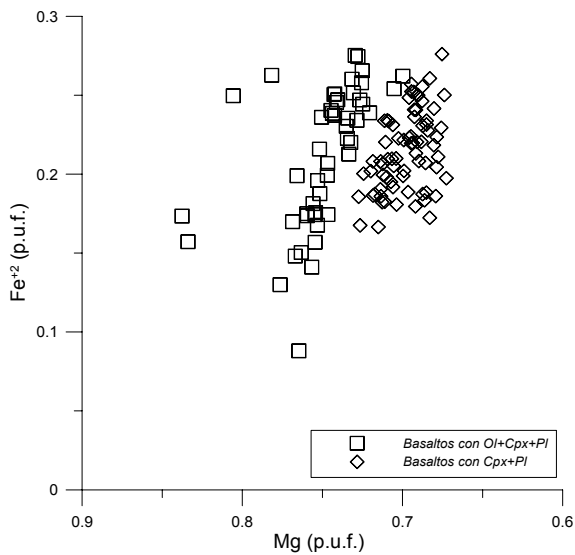
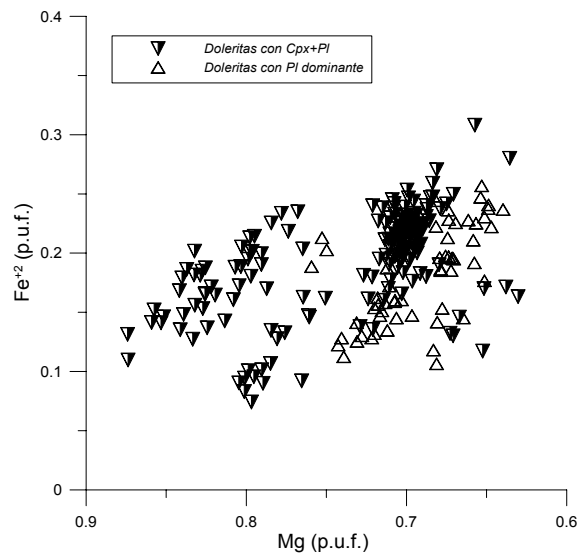


Fig. 5.34. Relación entre el contenido en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en los piroxenos de los lamprófidos.

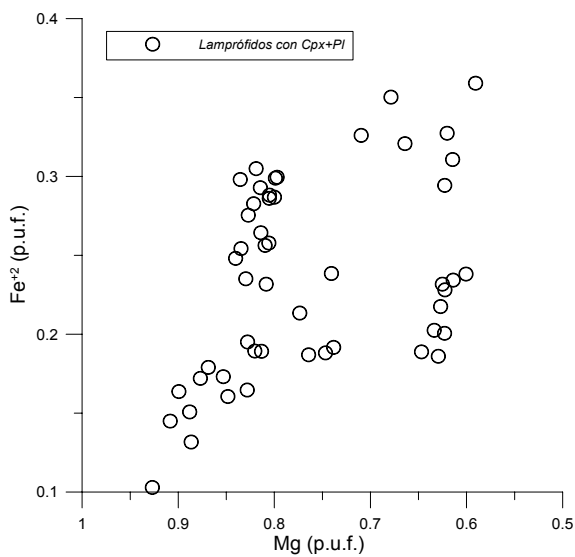


**Fig. 5.35.** Sustitución  $\text{Fe}^{2+}$  vs. Mg en los piroxenos de los litotipos basálticos.

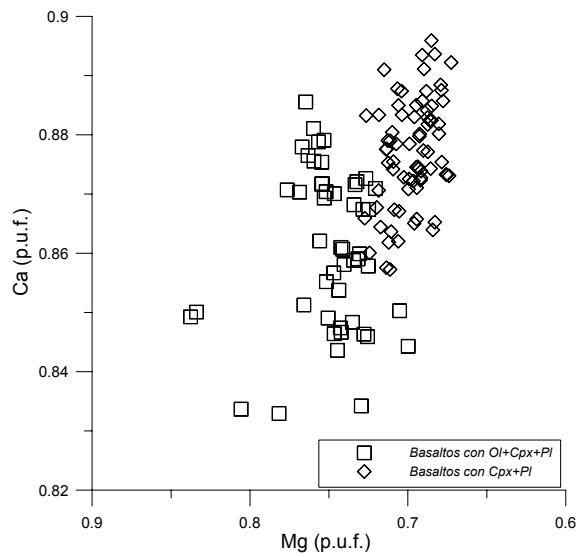


**Fig. 5.36.** Sustitución  $\text{Fe}^{2+}$  vs. Mg en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

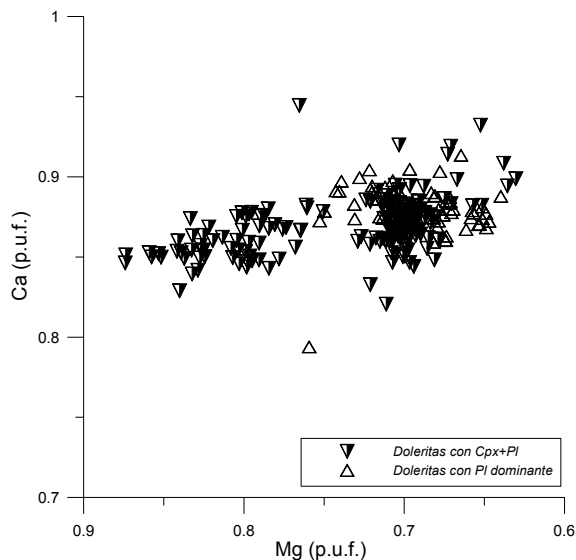
Las relaciones entre  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{(1)}$  corresponden, con frecuencia, a pautas de zonado inversas, a escala de cristal individual, tal como hemos expuesto previamente. El rango de variación de las composiciones en los basaltos (Fig. 5.35) es muy reducido, con relaciones  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$  más elevadas y valores ligeramente más altos en Mg en los basaltos con olivino, posiblemente debido a la incorporación temprana del Fe en el olivino de estas rocas. En los *basaltos con Cpx+Pl*, los valores de Mg son algo menores y también registran una menor variación de  $\text{Fe}^{2+}$  relacionada posiblemente con la sincristalización de opacos y con el carácter algo más diferenciado de estos fundidos. En contraste, las composiciones en doleritas (Fig. 5.36) y, especialmente, en lamprófidos (Fig. 5.37) presentan pautas de variación mucho más amplias y sus relaciones  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$  son menores que en los basaltos, condicionadas por una variación amplia del contenido de Mg.



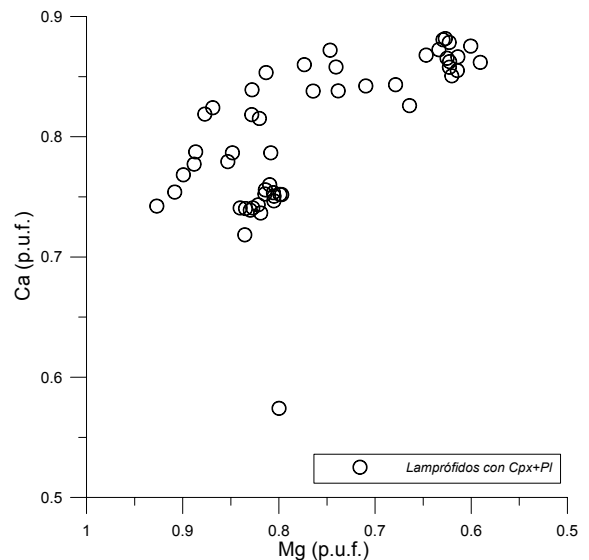
**Fig. 5.37** Sustitución  $\text{Fe}^{2+}$  vs. Mg en los piroxenos de los lamprófidos.



**Fig. 5.3.26.** Sustitución Ca vs. Mg en los piroxenos de los litotipos basálticos.



**Fig. 5.39.** Sustitución Ca *vs.* Mg en los piroxenos de los litotipos doleríticos.



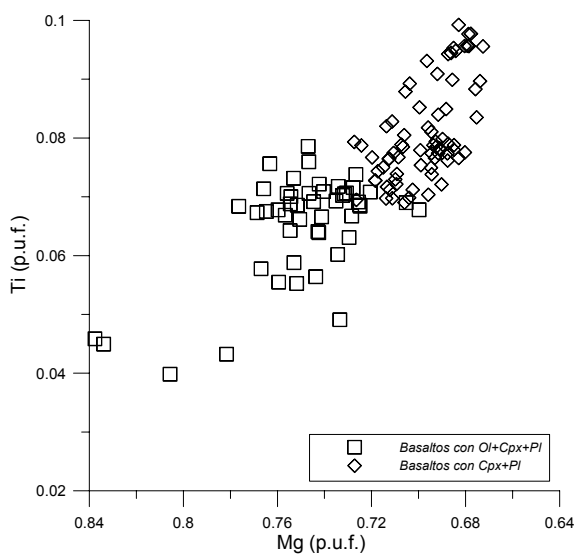
**Fig. 5.40.** Sustitución Ca *vs.* Mg en los piroxenos de los lamprófidos.

La distinta pauta de variación del Mg en los litotipos basálticos frente a la que se observa en los litotipos en diques (doleritas y lamprófidos) es también la responsable de las diferencias en los diagramas catiónicos de Ca *vs.* Mg. Así, en los basaltos (Fig. 5.38), se identifican pautas de elevada pendiente, indicativas de una amplia variación del Ca frente a un comportamiento prácticamente tamponado del Mg, en tanto que en las doleritas (Fig. 5.39) y en los lamprófidos (Fig. 5.40), las pautas muestran pendientes significativamente inferiores, para composiciones más cálcicas en el caso de los lamprófidos pero que, en cualquier caso, representan una amplia variación tanto del Mg como del Ca. Dado que las variaciones de concentración del Ca en este tipo de rocas están controladas tanto por el Cpx como por la plagioclasa, fases presentes en cualquiera de los litotipos considerados, es razonable relacionar el distinto comportamiento de estos elementos con las diferencias en la cristalización de unos litotipos frente a otros. En este sentido, la cristalización de clinopiroxenos en los litotipos basálticos registra un intervalo temporal menor (cristalización más rápida), para el cual los elementos estructurales de los minerales de mayor temperatura de cristalización (Fe y Mg en Ol y Cpx) van a presentar escasas variaciones, en tanto que aquellos elementos compartidos con otro mineral con un mayor intervalo de cristalización (el Ca, en plagioclasa y clinopiroxeno), pueden mostrar una variación mayor. En los litotipos en diques (doleritas y lamprófidos), con un intervalo de cristalización mayor, las variaciones de composición registradas pueden ser más amplias y reflejan el efecto de la sincristalización de varias fases minerales. Tal como se expone en el apartado 5.3.4., los valores más elevados de Ca p.u.f. en los piroxenos de basaltos y lamprófidos son también un registro de su cristalización a una temperatura más elevada que en el caso de las doleritas.

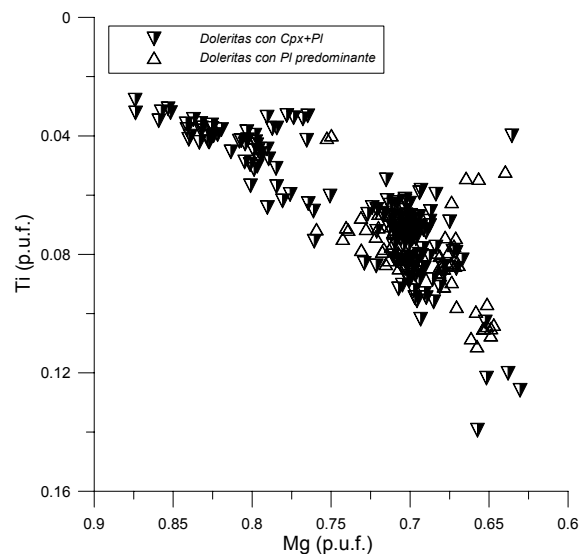
Un elemento estructural menor, pero relevante en los clinopiroxenos de estas rocas es el Ti. Su entrada en la red del piroxeno, como expondremos posteriormente,



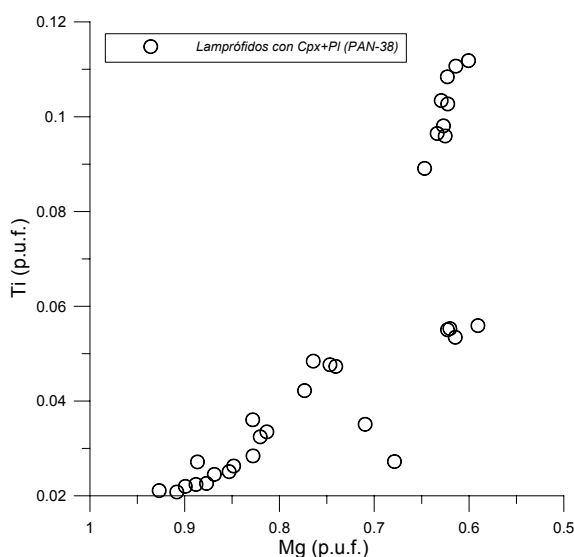
está relacionada con los mecanismos sustitucionales que implican a Al en las posiciones T y M1, de ahí que se definan pautas de pendiente positiva cuando se representan sus concentraciones respecto al Mg (Figs. 5.41, 5.42 y 5.43), también implicado en dichos mecanismos de variación composicional. En todos los litotipos, se registra un aumento del Ti conforme disminuye el Mg; es decir, al aumentar la diferenciación, tal como se observa en el zonado de color de los cristales de clinopiroxeno y también en los perfiles composicionales realizados. Dicho aumento, según se aprecia en la Fig. 5.3.31, para los clinopiroxenos en los lamprófidos, define una pendiente moderada en los primeros estadios de crecimiento y se hace progresivamente mayor en las composiciones menos magnesianas. Este efecto, aunque apreciable, es menos evidente en las doleritas (Fig. 5.42) y no se identifica en los basaltos (Fig. 5.43), en cuyos piroxenos el contenido en Ti aumenta de un modo



**Fig. 5.41.** Evolución del Ti durante la cristalización de los piroxenos de los litotipos basálticos.



**Fig. 5.42.** Evolución del Ti durante la cristalización de los piroxenos de las doleritas.

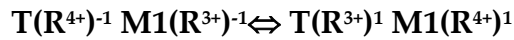


**Fig. 5.43.** Evolución del Ti durante la cristalización de los piroxenos de los lamprófidos.

muy rápido con el descenso en Mg. Dado que la partición del Ti entre los óxidos y las fases silicatadas depende de la fugacidad de oxígeno en el fundido, cabe interpretar estas pautas como resultado del paso progresivo (o rápido en el caso de los basaltos), a condiciones más reductoras con la evolución del fundido, como consecuencia de la precipitación de óxidos.

La entrada del Ti en la estructura de los piroxenos está relacionada, de modo habitual, con la sustitución de Si por Al en la posición T, normalmente acoplada a la entrada de Ti y salida de Al en la posición

M1, configurando un mecanismo del tipo:



Para estudiar esta sustitución, hemos representado las relaciones  $Al^{IV} + Ti$  vs  $Si + Al^{VI}$  (Figs. 5.44, 5.45 y 5.46); las pautas lineales, con pendiente negativa obtenidas indican que, en efecto, es este mecanismo sustitucional el que condiciona la entrada del Ti en la posición M1. En detalle, los piroxenos en los *basaltos con Ol + Cpx + Pl* muestran valores relativamente bajos en  $Al^{IV}+Ti$ , de modo coherente a su carácter menos diferenciado, en comparación con los *basaltos con Cpx + Pl* (Fig. 5.44). Las pautas en ambos litotipos doleríticos (Fig. 5.45) son muy homogéneas y cubren un amplio rango de valores, indicando una cristalización simultánea a una evolución amplia de la composición del líquido coexistente, tal como cabe esperar

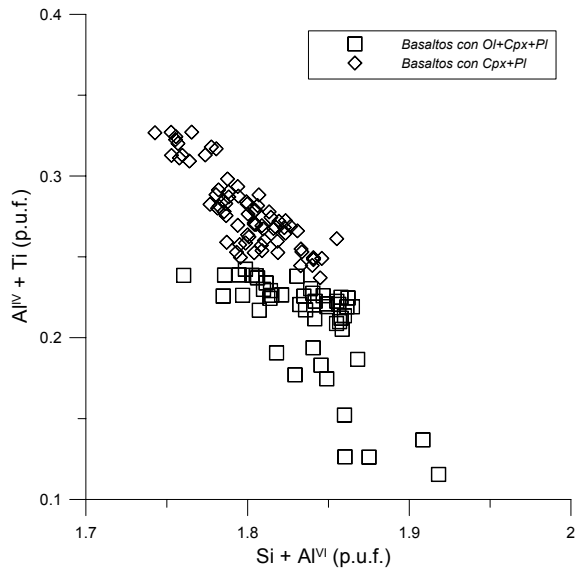


Fig. 5.44. Sustitución de Si y Ti en los piroxenos de los litotipos basálticos.

en un litotipo de emplazamiento subvolcánico. En los clinopiroxenos de los lamprófidos (con Cpx + Pl) se definen dos poblaciones (Fig. 5.46), bien discriminadas, indicando dos condiciones distintas de cristalización, una más temprana, con bajo  $Al^{IV}+Ti$  y otra posterior con un valor mayor para esta suma catiónica.

Para poder conocer en detalle el comportamiento de Al y Ti, han de estudiarse sus relaciones por separado. En los basaltos -con y sin olivino- (Figs. 5.47) se observa una relación directa, con una marcada linealidad, entre ambos elementos; este tipo de relación sugiere que

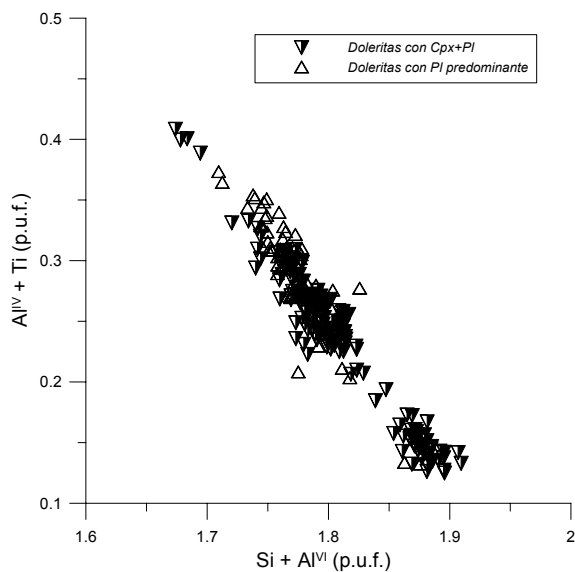


Fig. 5.45. Sustitución de Si y Ti en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

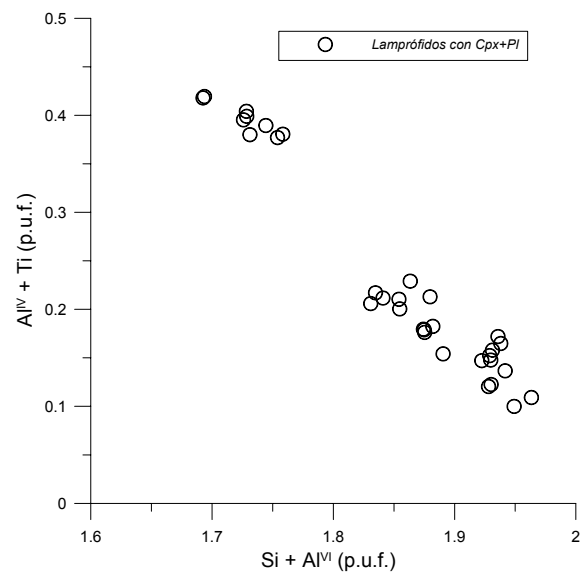
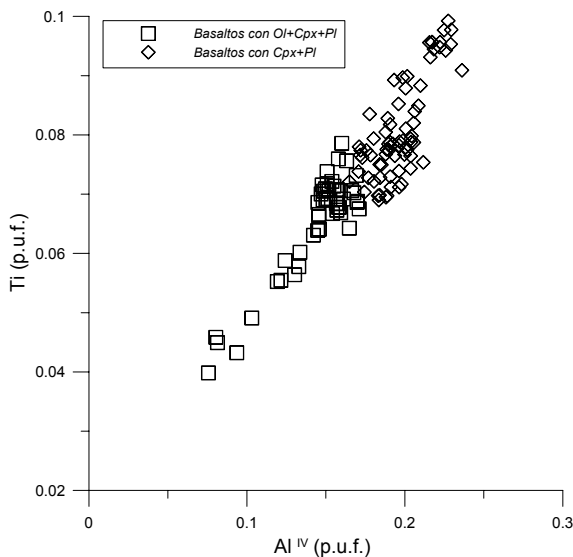
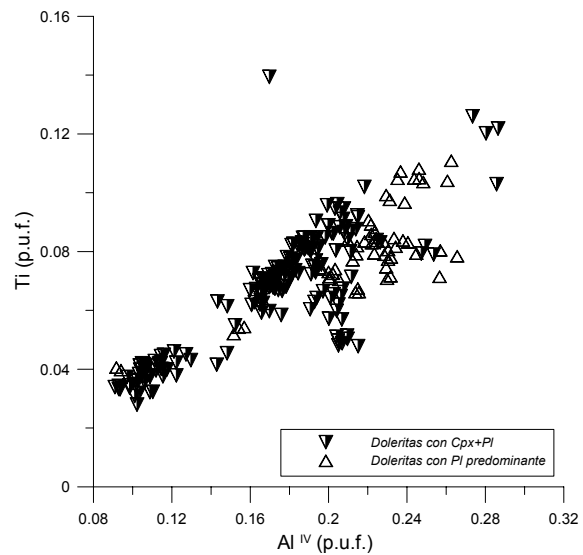


Fig. 5.46 Sustitución de Si y Ti en los piroxenos de los lamprófidos.

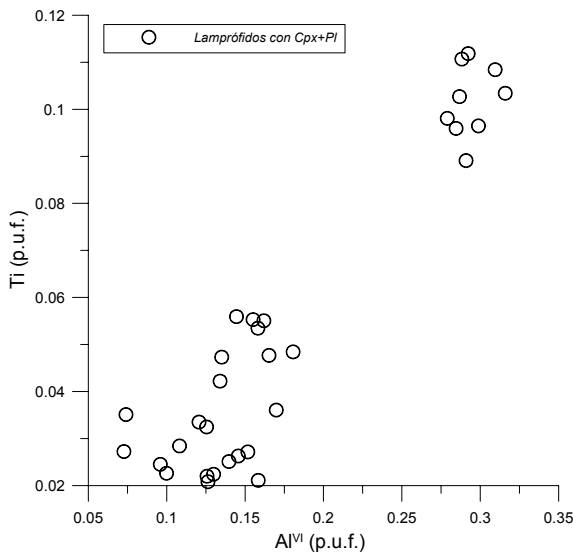
l a



**Fig. 5.47.** Relación Ti vs Al<sup>IV</sup> en los piroxenos de los litotipos basálticos.



**Fig. 5.48.** Relación Ti vs Al<sup>IV</sup> en los piroxenos de los litotipos doleríticos.



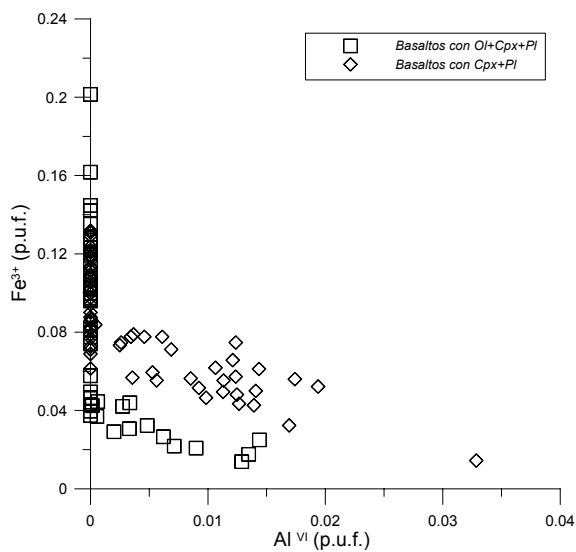
**Fig. 5.49.** Relación Ti vs Al<sup>IV</sup> en los piroxenos de los lamprófidos.

sustitución acoplada de Ti en *M1* y Al en *T*, resulta suficiente para explicar las variaciones de Al<sup>IV</sup>. Tal como indicábamos previamente, las composiciones en los basaltos con olivino son más pobres en Ti y Al<sup>IV</sup>, como corresponde a líquidos poco diferenciados y solamente sus composiciones más ricas en Ti se aproximan a las menos diferenciadas del litotipo sin olivino. En piroxenos de doleritas ambos elementos presentan una relación directa (Fig. 5.48) pero se aprecia una falta de linealidad, marcada por valores bajos de Ti que sugieren la intervención de otros mecanismos sustitucionales necesarios para

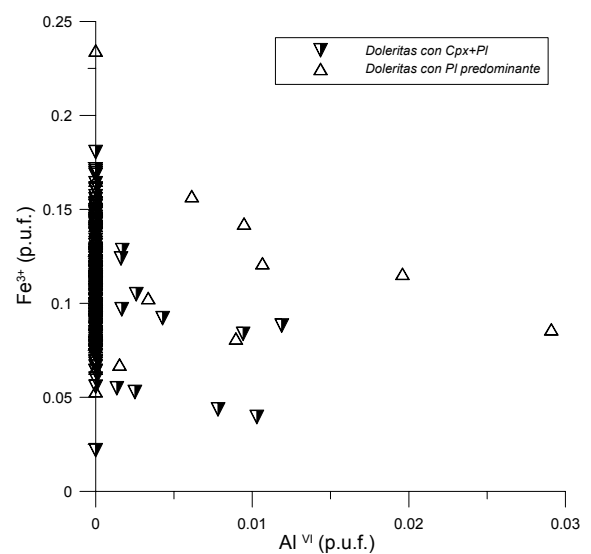
justificar las variaciones de Al<sup>IV</sup>. Estos valores bajos de Ti pueden estar relacionados, también, con la precipitación coetánea de opacos. En los lamprófidos, las composiciones se agrupan en dos poblaciones con valores marcadamente diferentes de Al<sup>IV</sup> y Ti (Fig. 5.49); los valores más bajos de ambos elementos corresponden a los cristales iniciales (I; con valores también mayores de MgO, como hemos visto previamente) donde el Ti presenta una variación importante, en tanto que las composiciones generadas posteriormente (II), que corresponden a la precipitación de microcristales (Cpx<sub>3</sub>), más ricos en Ti (*cfr.* figuras 5.24 y 5.25), se agrupan en una población más homogénea. En ambos grupos de composiciones, resulta evidente la dispersión de los valores, aun con una cierta linealidad. Esta distribución es indicativa de la asociación entre la entrada de Ti en *M1* y la de Al en *T*, pero también con participación de otros cationes (tal como hemos expuesto previamente,

la relación entre Al y Fe<sup>3+</sup> en M1 resulta patente en los perfiles composicionales de las figuras 5.24 y 5.25 y será valorada a continuación). Las variaciones más importantes en Ti y Al<sub>total</sub> así como las de Al<sup>IV</sup> vs Al<sup>VI</sup> pueden ser relacionadas con variaciones de presión (Aoki y Shiba, 1973; Velde y Kushiro, 1978; Wass, 1979).

La relación de sustitución existente entre el Fe<sup>3+</sup> y el Al en la posición M1 resulta manifiesta al representar sus valores en un diagrama binario (Figs. 5.50, 5.51 y 5.52). La asociación entre ambos elementos muestra una pauta de pendiente negativa y con una cierta dispersión en los valores de Fe<sup>3+</sup>, razonable si consideramos que se trata de valores recalculados. La mejor expresión de esta relación se puede identificar para los lamprófidos (Fig. 5.52) y en menor medida para los basaltos (Fig. 5.50), ya que al igual que en las doleritas (Fig. 5.51), son numerosos los análisis con valores nulos de Al<sup>VI</sup>. Este mecanismo sustitucional está

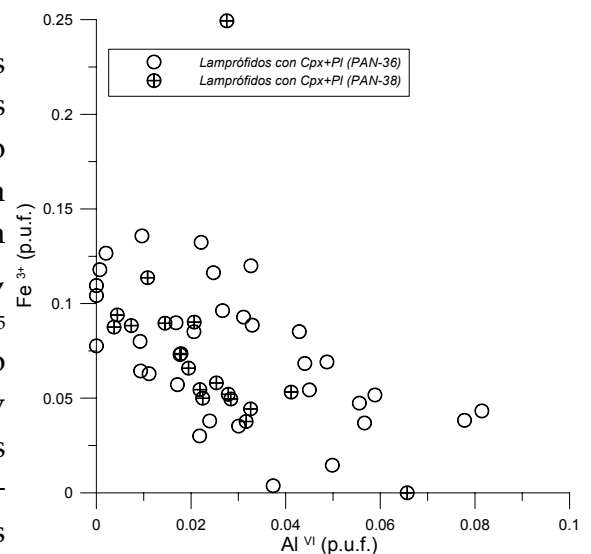


**Fig. 5.50.** Relación Fe<sup>3+</sup> vs Al<sup>VI</sup> en los piroxenos de los litotipos basálticos.



**Fig. 5.51.** Relación Fe<sup>3+</sup> vs Al<sup>IV</sup> en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

relacionado, a su vez, con las sustituciones que implican a Fe<sup>2+</sup> y a Ti, puesto que los valores de Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> se relacionan de modo inverso. El par Ti<sup>4+</sup> y Fe<sup>2+</sup> corresponde a la sustitución propuesta por Tracy y Robinson (1977) del tipo  $2\text{Mg} + 2\text{Si} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Ti} + 2\text{Al}$ , equivalente a una molécula  $\text{CaFe}^{2+}_{0.5} \text{Ti}^{4+}_{0.5} (\text{AlSi})_2\text{O}_6$ . Esta propuesta ha sido confirmada experimentalmente por Sack y Carmichael (1984) mostrando que las sustituciones  $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}$ , y  $\text{Ti} + 2\text{Al} \leftrightarrow \text{Si} + \text{Mg}$  pueden ser factibles para composiciones próximas al espacio definido por los polos  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  (Di) -  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  (Hd) -



**Fig. 5.52.** Relación Fe<sup>3+</sup> vs Al<sup>IV</sup> en los piroxenos de los lamprófidos.

CaTiAl<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaFe<sup>3+</sup>(AlSi)<sub>2</sub>O<sub>6</sub> - CaAl(AlSi)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Los diagramas Ti+Fe<sup>2+</sup> vs Mg muestran una clara correlación, con pendiente positiva en todos los litotipos. Así, en los basaltos (Fig. 5.53), la elevada pendiente de las pautas obtenidas indica una rápida variación de los contenidos en Fe y Ti, para variaciones reducidas de Mg. Esta evolución está posiblemente condicionada por la cristalización significativa de los óxidos de Fe y Ti simultánea a una escasa diferenciación del fundido en equilibrio. Tal como expusimos previamente, este esquema es coherente con una rápida variación de la fugacidad de oxígeno en el fundido. En contraste, las pautas obtenidas para las doleritas (Fig. 5.54) y lamprófidos (Fig. 5.55) presentan una pendiente menor, indicativa de un mayor rango de diferenciación. Solamente en el litotipo de lamprófidos, la muestra PAN-38 presenta valores agrupados, en valores altos de Mg y con elevada pendiente sugiriendo de nuevo una cristalización del clinopiroxeno en un intervalo temporal más breve, coetáneo a la cristalización de óxidos de Fe-Ti.

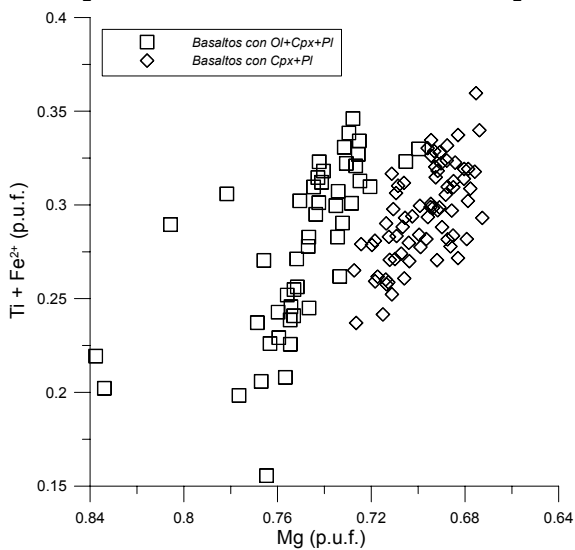


Fig. 5.53. Relación (Ti + Fe<sup>2+</sup>) vs Mg en los piroxenos de los litotipos basálticos.

Tanto el Na como el Ti tienen un significado composicional relevante en clinopiroxenos de rocas con afinidad alcalina; en general, la entrada de Na en la posición M<sub>2</sub>, en sustitución del Ca, se relaciona con el exceso de carga producido en la posición M<sub>1</sub> no compensado por las sustituciones de Si por Al en T. Uno de los elementos que más condiciona este exceso de carga es el Ti, pero también lo generan el Al y Fe<sup>3+</sup>. Los diagramas binarios Ti vs Na (Figs. 5.56, 5.57 y 5.58) confirman esta relación, si bien existe una dispersión

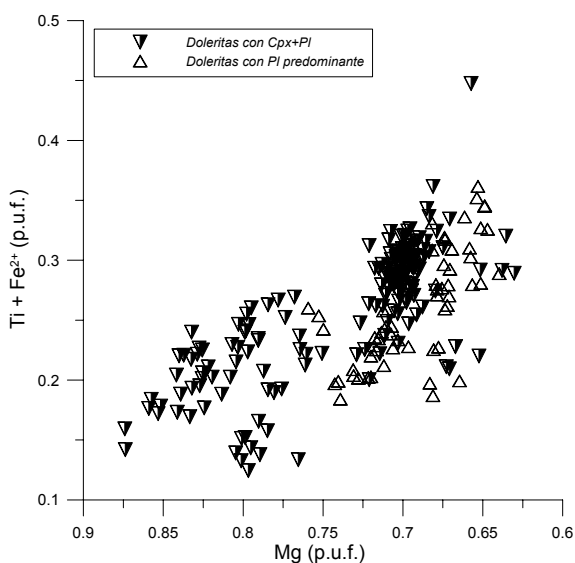


Fig. 5.54. Relación (Ti + Fe<sup>2+</sup>) vs Mg en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

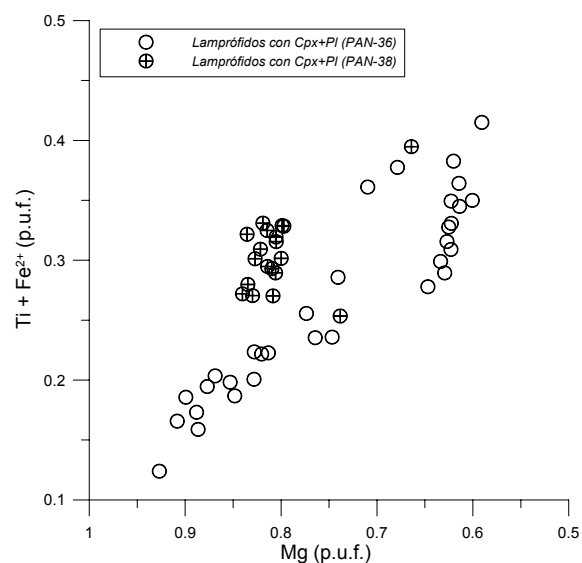
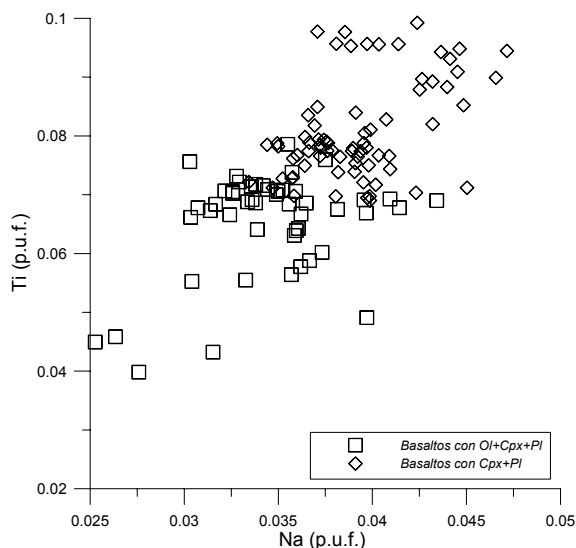
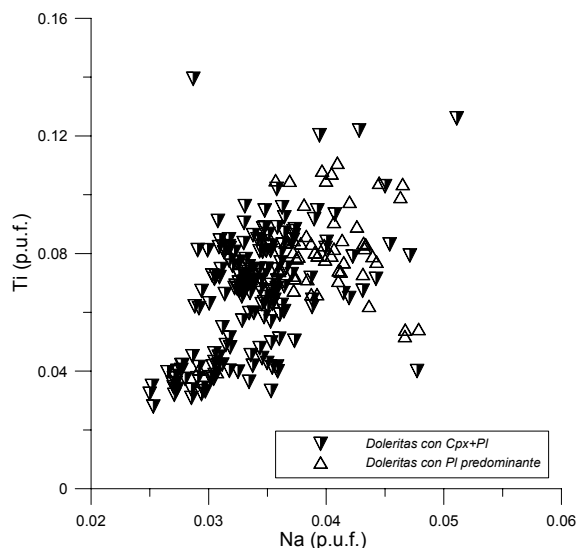


Fig. 5.55. Relación (Ti + Fe<sup>2+</sup>) vs Mg en los piroxenos de los lamprófidos.

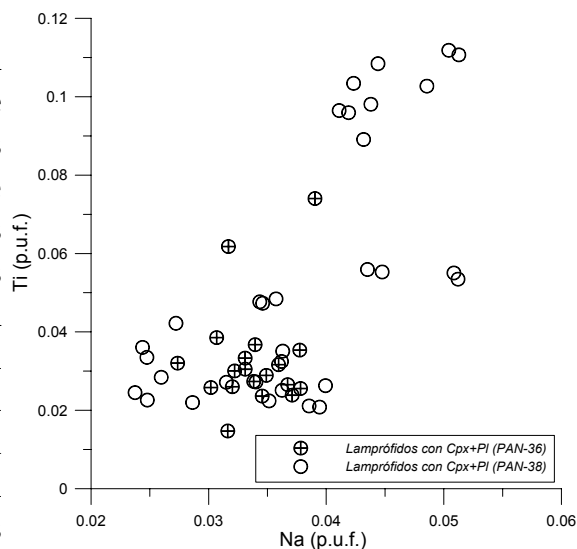


**Fig. 5.56.** Relación Ti vs Na en los piroxenos de los litotipos basálticos.



**Fig. 5.57.** Relación Ti vs Na en los piroxenos de los litotipos doleríticos.

significativa de los valores, relacionada con las sustituciones que implican la entrada de elementos trivalentes, tal como hemos indicado. Este hecho es especialmente evidente para las composiciones más enriquecidas en Ti en el litotipo de basaltos con clinopiroxeno-plagioclasa (Fig. 5.56), en las que se aprecia una variación significativa en el contenido en Na para valores relativamente constantes de Ti. Si comparamos esta figura con la Fig. 5.50, en la que este litotipo presenta los valores más elevados para la suma de  $Al^{VI} + Fe^{3+}$ , resulta razonable suponer que son estos elementos, junto con el Ti, los que condicionan la entrada de Na en  $M1$  configurando un mecanismo complejo de sustituciones acopladas.



**Fig. 5.58.** Relación Ti vs Na en los piroxenos de los lamprófidos.

### 5.3.4. Geotermómetros de clinopiroxeno

Los geotermómetros basados en piroxenos se fundamentan en la relación que existe entre la temperatura a la que cristaliza el piroxeno y el intercambio catiónico de Ca, Fe y Mg que se produce entre dos fases de piroxeno en equilibrio o, dentro de un mismo cristal, con el intercambio de  $Fe^{2+}$  y Mg entre las posiciones estructurales  $M1$  y  $M2$ . La mayor parte de estos geotermómetros son aplicables a situaciones donde dos o más fases de piroxeno están en equilibrio (p.e. Ross y Huebner, 1975; Saxena, 1976; Wood y Banno, 1973) o requieren un estudio

cristalquímico detallado para establecer previamente el grado de ocupación de la posiciones  $M1$  y  $M2$  por parte de  $Fe^{2+}$  y  $Mg$  (p.e. Molin y Zanazzi, 1991). A partir de la composición química obtenida por microsonda electrónica en piroxenos ricos en  $Ca$ , pertenecientes a una única fase mineral, como es nuestro caso, se pueden obtener estimaciones de temperatura mediante los geotermómetros de Kretz (1982) y Lindsley (1983). Además, el geotermómetro basado en la composición del líquido de French y Cameron (1981), utilizado en el caso de la plagioclasa, también permite obtener valores teóricos para el caso del piroxeno.

#### 5.3.4.1. Geotermómetro basado en el contenido en Calcio.

Kretz (1982) define dos ecuaciones, que denomina de transferencia y de intercambio, que relacionan la temperatura de cristalización y el reparto de  $Ca$ ,  $Fe^{2+}$  y  $Mg$  entre dos piroxenos en equilibrio, uno pobre en  $Ca$  y otro rico en dicho elemento (ortopiroxeno y clinopiroxeno o pigeonita y augita). A partir de datos experimentales evidencia que existe una relación lineal entre la temperatura de cristalización del piroxeno y el contenido del mismo en  $Ca$ . La proyección de los datos del solvus de Lindsley y Dixon (1976) a 15 kbar pone de manifiesto que dicha relación lineal cambia en torno a los 1100 °C, debido al aumento de la solubilidad de la molécula de enstatita. Esta situación puede compararse con el cambio en la pendiente del solvus, producido a dicha temperatura, observado por Atlas (1952) y Boyd y Schairer (1964) en condiciones de baja presión.

La relación entre el contenido en  $Ca$  y la pendiente del solvus se expresa según las ecuaciones:

Para  $T^a > 1080$  °C:

$$1000 / T (^{\circ}K) = - 0.123 \ln (1-2 [Ca]^{Cpx}) + 0.468$$

Para  $T^a < 1080$  °C:

$$1000 / T (^{\circ}K) = - 0.304 \ln (1-2 [Ca]^{Cpx}) + 0.054$$

donde  $[Ca]^{Cpx} = Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+})$ . El contenido de  $Fe^{2+}$  y  $Mg$  se relaciona con el contenido en  $Ca$  en el solvus a 730 °C y 1100 °C según:

$$730 \text{ }^{\circ}C: \quad \ln (1-2 [Ca]^{Cpx}) = 2X^{Cpx} - 3.1$$

$$1100 \text{ }^{\circ}C: \quad \ln (1-2 [Ca]^{Cpx}) = 2X^{Cpx} - 2.1$$

donde  $X^{Cpx} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ . Así, la relación entre  $[Ca]^{Cpx}$ ,  $X^{Cpx}$  y la  $T^a$  se define según dos segmentos:

Para  $T^a > 1080$  °C:

$$T (^{\circ}K) = 1000 / (0.468 + 0.246 X^{Cpx} - 0.123 \ln (1-2 [Ca]^{Cpx}))$$

Para  $T^a < 1080$  °C:

$$T (^{\circ}\text{K}) = 1000 / (0.054 + 0.608 X^{\text{Cpx}} - 0.304 \ln (1-2 [\text{Ca}]^{\text{Cpx}}))$$

#### 5.3.4.2. Geotermómetro gráfico.

Lindsley (1983) desarrolló un sistema gráfico para determinar la temperatura de formación de asociaciones de dos o tres piroxenos a distintos valores de presión. Este método puede ser también utilizado para calcular la temperatura mínima de formación de un único piroxeno rico en Ca, como es nuestro caso.

Para la obtención de valores de temperatura mediante este termómetro gráfico se proyectan los datos de composición del piroxeno obtenidos mediante microsonda electrónica en diferentes diagramas según sea la presión estimada de cristalización del mismo (1 kbar, 5 kbar, 10 kbar o 15 kbar). El diagrama de representación utilizado es un cuadrilátero En-Di-Hd-Fs en el cual se superponen las curvas isotermas obtenidas por métodos experimentales por Lindsley (1983). Los datos de las proporciones de Wo, En y Fs proyectados en el diagrama se calculan según el método de Lindsley y Andersen (1983) y difieren de las obtenidas mediante la recomendación de la I.M.A. (Morimoto *et al.*, 1988) para la clasificación de piroxenos. En el caso de composiciones obtenidas mediante microsonda, la representación se hace siguiendo el siguiente esquema:

$$\text{Wo} = ("Ca" + \text{Ac} - \text{AlCaTs} - \text{FeCaTs} - \text{CrCaTs}) / 2$$

$$\text{En} = (1 - \text{Wo}) \cdot (1 - X)$$

$$\text{Fs} = (1 - \text{Wo}) \cdot (X)$$

donde  $X = \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  y los términos de la fórmula de la Wo se calculan según:

1. El  $\text{Fe}^{3+}$  que posee el piroxeno se obtiene según el balance de cargas propuesto por Papike *et al.* (1974):  $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr}^{\text{VI}} + 2\text{Ti}^{4+\text{VI}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}_{\text{M}2}$
2. El término acmita (Ac) responde al menor valor de Na o  $\text{Fe}^{3+}$  en la fórmula.
3. La molécula de jadeita (Jd) es el menor valor entre  $\text{Al}^{\text{VI}}$  o el Na restante.
4. El término FeCaTs es el  $\text{Fe}^{3+}$  restante.
5. El Cr del piroxeno equivale al término CrCaTs.
6. El  $\text{Al}^{\text{VI}}$  restante forma el término AlCaTs
7. Todo el Ca constituye el valor "Ca".

Este geotermómetro gráfico es apropiado para piroxenos ígneos cuadrilaterales en los que  $\text{Wo} + \text{En} + \text{Fs} > 90\%$  y que tienen contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  inferiores al 8% (Lindsley, 1983); para contenidos mayores de Al las temperaturas obtenidas son demasiado elevadas (Lindsley, 1983) debido a la estimación a la baja de la actividad de la molécula de Wo que se produce al eliminar los componentes de Tschermak en el cálculo de Wo de Lindsley y Andersen (1983).



El error estimado para este geotermómetro es de  $\pm 50$  °C (Lindsley y Andersen, 1983) y las temperaturas obtenidas son muy similares a las estimadas mediante el termómetro de Kretz (1982).

#### 5.3.4.3. Resultados obtenidos

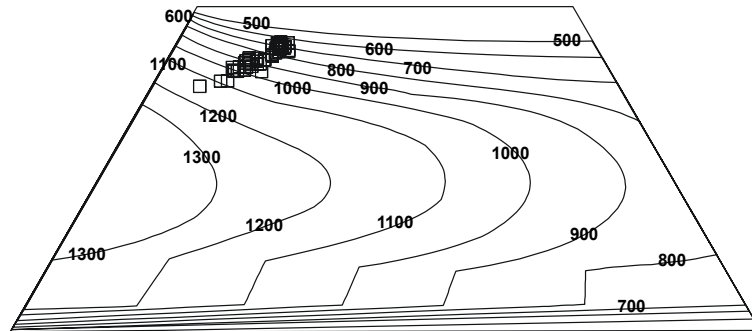
En la estimación de la temperatura de cristalización mediante el geotermómetro de Kretz (1982) se han considerado composiciones de piroxenos representativas de todos los litotipos considerados, tomando valores en fenocristales y microcristales, para así poder comparar la evolución de la temperatura desde el inicio hasta el final de la cristalización del piroxeno. Los valores promedios obtenidos, junto con los rangos de variación se reflejan en la Tabla 5.11.

Tipo de roca	Litotipo	Muestra	Cristal	Máximo	Promedio	Mínimo	Desv. estándar
Basalto	Ol + Cpx + Pl	ELA-33	Fxl	1063	979	942	$\pm 30$
			mxl	972	945	916	$\pm 21$
	Cpx + Pl	AN-5	Fxl	954	923	893	$\pm 18$
			mxl	910	869	843	$\pm 20$
Dolerita	Cpx + Pl	ELC-8	Fxl	987	941	847	$\pm 26$
			mxl	965	929	876	$\pm 22$
	Pl dominante	ELC-1/5	Fxl	986	897	814	$\pm 40$
			mxl	910	873	838	$\pm 24$
Lamprófidio		PAN-36	Fxl	1197	1035	873	$\pm 87$
			mxl	923	917	900	$\pm 12$

**Tabla 5.11.** Temperaturas de cristalización del clinopiroxeno obtenidas mediante el geotermómetro de Kretz (1982), en los litotipos considerados.

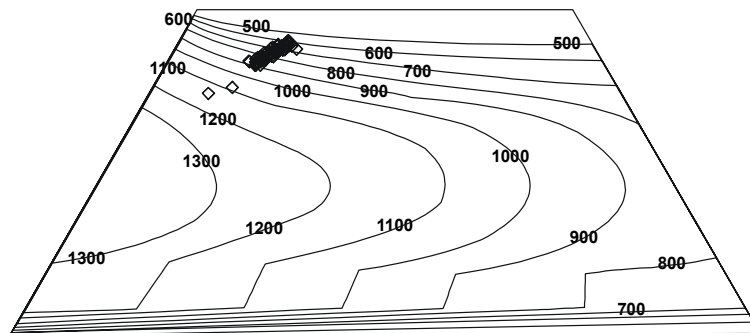
Los resultados obtenidos muestran una mayor dispersión en el caso de los lamprófidios (entre  $\pm 12$  y  $\pm 87$  °C), mientras que los basaltos y las doleritas tienen una dispersión menor (entre  $\pm 18$  y  $\pm 40$  °C). Los basaltos menos diferenciados, aquellos correspondientes al litotipo con Ol+Cpx+Pl, arrojan temperaturas de cristalización mayores, para fenocristales y microcristales, que los basaltos con Cpx+Pl, aunque estos tienen una cristalización más larga (más lenta) puesto que la diferencia entre fxl y mxl es algo mayor (34 °C frente a 54 °C). Las doleritas con mayor proporción modal de piroxeno, dan valores de temperatura más elevados que las doleritas con plagioclasa predominante y, en ambos casos, las diferencias entre la etapa Fxl y la etapa mxl son muy pequeñas (12 °C y 24 °C, respectivamente). Finalmente, en los lamprófidios se obtienen las temperaturas más elevadas en fenocristales y, además, la diferencia con la temperatura de cristalización de los microcristales es mayor (118 °C) reflejando un enfriamiento más lento que para el caso de los litotipos más superficiales.

En las estimaciones de temperatura realizadas con el geotermómetro gráfico de Lindsley (1983), dado que este método utilizado para un cristal único de piroxeno rico en Ca sólo permite obtener temperaturas mínimas de cristalización, no se han distinguido fenocristales y microcristales, sino que se han representado el conjunto de todos los valores por litotipos (*ver* Fig. 5.59, 5.60, 5.61 y 5.62). De todas



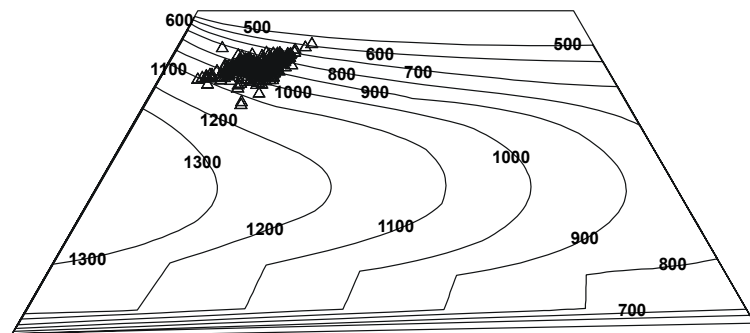
**Fig. 5.59.** Proyección en el diagrama de Lindsley (1983), para 1 kbar, de las composiciones de clinopiroxeno del litotipo de *Basaltos con Ol+Cpx+Pl*.

las calibraciones propuestas por Lindsley (1983) para diferentes presiones, hemos elegido la correspondiente a 1 kbar. para la representación gráfica en todos los casos. En el caso de los basaltos emplazados en sills subsuperficiales (*cfr.* capítulo 3)



**Fig. 5.60.** Proyección en el diagrama de Lindsley (1983), para 1 kbar, de las composiciones de clinopiroxeno del litotipo de *Basaltos con Cpx+Pl*.

es evidente que la presión ha de ser muy próxima a la atmosférica; en cuanto a los diques, estos se han emplazado en la supraestructura, a escasa profundidad, en el



**Fig. 5.61.** Proyección en el diagrama de Lindsley (1983), para 1 kbar, de las composiciones de clinopiroxeno del litotipo de *Doleritas con Cpx+Pl*.

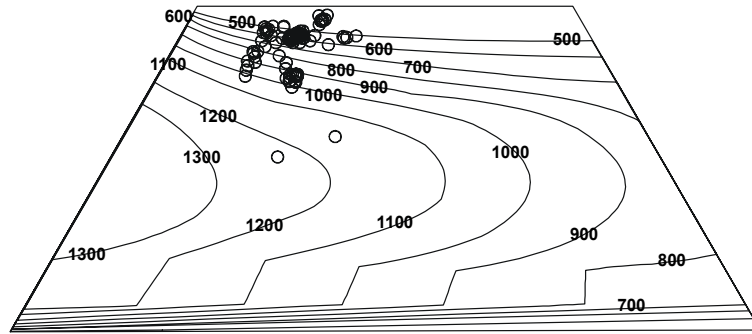


Fig. 5.62. Proyección en el diagrama de Lindsley (1983), para 1 kbar, de las composiciones de clinopiroxeno del litotipo de *Lamprófidos con Cpx+Pl*.

caso de las doleritas, y en el plutón de Panticosa, de carácter epizonal (Debon, 1972) en el caso de los lamprófidos. En ambos casos la profundidad a la que se emplazan los diques, en un contexto extensional, no alcanza los 15 km a los que equivaldría, aproximadamente, la presión de 5 kbar de la segunda calibración de Lindsley (1983). Dadas estas condiciones de emplazamiento, la calibración de menor presión (1 kbar) puede ser considerada la más adecuada para el cálculo de temperaturas a partir de la composición del clinopiroxeno en estas rocas.

Las temperaturas obtenidas por este método, definen intervalos muy amplios en todos los casos considerados (350-400 °C aprox.). Las temperaturas más altas se obtienen en el caso de los *Basaltos con Ol+Cpx+Pl* y las *Doleritas con Cpx+Pl* (ambos 1100-700 °C), a continuación se sitúan los *Lamprófidos con Cpx+Pl* (1000-600 °C) y las temperaturas menores corresponden al litotipo de *Basaltos con Cpx+Pl* (900-650 °C). Esta distribución es similar (ver Tabla 5.12) a la que se obtiene por el método de Kretz (*op. cit.*), si bien según este último método, los rangos de temperatura obtenidos son menores.

<i>Litotipo</i>	<i>Kretz (1982)</i>	<i>French y Cameron (1981)</i>	<i>Lindsley (1983)</i>
<i>Basalto con Ol + Cpx + Pl</i>	1063-916 °C	1093 °C	1100-700 °C
<i>Basalto con Ol + Pl</i>			
<i>Basalto con Cpx + Pl</i>	954-843 °C	1099 °C	900-650 °C
<i>Basalto con Pl</i>			
<i>Dolerita con Cpx + Pl</i>	987-876 °C	1127-1107 °C	1100-700 °C
<i>Dolerita con Pl predominante y Cpx</i>	986-838 °C	1084-1041 °C	
<i>Lamprófido con Cpx predominante y Pl</i>	1197-900 °C	1112 °C	1000-600 °C
<i>Lamprófido con Cpx + Pl</i>		1060 °C	
<i>Lamprófido con Am+Pl</i>			

Tabla 5.12. Temperaturas de cristalización del clinopiroxeno obtenidas mediante los geotermómetros de Kretz (1982), French y Cameron (1981) y Lindsley (1983) en los litotipos considerados.

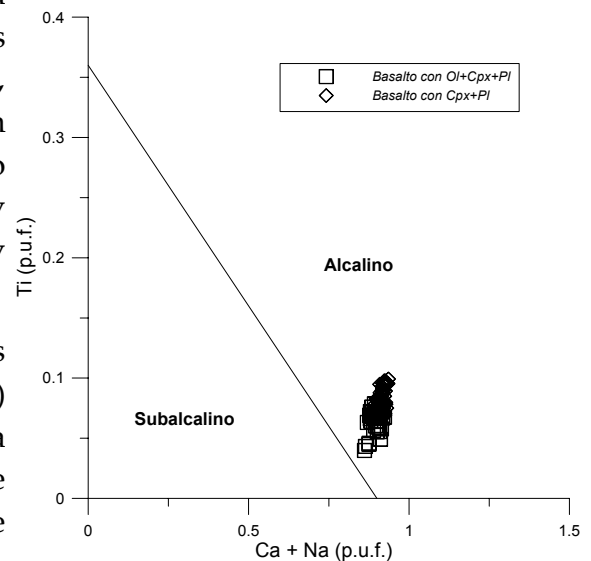
El geotermómetro de French y Cameron (1981) basado en la composición del líquido (*cf.* apartado 5.2.2.3) predice valores de temperatura más altos (Tabla 5.12) que los obtenidos por el método de Kretz (*op. cit.*), en todos los litotipos, salvo en los lamprófidos donde se sitúan dentro del intervalo obtenido por el método de Kretz (*op. cit.*).

De los tres tipos de geotermómetros, consideramos que los resultados más fiables corresponden al geotermómetro de Kretz (1982), que ofrece un valor mínimo de temperatura para la cristalización; estos datos se complementan con el valor máximo (o inicial) de temperatura que ofrece el geotermómetro de French y Cameron (1981) estableciendo así un rango muy probable de temperaturas para la cristalización de los piroxenos. Finalmente, los datos obtenidos aplicando la calibración de Lindsley (1983) establecen un rango muy amplio, que contiene a los valores obtenidos mediante los otros métodos, aunque la precisión que ofrece la representación gráfica es baja.

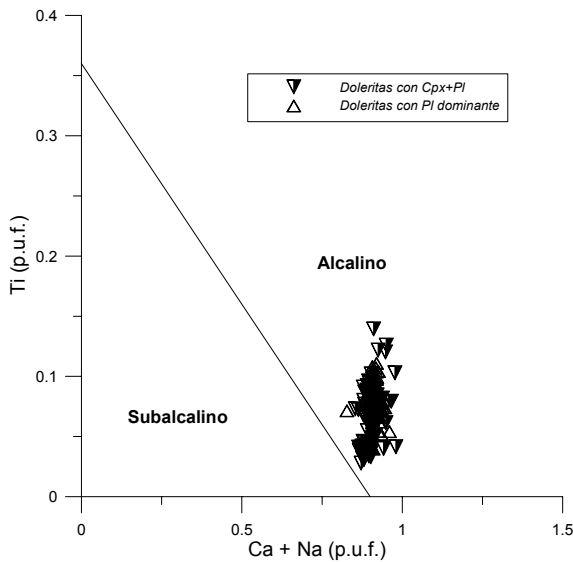
### 5.3.5. Afinidad magmática.

La composición de los clinopiroxenos en rocas basálticas ha sido uno de los criterios empleados para la identificación de su afinidad magmática, según las propuestas realizadas por diversos autores. Así, Leterrier *et al.* (1982), propusieron la relación de los contenidos en Ti frente a la suma de Ca+Na como criterio discriminante, siendo característico de la afinidad alcalina la combinación de valores elevados de Ti y Ca+Na. La proyección de las composiciones obtenidas para los diferentes litotipos (Figs. 5.63, 5.64 y 5.65) en este diagrama muestra la adscripción de estos clinopiroxenos al campo propuesto para la afinidad alcalina, lo que está de acuerdo con los valores obtenidos por geoquímica elemental. Esta propuesta resulta más discriminante que la realizada por LeBas (1962), basada en los contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (en % en peso), donde las composiciones obtenidas ocupan un máximo destacado en el campo alcalino pero alcanzan los dominios peralcalino y subalcalino próximos (Figs. 5.66, 5.67 y 5.68).

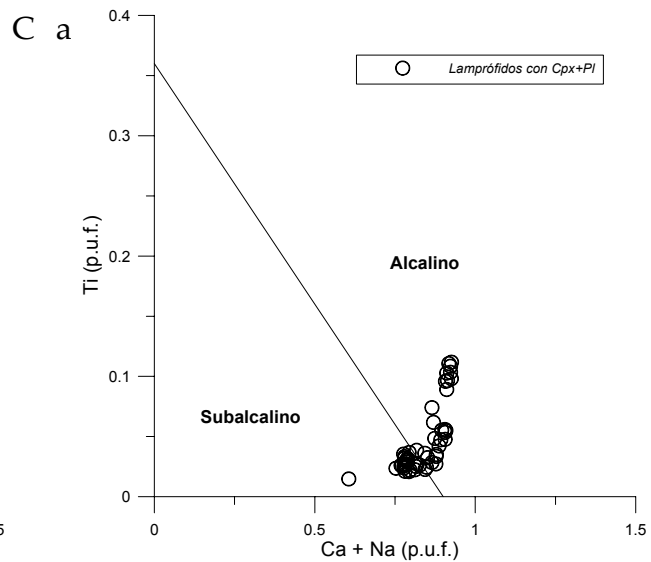
Las relaciones discriminantes propuestas por Leterrier *et al.* (1982) incluyen también algunas destinadas a inferir el ambiente geodinámico de emplazamiento de los basaltos. La base de datos empleada por estos autores para establecer las diferentes relaciones y diagramas y proponer la relación Ti + Cr *vs.*



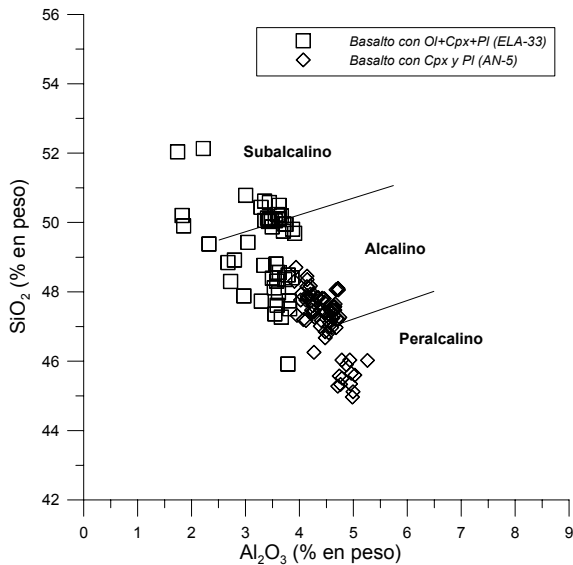
**Fig. 5.63.** Diagrama discriminante Ti *vs.* (Ca+Na) de Leterrier *et al.* (1982) para los litotipos de basaltos.



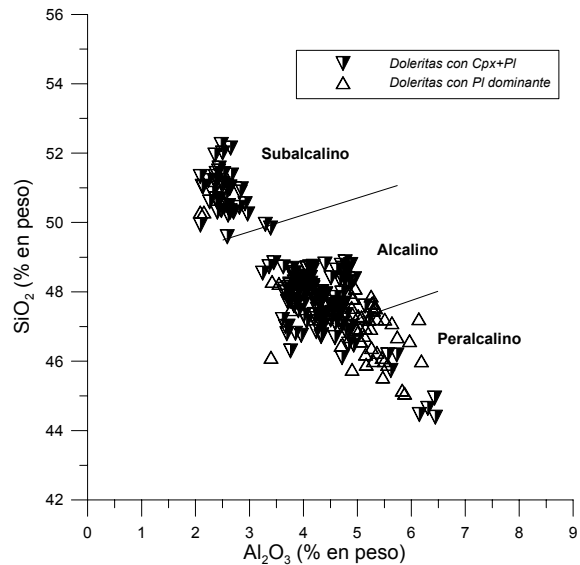
**Fig. 5.64.** Diagrama discriminante Ti vs. (Ca+Na) de Letierrier *et al.* (1982) para los litotipos de doleritas.



**Fig. 5.65.** Diagrama discriminante Ti vs. (Ca+Na) de Letierrier *et al.* (1982) para los lamprófidos.



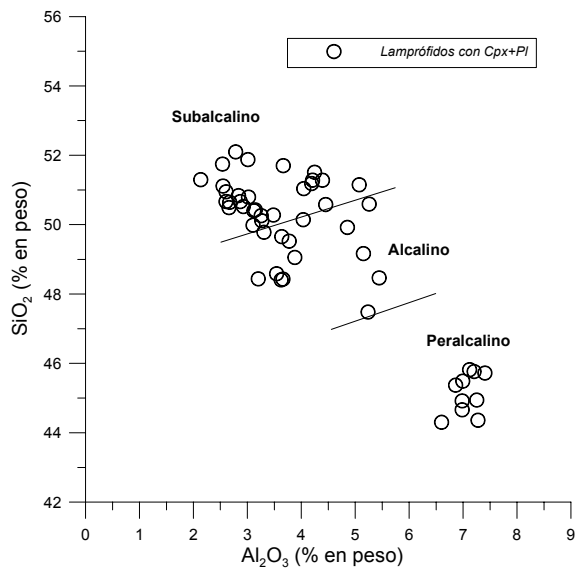
**Fig. 5.66.** Diagrama discriminante SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de LeBas (1962) para los basaltos.



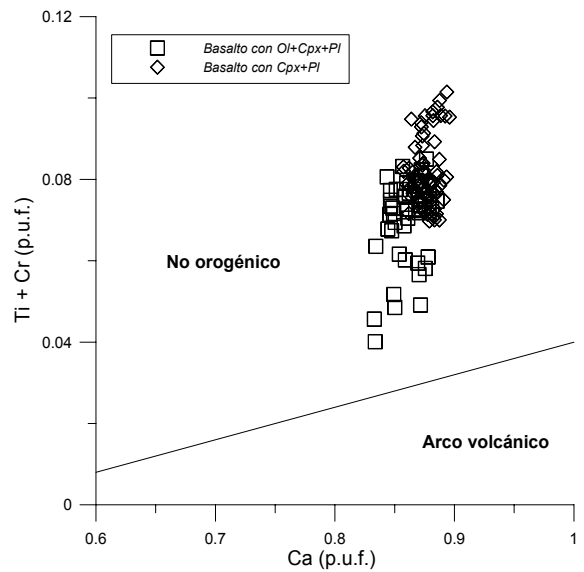
**Fig. 5.67.** Diagrama discriminante SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de LeBas (1962) para las doleritas.

como discriminante del carácter orogénico o no orogénico, incluye composiciones de cristales de Ti-augita en basaltos alcalinos, emplazados en un dominio de intraplaca, con clara similitud a los aquí considerados por lo que, en principio, esta relación puede ser representativa en nuestro caso.

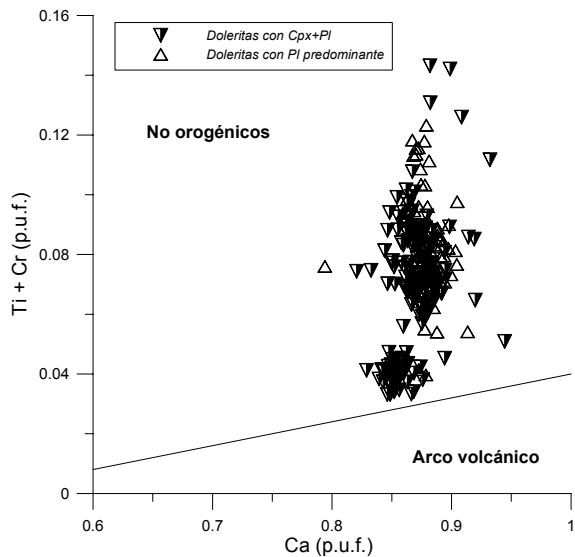
La proyección de las composiciones obtenidas por nosotros (Figs. 5.69, 5.70 y 5.71) en el diagrama Ti + Cr vs. Ca indican una adscripción, en todos los litotipos estudiados, de los clinopiroxenos al dominio no orogénico, lo que es claramente concordante con el contexto geodinámico de este magmatismo.



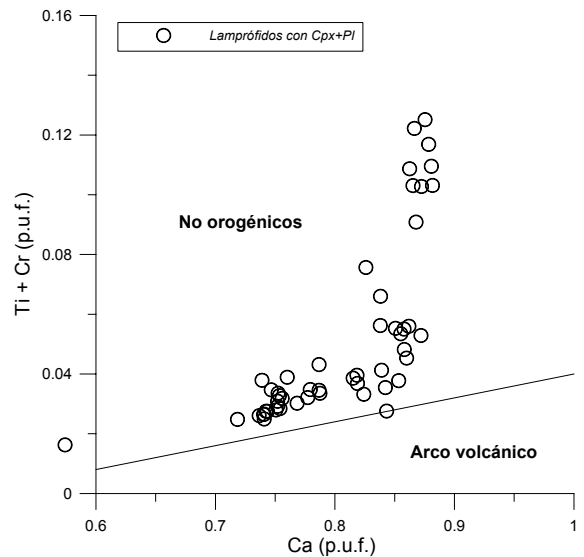
**Fig. 5.68.** Diagrama discriminante  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de LeBas (1962) para los lamprófidos.



**Fig. 5.69.** Diagrama discriminante de la afinidad de Leterrier *et al.* (1982) para los basaltos.



**Fig. 5.70.** Diagrama discriminante de la afinidad propuesto por Leterrier *et al.* (1982) para los piroxenos de los litotipos doleríticos.



**Fig. 5.71.** Diagrama discriminante de la afinidad propuesto por Leterrier *et al.* (1982) para los piroxenos de los lamprófidos.

### 3.3.6. Consideraciones sobre los clinopiroxenos.

Los clinopiroxenos estudiados muestran, en los litotipos establecidos, una variación relativamente gradual en sus composiciones, desde las condiciones iniciales ( $\text{Cpx}_1$ ) a las intermedias ( $\text{Cpx}_2$ ) y finales ( $\text{Cpx}_3$ ) pudiéndose descartar una fase precoz, claramente separada de la presente en los restantes cristales. No se aprecian vacíos composicionales significativos, salvo en los lamprófidos, donde los valores de Ti y Al discriminan dos poblaciones de composiciones, representativas de dos estados de cristalización, separados por una variación significativa de la composición del líquido en equilibrio. En general, se identifica una buena concordancia de los cambios graduales de composición y las temperaturas y

también hay una buena adecuación de estos valores con los de composición y temperatura de las plagioclasas previas y coetáneas a estos piroxenos.

La cristalización de los clinopiroxenos se produjo en condiciones de baja presión y de modo simultáneo a otras fases minerales (plagioclasa, óxidos de Fe-Ti). En este contexto, el estudio de las relaciones composicionales entre los constituyentes de los clinopiroxenos analizados, permite establecer la influencia de las fases que sincristalizan con este mineral en su evolución composicional y deducir también algunas de las variaciones en las condiciones de cristalización.

El estudio de los perfiles realizados sobre fenocristales y microcristales de piroxeno en los litotipos establecidos, permite identificar las pautas aproximadamente inversas del Fe y Mg, el comportamiento oscilatorio del Ca, a veces asociado al  $\text{Fe}^{2+}$  y las variaciones relativamente reducidas en Ti, Cr y Mn. Estas observaciones, completadas con el estudio de relaciones elementales, permiten establecer que:

- existe una pauta general de empobrecimiento en Si y Mg con aumento progresivo de Al, Fe, Ti y Na conforme avanza la diferenciación de los líquidos en equilibrio con los cristales de piroxeno.
- la incorporación de Cr se produce de modo preferente durante etapas intermedias de crecimiento de los cristales, en concentraciones elevadas respecto a las de la roca.
- la proporción de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  es significativa, dado que el contenido en Si es bajo; esta situación favorece el desarrollo de sustituciones acopladas que implican a  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  y Ti, además de al Mg y Ca. Dado que el contenido total en Al aumenta con la cristalización, esto se traduce en un aumento progresivo de Ti y Fe del centro al borde de los cristales.
- la entrada de elementos tri- y tetravalentes en la posición M1 implica un exceso de carga sobre la teórica en dicha posición (ocupada por divalentes), que se compensa con la entrada de Na en M2. Esta sustitución se relaciona, a su vez, con diversos mecanismos de sustitución acoplada que implican a Ti, pero también a Al y a  $\text{Fe}^{3+}$ . El resultado es un aumento del contenido en Na del centro al borde de los cristales.
- la cristalización coetánea de plagioclasa afecta a la incorporación del Al, Ca y Na. De igual modo, la entrada de Ti y Fe en el clinopiroxeno está dificultada por la cristalización de óxidos de Fe-Ti, normalmente previos o coetáneos al piroxeno, cuya cristalización tiene lugar bajo condiciones de fugacidad de oxígeno elevadas pero que a su vez, controla la evolución de este parámetro en el fundido, desde condiciones inicialmente oxidantes a reductoras posteriormente y determina una variación significativa de las relaciones de fugacidad para el piroxeno.

- Las relaciones composicionales con carácter discriminante confirman la afinidad alcalina y el carácter no orogénico de las rocas estudiadas, en concordancia con las observaciones petrográficas (Cap. 4), geoquímicas (Cap. 6) y el contexto geodinámico propuestos para este magmatismo.



## 5.4. Anfíbol

### 5.4.1. Introducción

Los anfíboles sólo están presentes en un conjunto de diques de lamprófidos del área de Panticosa. Como se indicó (*ver* capítulo 4), la facies con anfíbol y plagioclasa no presenta clinopiroxeno; esta facies está bien representada en diques de dirección N-S y varios metros de espesor, en los que los fenocristales de anfíbol pueden alcanzar una longitud de hasta 3 ó 4 cm. Los anfíboles aquí considerados, con un significativo enriquecimiento en titanio, forman parte de la asociación mineral de una roca con textura dolerítica de grano fino a medio y muestran una seriación característica desde fenocristales ( $Am_1$ ) a microfenocristales ( $Am_2$ ) y microcristales ( $Am_3$ ) coexistiendo con plagioclasas zonadas y con desarrollo seriado ( $Pl_1$ ,  $Pl_2$  y  $Pl_3$ ).

El cálculo de la fórmula estructural y el recálculo de  $Fe^{3+}$  se han realizado, sobre las composiciones obtenidas por microsonda, según las normas de las I.M.A. (Leake *et al.*, 1997), empleando un esquema de normalización a 13 cationes excepto Ca, Na y K. Las composiciones y fórmulas estructurales obtenidas se presentan en el Anexo I.4.

Una primera clasificación de los análisis permite identificar que existen dos tipos de anfíbol, ambos titanados: la **kaersutita**, más titanada

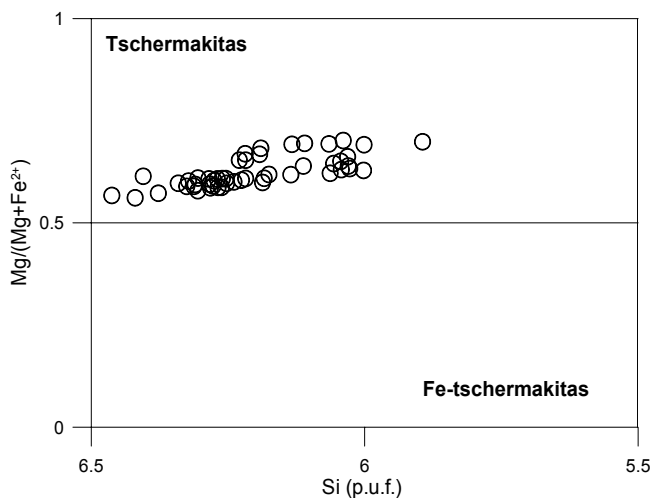


Fig. 5.72 Representación de las composiciones de tschermakita analizadas, en el diagrama de Leake *et al.* (1997).

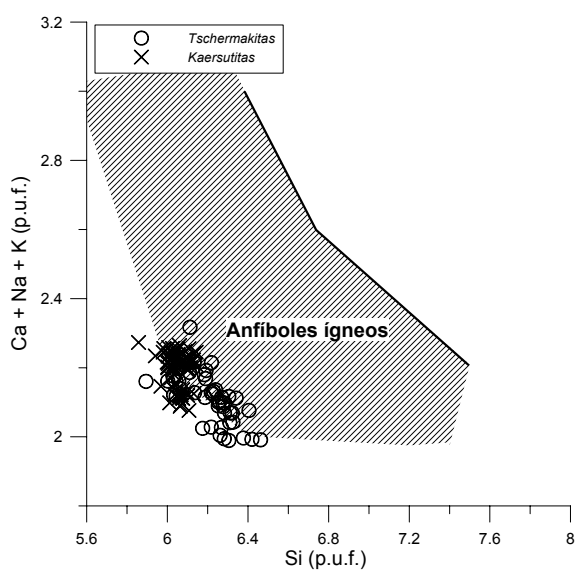


Fig. 5.73. Diagrama Si *vs.* (Ca+Na+K) de Czamanske y Wones (1973).

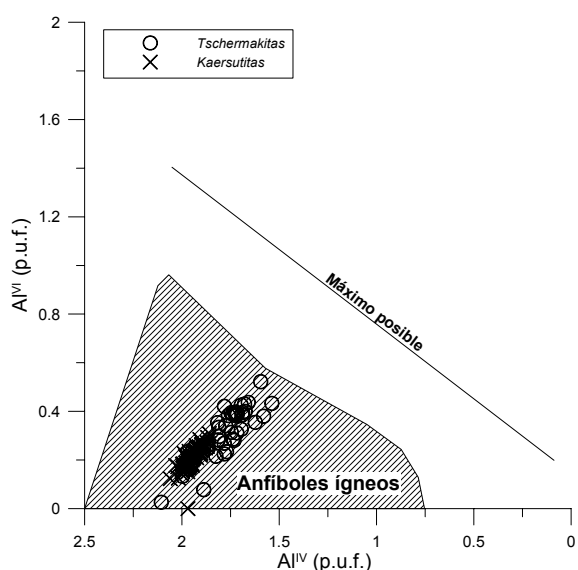


Fig. 5.74. Diagrama  $Al^{IV}$  *vs.*  $Al^{VI}$  de Czamanske y Wones (1973).

(Ti>0.50 p.u.f.), con desarrollo variable, desde monocristal de varios centímetros de diámetro a cristales milimétricos, y las **tschermakitas** (Fig. 5.72) que, según se expone, sincristalizan con los cristales de plagioclasa, por lo que el estudio de su cristalquímica permite establecer la evolución del líquido.

Ambos tipos de anfíboles son de origen ígneo, según se desprende de los valores de las relaciones (Ca+Na+K) vs Si y Al<sup>VI</sup> vs Al<sup>IV</sup> propuestas por Czamanske y Wones (1973), representadas en las Figs. 5.73. y 5.74 respectivamente.

Siendo ambos tipos de anfíbol de origen ígneo, se plantea la necesidad de verificar si están relacionados, o no, con un proceso de cristalización a partir del mismo fundido. Para abordar este punto se han considerado diversos criterios:

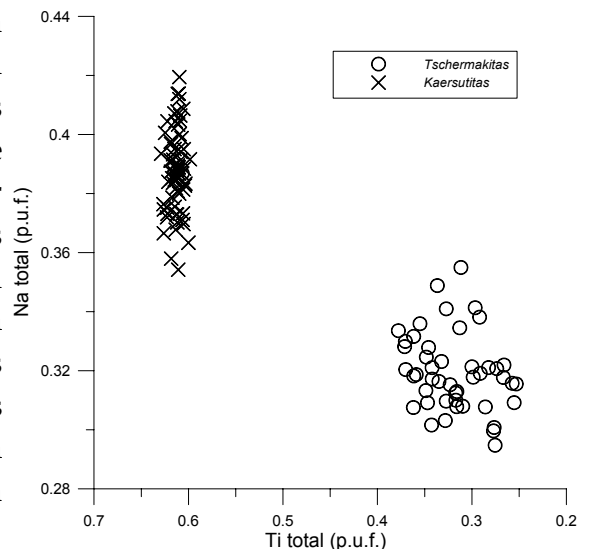
- el *textural* (la presencia de monocristales de kaersutita aislados),
- el *zonado*, casi irrelevante en la kaersutita,
- el *comportamiento cristalquímico* de ambos grupos de anfíboles y
- el *rango de sus temperaturas* de cristalización obtenidas empleando el termómetro de Otten (1984).

En la tabla 5.13 se indica un resumen de estos criterios, que permiten considerar a la kaersutita como un cristal temprano o un xenocristal y a la

CRITERIOS	<i>Textural</i>	<i>Zonado</i>	<i>Relaciones cristalquímicas</i>	<i>Temperaturas (Otten, 1984)</i>
<i>Kaersutita</i>	Grandes fenocristales aislados	microzonación	Variación reducida	1052-1040 °C
<i>Tschermakita</i>	Desarrollo seriado: Am1, Am2 y Am3		Rango de variación amplio	980-945 °C

**Tabla 5.13.** Criterios considerados en la comparación entre ambos tipos de cristales de anfíbol analizados en los lamprófidos de Panticosa (Am1, Am2 y Am3: anfíbol inicial, intermedio y tardío).

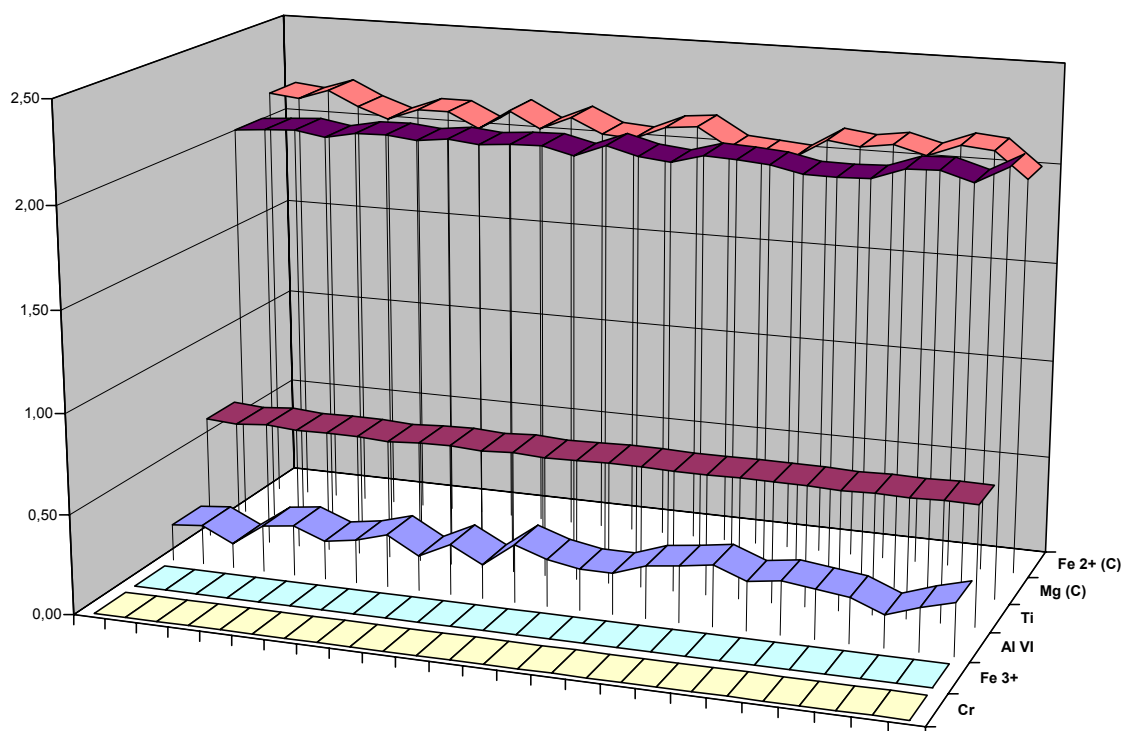
tschermakita como fase resultante de la cristalización del líquido durante el emplazamiento. Las diferencias cristalquímicas entre los dos tipos de anfíbol resultan evidentes al considerar, por ejemplo, la distinta posición de ambos anfíboles aplicando las relaciones Na vs Ti (Fig. 5.75), disparidad que se mantiene en las restantes relaciones cristalquímicas propias de los anfíboles y en los diferentes mecanismos de sustitución que prevalecen en cada grupo (Figs. 5.80 a 5.86); admitida la marcada diferencia composicional entre los dos grupos de anfíboles, parece razonable abordar su descripción por separado.



**Fig. 5.75.** Relación entre el contenido de Ti y el de Na en los anfíboles analizados.

### 5.4.2. Kaersutita

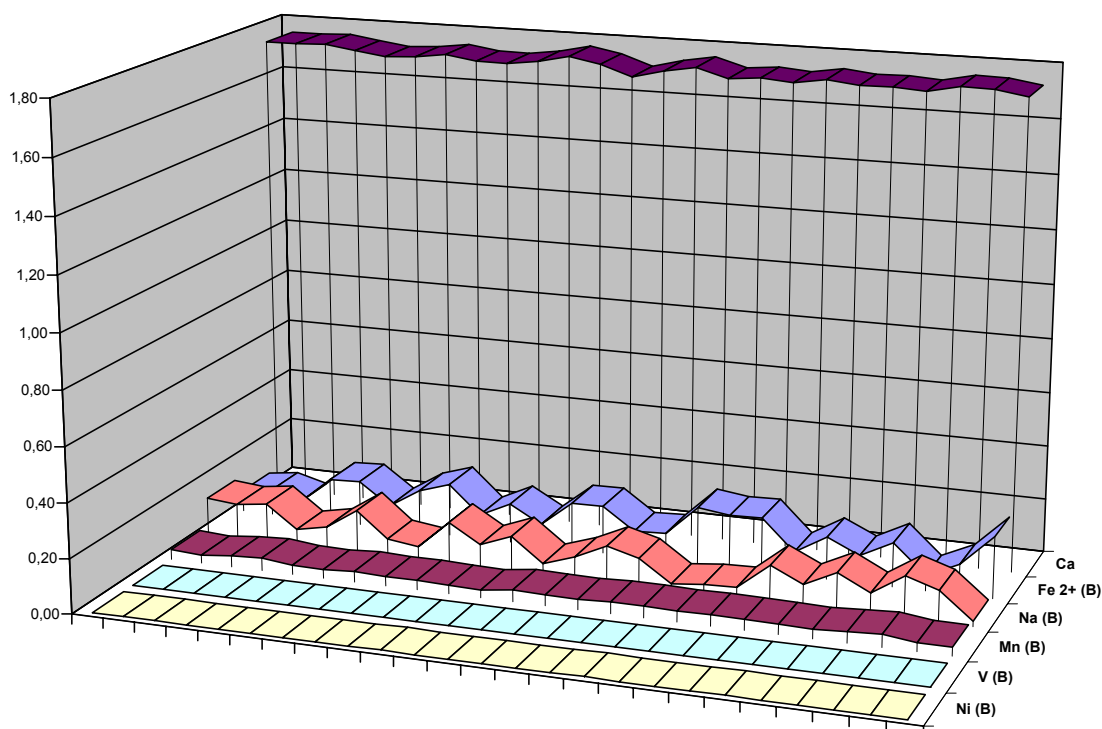
Su desarrollo como megacristal (desde 1 a 4 cm) es característico en algunos sills pudiendo aparecer, también, como cristales de tamaño milimétrico (muestra PAN-37). El perfil analítico realizado (microsonda electrónica) sobre uno de estos cristales se muestra en las figuras 5.76 y 5.77. La microzonación composicional (no discriminable con criterios ópticos) se manifiesta en las variaciones de  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg y  $\text{Al}^{\text{VI}}$  en la posición C (Fig. 5.76), con un valor constante del contenido en Ti, así como en las variaciones de Ca y Na en la posición B (Fig. 5.77). El rango de sus temperaturas de cristalización (1052–1040 °C), según se expondrá posteriormente, supera al obtenido en las tschermakitas tempranas (Am1) y concuerda con los valores obtenidos en las plagioclasas tempranas –P11- (ver apartado 5.2).



**Fig. 5.76.** Perfil de análisis de centro a borde en un fenocristal de kaersutita analizado mostrando los cationes por unidad de fórmula que entran en las posición estructural C.

Su composición química es bastante similar a la que presenta, también como megacristal, en lamprófidos camptoníticos de afinidad alcalina (Deer *et al.*, 1997). Las sustituciones más habituales afectan al  $\text{Fe}^{3+}$  y Ti (Popp y Bryndzia, 1992) según mecanismos redox en los que están implicados los grupos  $\text{OH}^-$  de la estructura y otros aniones. Tal como se puede apreciar en el perfil realizado, las variaciones de Ti y  $\text{Fe}^{3+}$  son negligibles en este caso.

La kaersutita es estable, en cristales naturales (Ford, 1976), en el rango 1040-1075°C a 1 kbar y 1015-1100 °C a 5kbar según los valores de  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  y la fugacidad del oxígeno (Deer *et al.*, 1997); según estudios experimentales este mineral puede resultar estable en el manto superior (Yagi *et al.* 1975; Merrill y Wyllie, 1975) habiéndose demostrado, además, que el contenido de Ti en este anfíbol decrece con



**Fig. 5.77.** Perfil de análisis de centro a borde en un fenocristal de kaersutita analizado mostrando los cationes por unidad de fórmula que entran en las posición estructural B.

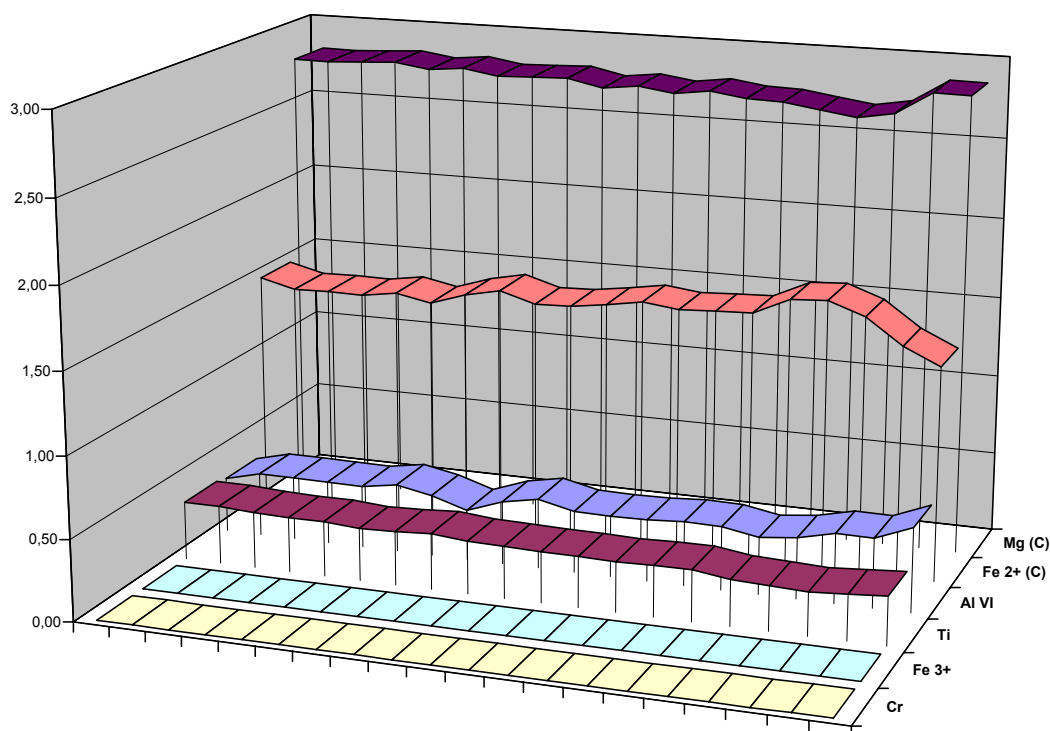
el aumento de presión (Oba *et al.*, 1986). Según las estimaciones de este autor, el valor de 0.6 en Ti (p.u.f) de las kaersutitas analizadas equivale a condiciones próximas a 6 kbar. Estas condiciones de presión son netamente superiores a las que se alcanzaron durante el emplazamiento de los plutones tardihercínicos pirenaicos (2-3 kbar) y con posterioridad y apoyan una cristalización en condiciones profundas, bien en niveles de la corteza inferior o en el manto litosférico.

Dado que la edad (K/Ar) obtenida por Debon y Zimmermann (1993) en megacrístales equivalentes a los considerados aquí, es de  $267 \pm 11$  Ma, su formación podría estar relacionada con los eventos distensivos, que condicionaron el adelgazamiento de la litosfera en el Pirineo y la generación de magmas alcalinos durante el Pérmico Medio-Superior.

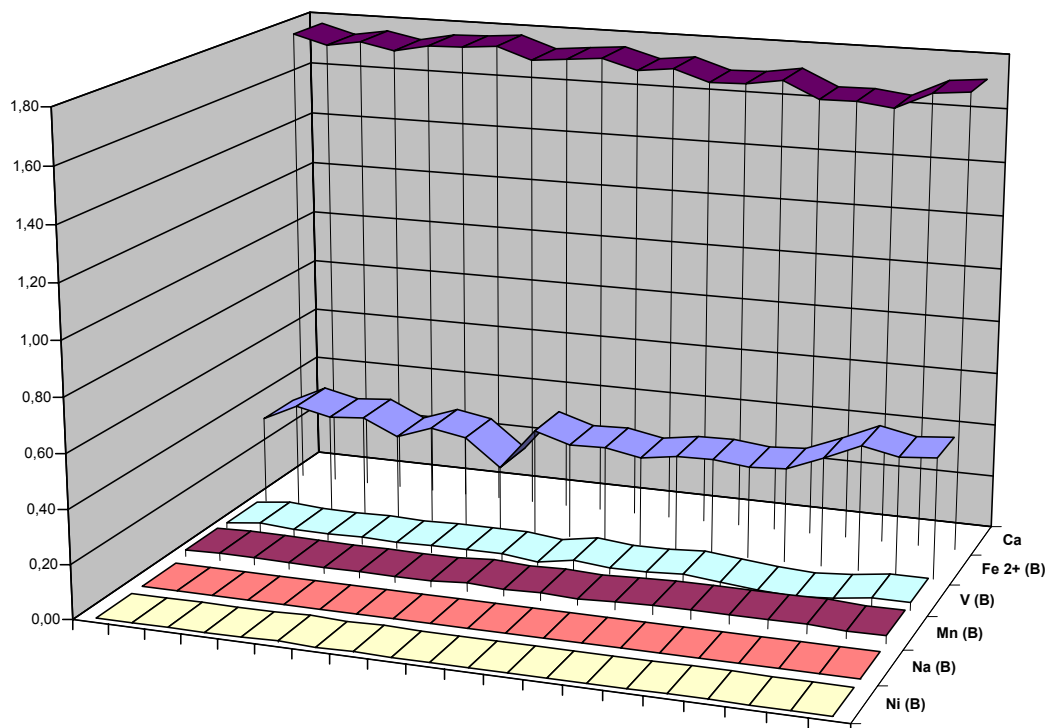
### 5.4.3. *Tschermakita.*

El origen ígneo, primario, de estos anfíboles está ilustrado por las relaciones  $(Ca+Na+K) vs Si$  (p.u.f., en ambos) y  $Al^{VI} vs Al^{IV}$  propuestas por Czamanske y Wones (1973) indicadas en las figuras 5.73 y 5.74.

La evolución durante la cristalización de un fenocristal de tschermakita se indica (perfil del centro al borde) en las figuras 5.78 y 5.79. Las pautas inversas definidas por el  $Al^{VI} + Mg$  y el  $Fe^{2+}$ , en la posición C (Fig. 5.78) y por el Ca frente a la suma de  $V + Fe^{2+}$  en la posición B (Fig. 5.79) son las características más reseñables en



**Fig. 5.78.** Perfil de análisis de centro a borde en un fenocristal de tschermakita analizado mostrando los cationes por unidad de fórmula que entran en las posición estructural C.



**Fig. 5.79.** Perfil de análisis de centro a borde en un fenocristal de tschermakita analizado mostrando los cationes por unidad de fórmula que entran en las posición estructural B.

este perfil. En general, del centro al borde, destaca el empobrecimiento en Mg, Ca, Ti, V y Mn y el aumento en  $\text{Fe}^{2+}$  y Al.

#### 5.4.4. Evolución de la cristalización de los anfíboles.

Las diferencias entre los dos tipos de anfíboles descritos deben, necesariamente, ser reflejadas en un estudio de las sustituciones que tienen lugar en ambos grupos composicionales. En este sentido, los mecanismos de sustitución acoplada propuestos por Spear (1981) para los anfíboles cálcicos son:

$\square^A + \text{Si}^{\text{IV}} \Leftrightarrow \text{Na}^A + \text{Al}^{\text{IV}}$	Edenita
$2 \text{Si}^{\text{IV}} + 2 \text{Mg}^{\text{VI}} \Leftrightarrow 2 \text{Al}^{\text{IV}} + 2 \text{Al}^{\text{VI}}$	Tschermakita
$2 \text{Si}^{\text{IV}} + 2 \text{Mg}^{\text{VI}} \Leftrightarrow 2 \text{Al}^{\text{IV}} + 2 \text{Fe}^{3+ \text{VI}}$	Ferri-tschermakita
$2 \text{Ca}^{\text{M4}} + 2 \text{Mg}^{\text{VI}} \Leftrightarrow 2 \text{Na}^{\text{M4}} + 2 \text{Al}^{\text{IV}}$	Glaucofana
$2 \text{Ca}^{\text{M4}} + 2 \text{Mg}^{\text{VI}} \Leftrightarrow 2 \text{Na}^{\text{M4}} + 2 \text{Fe}^{3+ \text{VI}}$	Riebeckita
$\square^A + \text{Ca}^{\text{M4}} \Leftrightarrow \text{Na}^{\text{M4}} + \text{Na}^A$	Richterita
$2 \text{Si}^{\text{IV}} + \text{Mn}^{\text{VI}} \Leftrightarrow 2 \text{Al}^{\text{IV}} + 2 \text{Ti}^{\text{VI}}$	Titanio-tschermakita
$\square^A + \text{Si}^{\text{IV}} + \text{Mg}^{\text{VI}} \Leftrightarrow \text{Na}^A + \text{Al}^{\text{VI}} + 2 \text{Al}^{\text{IV}}$	Pargasita

La relación entre el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  y la vacancia de la posición A permite reconocer la influencia de las sustituciones de tipo edenita y de tipo pargasita en la incorporación de Al en el anfíbol. En el gráfico (Fig. 5.80), las kaersutitas muestran una pauta bien definida de pendiente próxima a 1, característica del mecanismo edenítico, lo que descarta, a su vez, la influencia de la sustitución pargasítica en este grupo de anfíboles. Por el contrario, la tschermakitas no muestran una pauta bien definida.

La sustitución tschermakítica implica una relación 1:1 entre el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  y el  $\text{Al}^{\text{VI}}$ , que, en el caso del mecanismo de tipo pargasita, pasa a ser 2:1; los anfíboles analizados (Fig 5.81) muestran una correlación  $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}$  con pendiente negativa, de lo que se deduce que ni este mecanismo, ni tampoco el de tipo pargasita, han intervenido en la formación de ninguno de los dos tipos de anfíbol considerado.

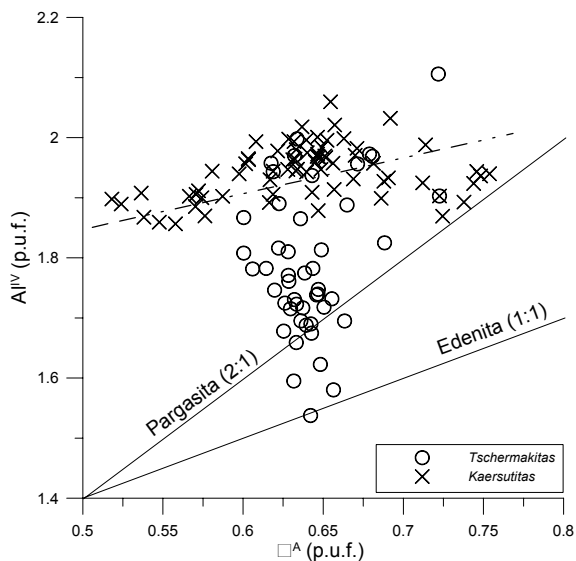


Fig. 5.80. Relación entre  $\text{Al}^{\text{IV}}$  vs  $\square^A$  en los anfíboles analizados

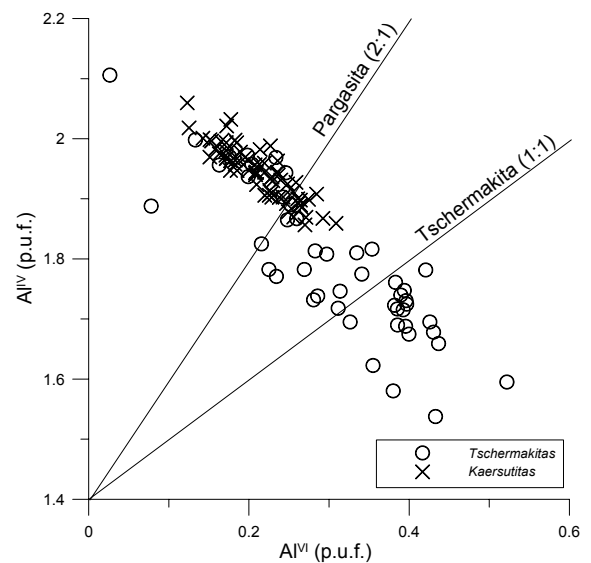
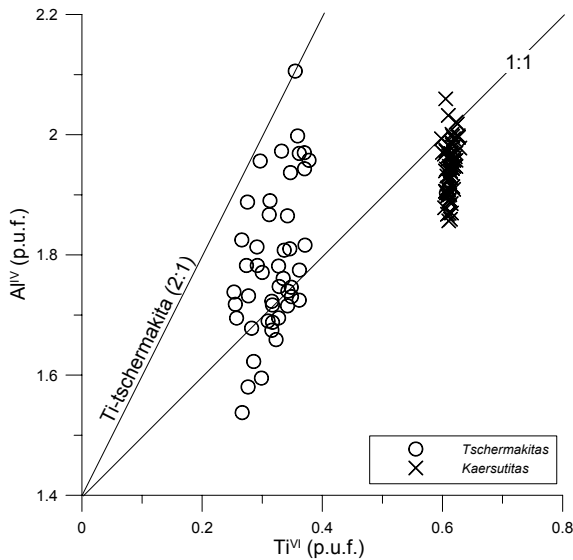
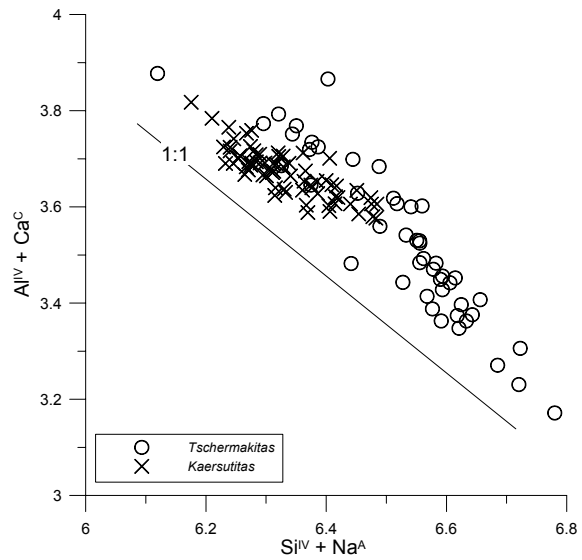


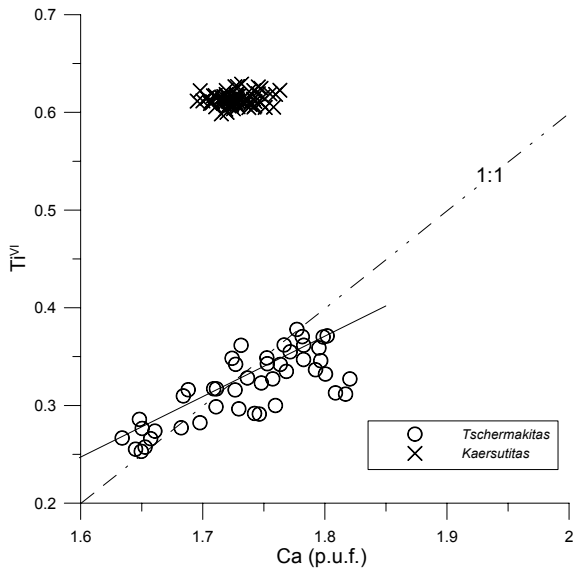
Fig. 5.81. Relación entre  $\text{Al}^{\text{IV}}$  vs  $\text{Al}^{\text{VI}}$  en los anfíboles analizados.



**Fig. 5.82.** Relación entre Ti vs Al<sup>IV</sup> en los anfíboles analizados.

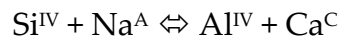


**Fig. 5.83.** Relación entre (Si<sup>IV</sup> + Na<sup>A</sup>) vs (Al<sup>IV</sup> + Ca<sup>C</sup>) en los anfíboles analizados.

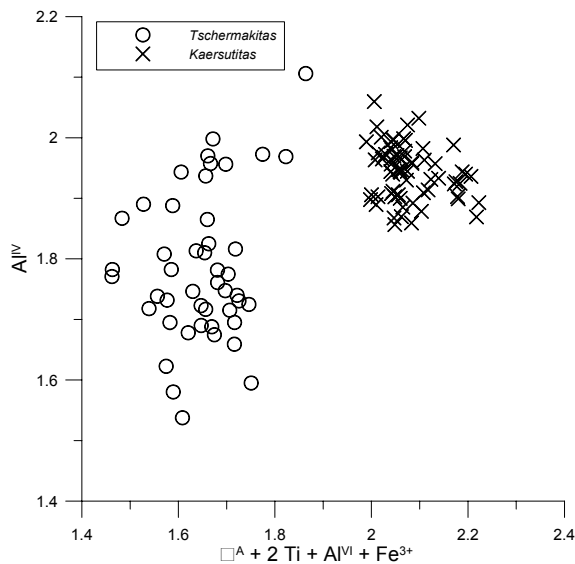


**Fig. 5.84.** Relación entre Ti vs Ca en los anfíboles analizados.

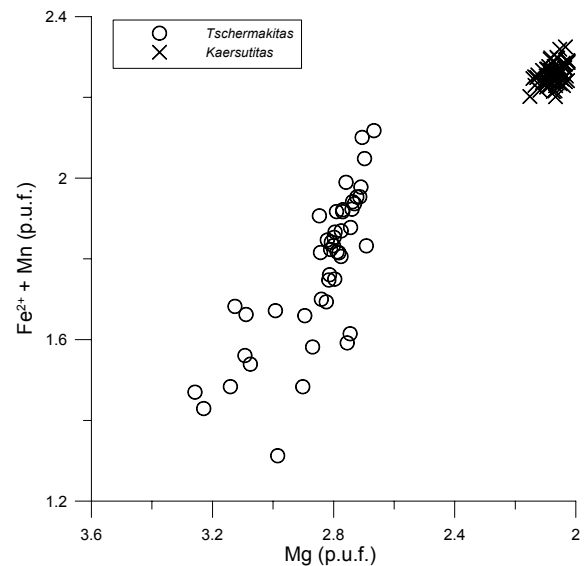
Los dos tipos de anfíbol estudiados muestran una buena correlación entre el Ti y el Al<sup>IV</sup>, con una pendiente elevada, próxima a 2 (más patente en el caso de las tschermakitas), que es la propia de sustituciones del tipo Ti-tschermakita. Esa fuerte pendiente sugiere la acción de otra sustitución que incorpore Al<sup>IV</sup> al anfíbol, generando un exceso en este catión frente al contenido teórico que se derivaría de una sustitución Ti-tschermakita pura. Ese otro mecanismo acoplado que movilice Al<sup>IV</sup> puede ser:



que muestra una buena correlación para los dos tipos de anfíbol (Fig. 5.83) y que es consistente con la sustitución de tipo descrita previamente (*ver* Fig. 5.80.). La entrada de Ti también está condicionada, en el caso de las tschermakitas, por una sustitución simple entre Ti y Ca (Fig. 5.84). Por el contrario, en las kaersutitas el contenido de Ti parece estar tamponado, en el caso de las dos reacciones descritas (Figs. 5.82 y 5.84); esto puede ser debido a su origen temprano, de manera que el factor limitante para la incorporación de Ti sea, únicamente, la disponibilidad de este elemento en el magma y no la competencia de otras fases minerales durante la cristalización. A favor de esta hipótesis se sitúan las observaciones petrográficas en monocristales de kaersutita (*cfr.* capítulo 4) que no presentan inclusiones de opacos, como suele ser habitual en algunos megacristales de origen profundo.



**Fig. 5.85.** Relación entre Al<sup>IV</sup> vs (□<sup>A</sup> + 2 Ti + Al<sup>VI</sup> + Fe<sup>3+</sup>) en los anfíboles analizados.



**Fig. 5.86.** Relación entre Mg vs (Fe<sup>2+</sup> + Mn) en los anfíboles analizados.

La ausencia de contenidos destacados en Fe<sup>3+</sup> o en Na<sup>B</sup> nos sugiere que otras sustituciones del tipo glaucofana, ribeckita o richterita no son relevantes en nuestro caso; la ausencia de correlaciones en la figura 5.85, en la que se han representado los valores de Al<sup>IV</sup> frente a elementos característicos de esas sustituciones (Fe<sup>3+</sup>, □<sup>A</sup>, Ti o Al<sup>VI</sup>), apoya esta afirmación.

Otros cationes no involucrados en las sustituciones acopladas de Spear (1981) entran en los anfíboles mediante otros mecanismos más simples como Mg<sup>2+</sup> ⇌ Fe<sup>2+</sup> + Mn (Fig. 5.86). Los valores de Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> y Mn resultan considerablemente más elevados para los análisis de kaersutita, indicando, junto con los valores de Ti obtenidos, que la entrada de estos elementos en los cristales tempranos analizados, se produjo en condiciones de saturación y constantes o con escasa variación de P y T.

Además del comportamiento de los principales cationes durante la cristalización del anfíbol, del estudio de mecanismos sustitucionales se deriva, también, que ambos tipos de anfíbol no han cristalizado de manera simultánea, lo cual es coherente con los argumentos petrológicos expuestos anteriormente y con los resultados geotermométricos que se citan a continuación. Las tschermakitas responden satisfactoriamente a mecanismos sustitucionales clásicos, mostrando cierta evolución en su composición (p.e. Mg y Fe; Fig. 5.86), propios de una cristalización en competencia con otras fases minerales. Por el contrario, las kaersutitas tienen composiciones muy homogéneas, poco variables y, a menudo, el contenido de alguno de los cationes parece tamponado (p.e. Ti; Figs. 5.82 y 5.84); en otras ocasiones, no hay pautas de correlación y simplemente se observa una dispersión de valores en los diagramas.



#### 5.4.5. Geotermómetros de anfíbol

A la hora de calcular la temperatura mediante geotermómetros, los basados en equilibrios termodinámicos resultan más fiables que los puramente estadísticos, debido a la definición de los mismos. Para asociaciones minerales con anfíbol en equilibrio, el geotermómetro de *Hornblenda-Plagioclasa* de Blundy y Holland (1990) ha sido extensamente utilizado por numerosos autores. En nuestro caso, las condiciones de equilibrio necesarias se cumplen pero al encontrarse la plagioclasa alterada totalmente, nos ha sido imposible contar con análisis de dicha fase para realizar los cálculos. Por este motivo se consideró la posibilidad de utilizar el geotermómetro propuesto por Otten (1984) que nos permitirá obtener una temperaturas aproximadas de cristalización de los anfíboles.

##### 5.4.5.1. Geotermómetro de Ti en anfíbol.

Helz (1979), propuso un geotermómetro basado en el reparto de Na y K entre el anfíbol y el magma que lo contiene, que requiere de la condición de equilibrio entre la fase mineral y el fundido. Sin embargo, esta condición es difícil de establecer en ocasiones o incluso, el anfíbol no tiene porqué encontrarse en equilibrio con el fundido. En estas situaciones es necesario utilizar una calibración independiente de la composición de la roca. En este sentido Helz (1973), utilizando datos experimentales destaca que el contenido en Ti que admite la estructura del anfíbol aumenta con la temperatura y es independiente de la composición del fundido, pero la fugacidad de oxígeno del sistema influye notoriamente. Sólomente en el caso de una fugacidad próxima al tampon QFM (p.e. presencia de ilmenita) la influencia de  $fO_2$  es despreciable (Helz, 1973). La mayoría de los fundidos basálticos cumplen esa condición de  $fO_2$  (Haggerty, 1976a; Morse, 1980) por lo que el termómetro basado en el contenido de Ti (calibrado por Otten, 1984) es aplicable a los anfíboles generados a partir de esos fundidos, siempre y cuando el contenido en Ti del sistema sea elevado (líquidos alcalinos, presencia de ilmenita, etc.). Además, es aplicable a anfíboles subsólidos y las diferencias entre las temperaturas experimentales y las calculadas son inferiores a 25 °C. Partiendo de los datos experimentales de Helz (1983), la relación entre la temperatura y el contenido en Ti del anfíbol comprende dos segmentos de una recta calibrada por Otten (1984):

$$\text{Para } T > 970 \text{ °C} \quad T \text{ (°C)} = 273 \times Ti + 877 \quad [Ti = Ti \text{ p.u.f. calculada a } 23 \text{ oxíg.}]$$

$$\text{Para } T < 970 \text{ °C} \quad T \text{ (°C)} = 1.204 \times Ti + 545$$

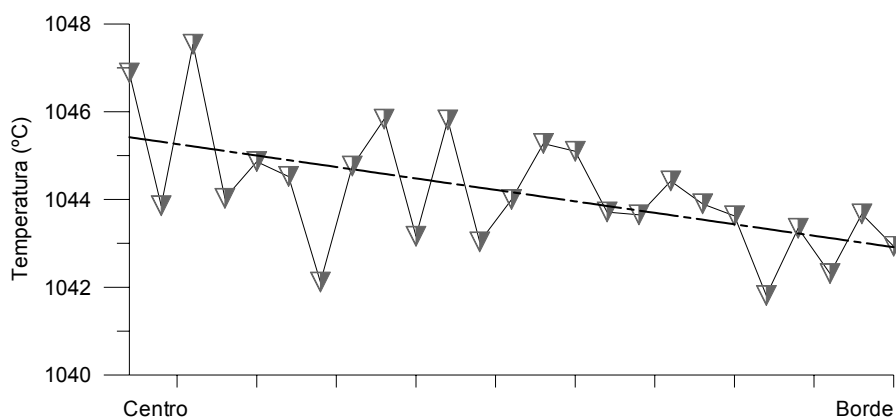
##### 5.4.5.2. Resultados obtenidos.

El anfíbol estudiado se presenta en lamprófidos alcalinos cuyo contenido en Ti es elevado, por lo que el termómetro propuesto por Otten (1984) es aplicable directamente. Los resultados calculados, de forma separada, para los cristales de kaersutita y los cristales de tschermakita, se presentan en la tabla 5.14.

	<i>fase mineral</i>	<i>Kaersutita</i>	<i>Tschermakita</i>
	<i>Muestra</i>	PAN-37	PAN-16
	<i>(n)</i>	71	49
	<i>Desviación estándar</i>	± 1.9	±9.4
<i>Temperatura</i> (°C)	Máxima	1052	980
	<b>Promedio</b>	<b>1044</b>	<b>964</b>
	Mínima	1040	946

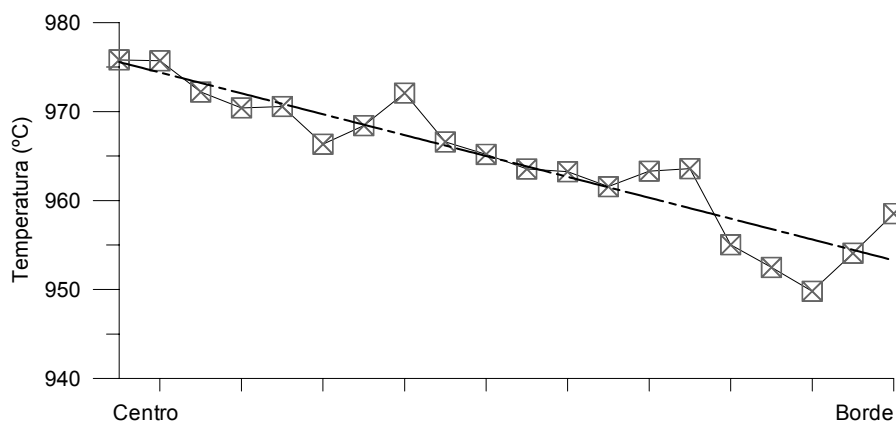
**Tabla. 5.14.** Temperaturas de cristalización del anfíbol de los lamprófidos obtenidas mediante el geotermómetro de Otten (1984).

La kaersutita representa una fase cristalizada previamente, en condiciones de mayor temperatura (y presión; *cfr.* apartado anterior) que las de cristalización de la tschermakita ( $T^a$  120 °C más elevada). Desde un punto de vista cristalquímico, no disponemos de criterios que permitan asegurar el comagmatismo de ambos tipos de anfíbol.



**Fig. 5.87.** Variación de la temperatura durante la cristalización de un cristal seleccionado de Tschermakita. La línea discontinua representa la recta de tendencia de la temperatura.

El rango de variación obtenido en la kaersutita es muy pequeño (6 °C), para una desviación estándar de  $\pm 2$  °C, reflejando una cristalización en condiciones muy estables, en equilibrio a alta temperatura con el fundido e incluso con una posible homogenización composicional por difusión, que resulta en una composición muy homogénea (fig. 5.76). Por el contrario, la tschermakita abarca un rango mayor de



**Fig. 5.88.** Variación de la temperatura durante la cristalización de un cristal seleccionado de Tschermakita. La línea discontinua representa la recta de tendencia de la temperatura.

temperaturas (144 °C) con una desviación estándar más elevada ( $\pm 40$  °C). Esta cristalización más larga conlleva la variación de la composición en esta fase durante la diferenciación del magma (*ver* fig. 5.72).

En los perfiles centro-borde analizados (*cfr.* figs. 5.76. y 5.77) las temperaturas obtenidas mediante el termómetro de Otten (1984) reflejan, como resulta esperable, una pauta descendente desde el centro hacia el borde. En el caso del cristal de kaersutita la pendiente es más tendida (Fig. 5.87) reflejo de una cristalización con menor variación de temperatura (rango de temperaturas: 1048-1042 °C), mientras que en el cristal de tschermakita (fig. 5.88), la pendiente es algo mayor (rango de temperaturas: 975-950 °C).

#### 5.4.6. Consideraciones sobre los anfíboles.

Los anfíboles estudiados están presentes, exclusivamente, en los diques de lamprófido de dirección N-S que afloran en el plutón de Panticosa, en el litotipo definido como lamprófido con anfíbol y plagioclasa (*cfr.* Capítulo 4), en el que el clinopiroxeno está ausente. Texturalmente se han distinguido dos tipos de anfíbol:

- Grandes fenocristales aislados, de composición kaersutítica
- Una familia de cristales seriados, desde fenocristal ( $Am_1$ ) y microfenocristal ( $Am_2$ ) hasta microcristal ( $Am_3$ ), que tienen composición tschermakítica

Ambos tipos de anfíbol son de origen ígneo, aunque su cristalización no fue coetánea en ningún momento.

Las kaersutitas tienen composiciones muy homogéneas y poco variables, y son ricas en Ti ( $Ti > 0.50$  p.u.f.), con una ligera microzonación composicional, que se refleja en variaciones en el contenido de  $Fe^{2+}$ , Mg y  $Al^{VI}$  en la posición C y pequeñas variaciones de Ca y Na en la posición B. Su cristalización debió ocurrir en unas condiciones muy estables sin competencia por parte de otros minerales, como demuestra el contenido tamponado de algunos cationes o su escaso rango de temperaturas de cristalización (1052-1040 °C). Además, de su contenido en Ti se deduce que su cristalización tuvo lugar a los 6 Kb de presión, que implica una profundidad mayor que la alcanzada por los plutones tardihercínicos pirenaicos (2-3 Kb). Estas kaersutitas fueron objeto de dataciones radiométricas K/Ar (Debon y Zimmerman, 1993), ofreciendo una edad, clave para este estudio, de  $267 \pm 11$  Ma.

Las tschermakitas presentan un rango de variación composicional amplio, con un descenso paulatino de Mg, Ca, Ti, V y Mn conforme avanza la cristalización, mientras que sólo el contenido de  $Fe^{2+}$  y Al aumenta en la etapas tardías. Al contrario que en el caso anterior, responden satisfactoriamente a mecanismos sustitucionales clásicos, propios de una cristalización en competencia con otras fases minerales. El rango de temperaturas obtenido es, también, más amplio que en el caso de las kaersutitas, abarcando de los 980-945 °C.

## 5.5. Apatito

### 5.5.1. Composición de los apatitos.

El apatito está presente en las *andesitas* de Anayet, (Sector Central), sin piroxeno y en los *lamprófidos con Am+Pl* (ver capítulo 4). En las andesitas, el apatito es frecuente, tiene carácter microcristalino y es idiomorfo, siendo anterior a la cristalización de la plagioclasa. En los lamprófidos, los cristales de apatito son de gran tamaño, presentan morfologías alargadas, bordes redondeados y su cristalización es temprana.

En el caso de los apatitos de las andesitas, dado su carácter microcristalino, no ha podido realizarse un perfil y se han analizado puntos aislados en cristales diferentes; en los apatitos de los lamprófidos se ha realizado un barrido del centro al borde de un cristal manteniendo la equidistancia entre los puntos analíticos. Las composiciones obtenidas se indican en el anexo I.5.

El apatito responde a la fórmula general  $[Ca_5(PO_4)_3A]$ , donde el Ca se dispone en dos posiciones estructurales: Ca<sub>1</sub>, en coordinación CaO<sub>9</sub>, y Ca<sub>2</sub>, según un poliedro irregular CaO<sub>6</sub> (OH,Cl,F) y A puede incorporar aniones F, Cl, OH e incluso CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. La clasificación de los apatitos depende del contenido en aniones, existiendo una solución sólida a altas temperaturas entre los miembros ricos en OH (hidroxiapatito), Cl (cloro-apatito) y F (flúor-apatito). Las composiciones analizadas difieren en ambos casos (fig. 5.89); de una parte, los apatitos de las andesitas son flúor-apatitos (contenido en F promedio: 3.23%) con escaso contenido en Cl (promedio: 0.59%) mientras que en los lamprófidos su composición corresponde con la del término cloro-apatito (contenido en Cl promedio: 4.74%), sin F.

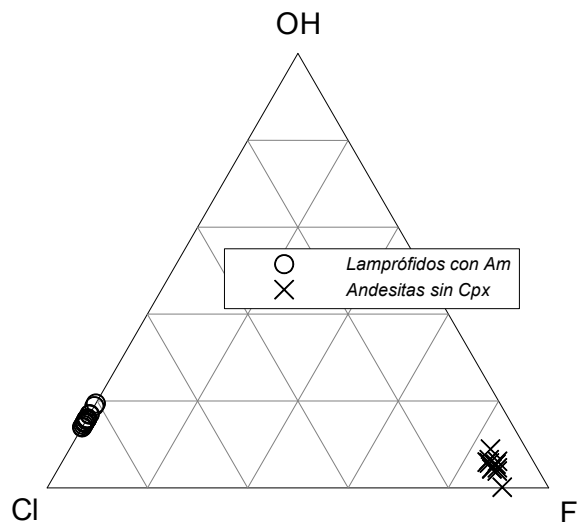


Fig. 5.89. Relación entre el contenido en los aniones más característicos de los apatitos.

El contenido en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> es muy similar en los dos tipos (42.05% en los flúor-apatitos frente a 41.91% en los cloro-apatitos), al igual que ocurre con el CaO (52.66

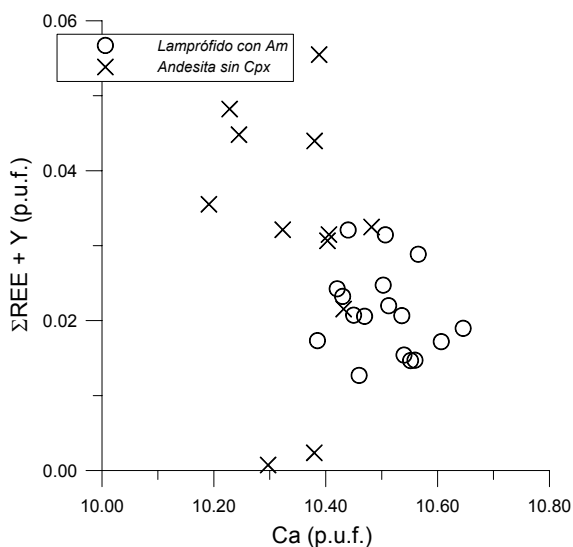
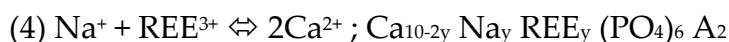
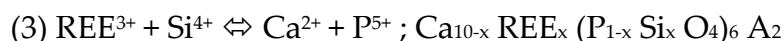
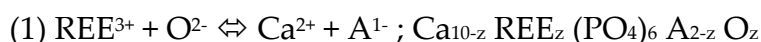
	Flúor-apatitos		Cloro-apatitos	
	Máximo (ppm)	Promedio (ppm)	Máximo (ppm)	Promedio (ppm)
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	740,14	107,81	551,17	97,27
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2233,93	590,95	1108,44	596,85
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4319,93	2083,13	1878,23	1295,68
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2837,82	1077,62	1114,55	665,70

Tabla. 5.15. Contenidos en Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y en REE (en ppm) de los apatitos analizados.

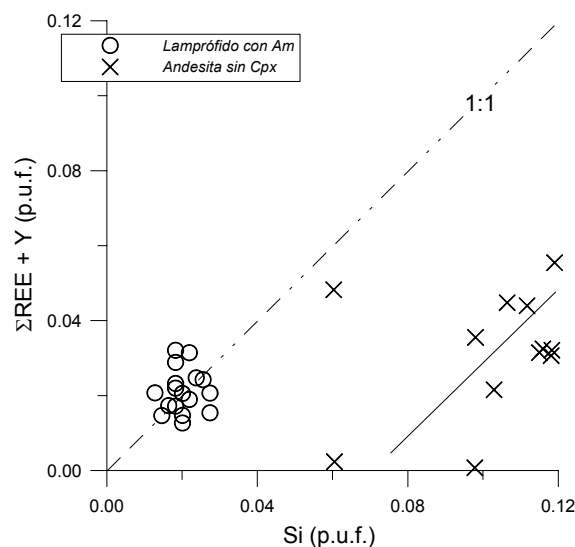
y 53.63% respectivamente). El contenido en elementos traza varía en ambos tipos: los flúor-apatitos son más ricos en SiO<sub>2</sub>, SrO, Na<sub>2</sub>O y REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, mientras que los cloro-apatitos presentan contenidos algo más elevados en FeO, MnO y MgO.

Los contenidos en REE (Tabla 5.15) son algo mayores en los flúor-apatitos ( $\Sigma$ REE promedio: 0.45% frente al 0.31% en los cloro-apatitos) y el elemento presente en mayor proporción es el Ce (Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> máximo: 0.51 %), seguido del Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (máximo: 0.33%) y del La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (máximo: 0.26%); el Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que tiene un comportamiento similar a las REE, está presente en muy bajas concentraciones (promedio de 0.01% en ambos tipos).

La entrada de los diferentes elementos traza en la red del mineral está condicionada por sustituciones del P y del Ca (en las dos posiciones estructurales), pudiendo acomodar cationes uni-, di- y trivalentes (Fleet y Pan, 1995a). Las REE reemplazan al Ca y, en este sentido, las sustituciones acopladas clásicas propuestas que dan lugar a este mecanismo son (Fleet y Pan, 1995b):



**Fig. 5.90.** Relación la  $\Sigma$ REE vs Ca en los apatitos.



**Fig. 5.91.** Relación la  $\Sigma$ REE (+Y) vs Si en los apatitos.

La entrada de REE (+Y) en los apatitos estudiados no depende exclusivamente del Ca (Fig. 5.90), como se derivaría de la sustitución (1), sino que requiere la participación de más cationes. En detalle, la reacción (3) parecen ser significativa (Fig. 5.91) en el caso de los fluorapatitos, mientras que los clorapatitos muestran una buena correlación, con pendiente próxima a 1 (Fig. 5.92), entre Na y REE (+Y), característica de la sustitución acoplada (4).

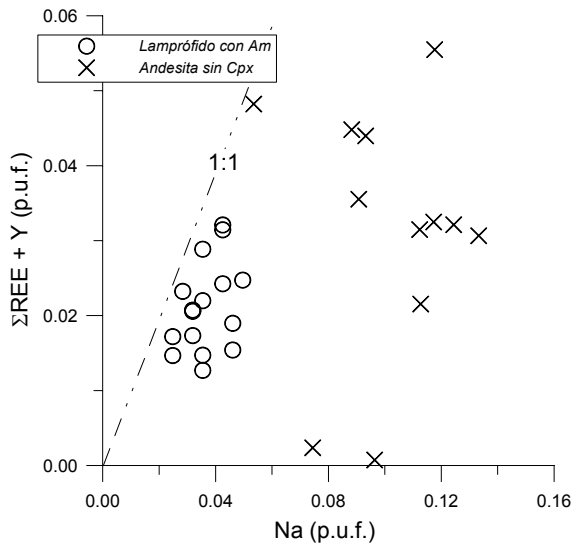


Fig. 5.92. Relación la  $\Sigma\text{REE}$  vs Na en los apatitos.

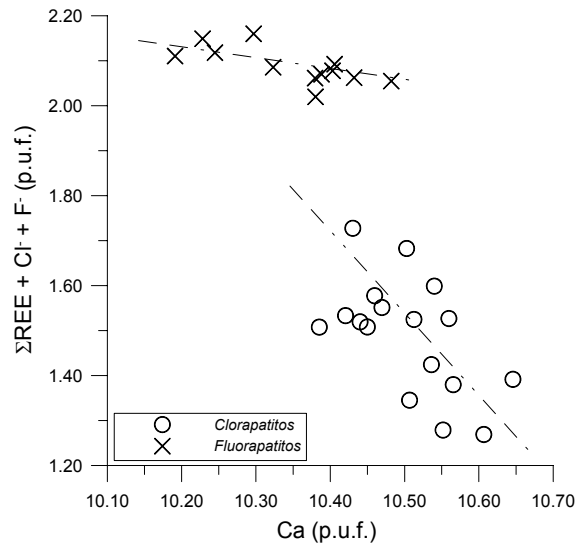


Fig. 5.93. Relación la  $(\Sigma\text{REE} + \text{Cl} + \text{F})$  vs Ca en los apatitos.

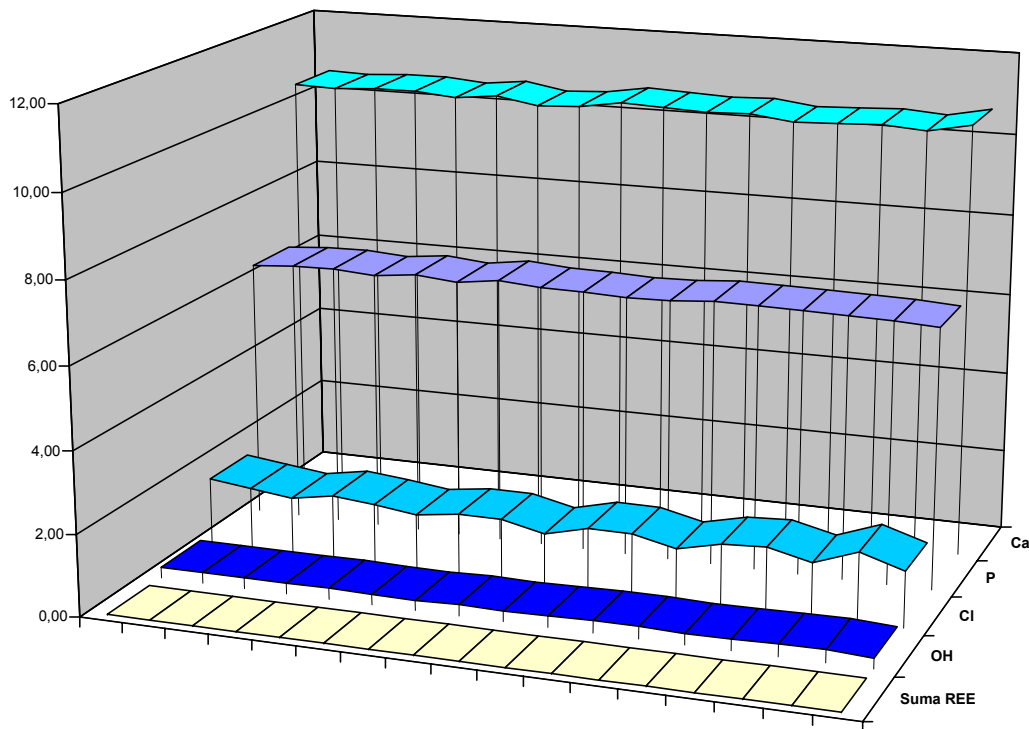
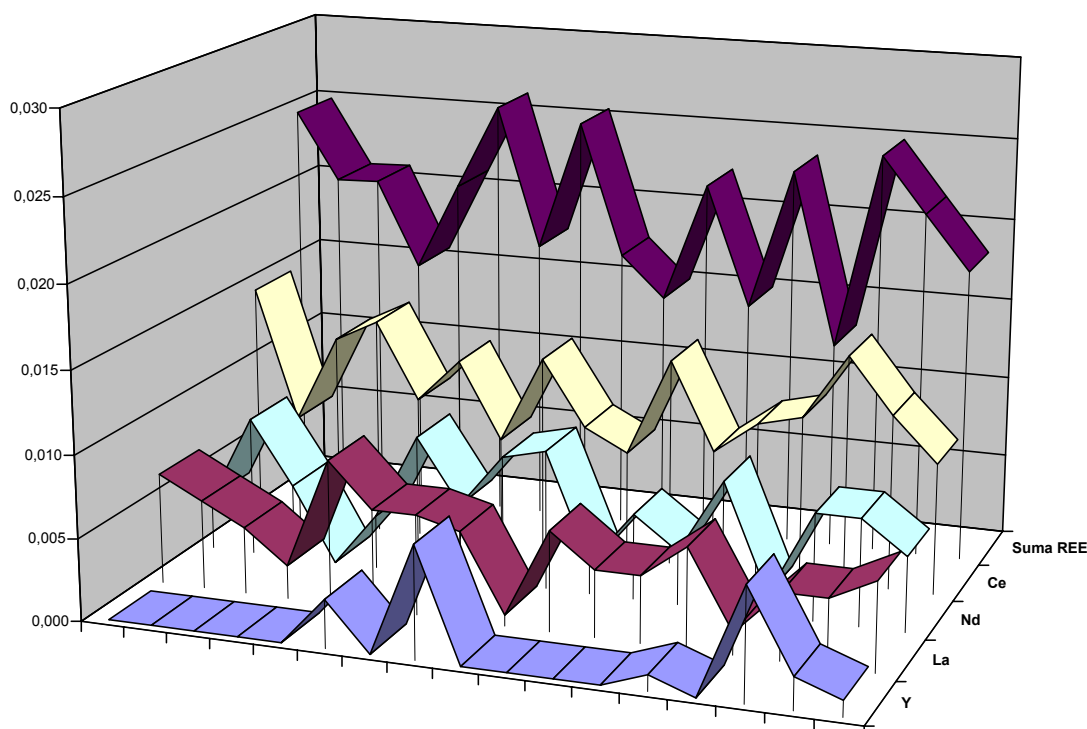


Fig. 5.94. Perfil analítico, centro-borde, en un cristal de cloro-apatito de los lamprófidos con Am+Pl; están representados los elementos más abundantes y la suma de REE.

Los aniones F y Cl, cada uno característico de uno de los tipos de apatito estudiados, sustituyen al Ca al entrar en la red del mineral (Fig. 5.93). De hecho, la mayor pendiente de los clorapatitos denota su mayor dependencia a este tipo de sustitución.

El perfil de centro a borde realizado sobre un cristal de cloro-apatito muestra ligeras variaciones en los elementos significativos (Fig. 5.94), en tanto que las variaciones de los contenidos en elementos traza parecen ser de carácter oscilatorio



**Fig. 5.95.** Perfil analítico, centro-borde, en un cristal de cloro-apatito de los lamprófidos con *Am+Pl*, mostrando la distribución de REE.

(Fig. 5.95), si bien la incertidumbre analítica para este tipo de elementos es muy elevada.

### 5.5.2. Consideraciones sobre apatitos.

Se han reconocido dos tipos de apatitos en las rocas estudiadas:

- Flúor-apatitos: presentes en las andesitas sin Cpx de Anayet, donde se encuentran como microcristales idiomorfos y,
- Cloro-apatitos: que cristalizan como fenocristales alargados en los lamprófidos con Cpx + Pl.

Ambos tipos de apatito tienen contenidos similares de  $P_2O_5$  y CaO (elementos constituyentes fundamentales) pero difieren en el anión que incorporan (F *vs.* Cl) y en el contenido en REE, mayor en los fluor-apatitos.

La entrada de los aniones, en los dos casos estudiados, está ligada a sustituciones del catión Ca. El contenido de REE muestra variaciones oscilatorias de centro a borde, en el caso de los cloro-apatitos y su presencia está ligada al Na, mientras que en los fluor-apatitos su contenido puede llegar a duplicar el analizado en el grupo anterior y entra a formar parte del mineral sustituyendo al Ca.

## 5.6. Espinela

### 5.6.1. Composición de la espinela

La espinela sólo está presente, de forma minoritaria (<1%), en un lamprófidio (muestra PAN-38) donde se reconocen varios cristales de este mineral. Sus caracteres petrográficos, con morfologías redondeadas y un borde de óxido secundario con composición rica en Fe (magnetita?; la composición obtenida no satisface la estequiometría de este mineral), sugieren un desequilibrio con la roca que los contiene y permiten suponer su origen xenocristalino, como es común en magmas alcalinos.

Los análisis realizados se indican en el Anexo I.6, en la que los análisis 1 a 15 corresponden a un perfil de análisis realizado a través del cristal (no puede hablarse aquí de borde o centro al tratarse de un fragmento de cristal) con un espaciado equidistante de puntos.

El grupo de la espinela responde a la fórmula general  $R^{2+}_8R^{3+}_{16}O_{32}$  que, para la serie rica en Al ( $R^{3+}$ ), presenta diversidad de términos según los cationes presentes en  $R^{2+}$  por lo que las composiciones posibles pueden ser expresadas en un sistema multicomponente con geometría de prisma cuya base está definida por espinelas normales y los vértices opuestos por las espinelas inversas con, a su vez, división en  $Fe^{2+} + Ti$  y  $Fe^{3+}$  (Fig. 5.96). La composición en elementos mayores y los trazas comunes, de un fenocristal de espinela (*ver* foto F en Lámina 9, capítulo 4), se indica en la Tabla 5.16.

Tal como se indica en la tabla, la suma del promedio de trazas es de 1,21% de los que sólo el  $TiO_2$ ,  $NiO$ ,  $V_2O_5$  y  $MnO$  son, de hecho, representativos; los valores de  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $ZnO$  y  $CoO$  son irrelevantes.

Dentro de los elementos mayoritarios destaca la sustitución  $Cr^{3+} \leftrightarrow Al^{3+}$  (Fig. 5.97) que toma valores altos en las variedades de tipo *picotita*, como es esta espinela, y  $Al^{3+} \leftrightarrow Fe^{3+}$  (Fig. 5.98) en la

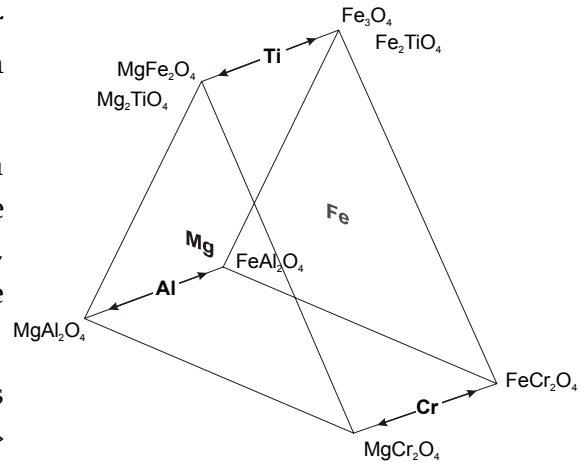
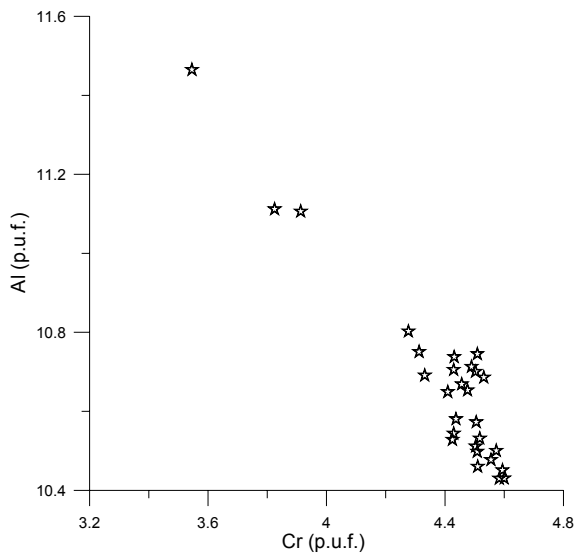


Fig. 5.96. Sistema de clasificación de espinelas.

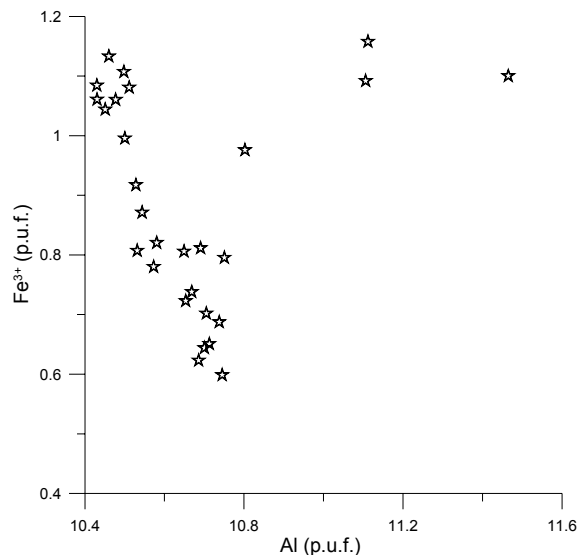
	Elementos mayores					Elementos traza							
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	NiO	ZnO	CoO	SiO <sub>2</sub>
x	40.86	25.10	17.94	9.82	5.34	0.41	0.17	0.17	0.01	0.22	0.07	0.04	0.12
Máx.	45.50	26.40	19.24	11.35	7.16	0.46	0.24	0.37	0.13	0.29	0.12	0.08	0.19
Mín.	39.37	20.98	17.14	7.62	3.55	0.37	0.11	0.07	0.00	0.15	0.00	0.00	0.07

Tabla. 5.16. Principales características composicionales de la espinela analizada.





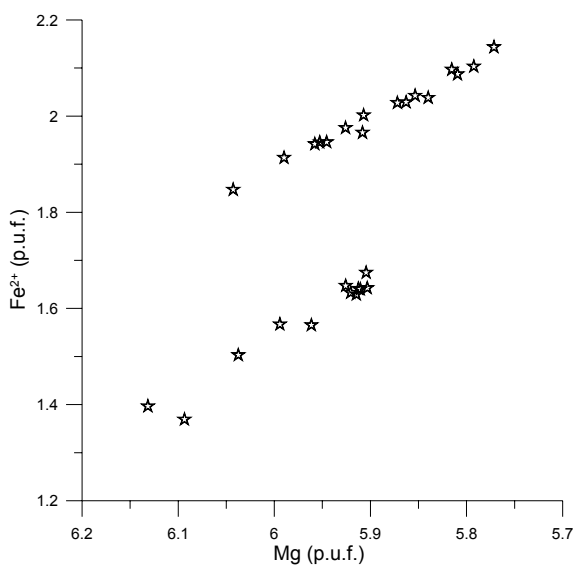
**Fig. 5.97.** Relaciones de sustitución de  $\text{Cr}^{3+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  en las espinelas analizadas.



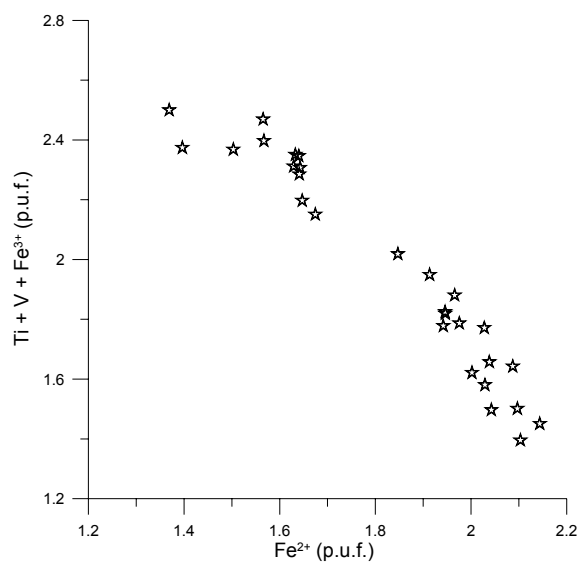
**Fig. 5.98.** Relaciones de sustitución de  $\text{Fe}^{3+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  en las espinelas analizadas.

posición  $\text{R}^{3+}$  siendo importantes las sustituciones  $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}$  (Fig. 5.99) y  $\text{Mn} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$  en la posición  $\text{R}^{2+}$ . Así, el descenso en  $\text{Fe}^{3+}$  se corresponde con un aumento del Al y  $\text{Fe}^{2+}$ , tal como se deriva de la relación lineal de tipo inverso (Fig. 5.100) entre la suma de algunos elementos tri- y tetravalentes ( $\text{Ti} + \text{V} + \text{Fe}^{3+}$ ) y el  $\text{Fe}^{2+}$ . Esta relación indica un control significativo de la  $f\text{O}_2$  sobre la entrada de elementos (Ti, V y Fe) que pueden presentarse en diferentes estados de oxidación. En este sentido, el descenso en la  $f\text{O}_2$  favorece la entrada en la red de la espinela de los cationes divalentes ( $\text{Fe}^{2+}$  y Mg) frente a los tri- y tetravalentes.

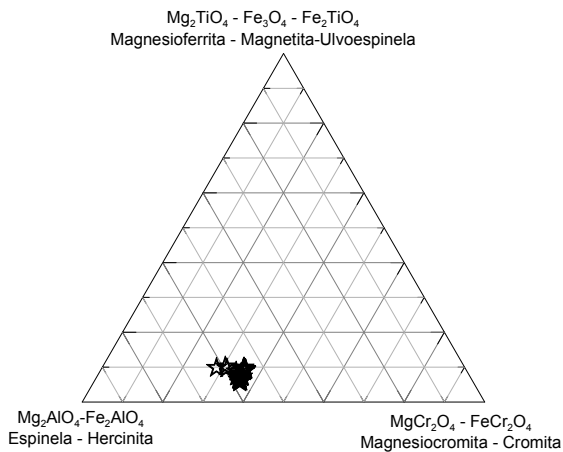
La clasificación la hemos realizado según un triángulo que secciona perpendicularmente el prisma de la figura 5.96; la proyección en el triángulo formulado de las composiciones obtenidas (Fig. 5.101) corresponde a una espinela



**Fig. 5.99.** Relaciones de sustitución entre  $\text{Fe}^{2+}$  y Mg en las espinelas analizadas.



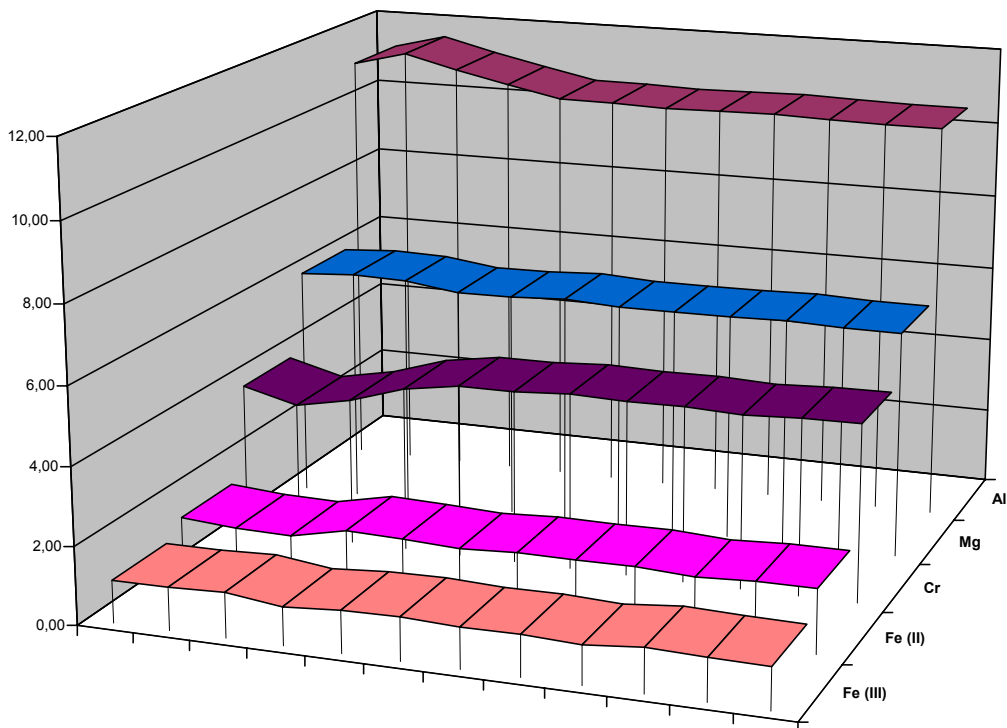
**Fig. 5.100.** Relaciones de sustitución de los cationes trivalentes (Ti, V y  $\text{Fe}^{3+}$ ) por  $\text{Fe}^{2+}$  en las espinelas analizadas.



**Fig. 5.101.** Clasificación de las espinelas analizadas en los lamprófidos.

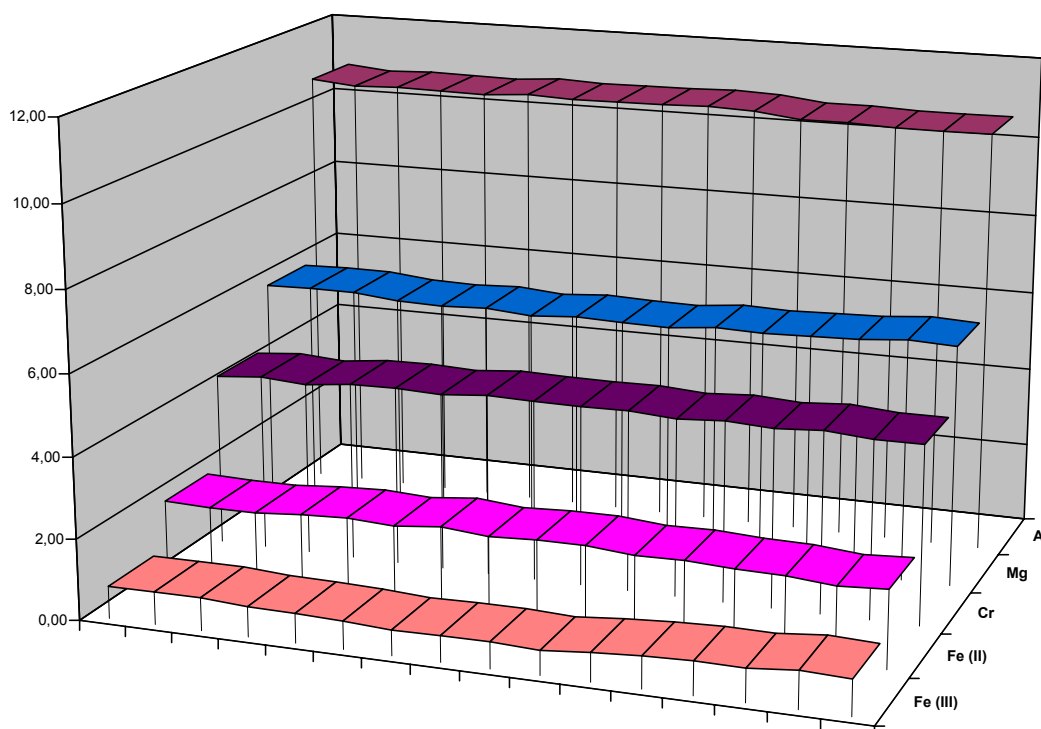
de tipo (Al-Mg)-cromita empobrecida en Ti y  $\text{Fe}^{3+}$  y enriquecida en la línea de la espinela-hercinita y magnesiocromita-cromita con un contenido destacable en Al (polo hercinitico). La denominación de *picotita* se basa en los contenidos de  $\text{Al} > \text{Cr}$  y en la relación  $\Sigma\text{Fe} / \text{Mg} \cong 1$ .

El estudio del zonado lo hemos realizado en dos perfiles, perpendiculares, sobre un mismo cristal de espinela. En un perfil (Fig. 5.102) puede verse que la zonación alcanza un valor mayor en Al y



**Fig. 5.102.** Perfil analítico de centro a borde de un fenocristal de espinela.

Cr, y del Mg y Fe con un comportamiento opuesto en ambos casos mientras que el Ti, Mn y V presentan pautas de concentración bastante regulares. En el perfil perpendicular al ejemplo anterior (Fig. 5.103), las variaciones son mucho menores. Esta zonación pudo ser adquirida por la espinela en las primeras etapas de su cristalización, dentro de la propia cámara magmática sin experimentar un re-equilibrio, o durante la completa cristalización del líquido en el dique lamprófidico en el que se emplaza. Si esto es cierto, la transformación más significativa que experimentó la espinela es la formación de la corona de óxido de hierro, presente en los cristales de espinela observados (*cfr.* foto F en Lámina 9, capítulo 4); el origen de esta corona puede ser un aumento significativo de la  $f\text{O}_2$ , ligado al ascenso del



**Fig. 5.103.** Perfil analítico de centro a borde del fenocristal de espinela de la figura anterior (*sección perpendicular a la representada en la figura previa*).

magma, con la consiguiente descompresión y el cambio en las condiciones de estabilidad de los minerales.

### 5.6.2. Consideraciones sobre la espinela.

Sólo se ha encontrado espinela en los lamprófidos con cpx de Panticosa, donde aparece como xenocristal con un reborde de óxidos de Fe.

Su composición corresponde con la típica de la variedad *picotita*, rica en Al, Cr, Mg y Fe ( $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$ ), siendo los trazas más destacados el Ti, V, Mn y Ni, que no superan, en ningún caso, un contenido del 2%.

En los perfiles estudiados se observan pautas inversas de Cr y Al y de  $\text{Fe}^{2+}$  y Mg, siendo estas dos las sustituciones mejor representadas en el mineral. También destacan la sustitución de Al por  $\text{Fe}^{3+}$  y de Mn por  $\text{Fe}^{2+}$ .

El cristal analizado presenta un reborde de minerales opacos (óxidos de Fe) cuya estequiometría no es buena y que sugiere un re-equilibrio tardío al ascender el magma, por un ascenso en la  $f\text{O}_2$  del sistema.

## 5.7. Óxidos de Fe-Ti.

### 5.7.1. Composición de los óxidos de Fe-Ti.

Los opacos están presentes en todos los litotipos y su proporción modal no supera, por lo general, el 5% con un rango de variación de 2% al 4%. Las relaciones de los opacos respecto a otras fases minerales han sido mostradas en las secuencias de cristalización de cada uno de los litotipos según criterios texturales y se derivan también del estudio de la cristalquímica de otros minerales, dado el control que ejerce la cristalización de estos óxidos sobre la  $fO_2$  y la disponibilidad de Fe y Ti durante la cristalización de los silicatos ferromagnesianos. Un estudio detallado de la composición de estos minerales opacos plantea resolver las cuestiones siguientes:

1. Determinar la composición cuantitativa, para un mismo litotipo, como base de su clasificación.
2. Establecer las relaciones de proporción modal y quimismo respecto al avance de la diferenciación puesto que permiten obtener información precisa sobre la fugacidad de oxígeno  $fO_2$ , permitiendo evaluar las condiciones redox del sistema.
3. Un control de la variación composicional de estos minerales permite conocer su influencia en la cristalización de minerales silicatados previos y posteriores.

La presencia, frecuente, de alteraciones secundarias limita, en gran parte, la información potencialmente extraíble del estudio de los opacos. Esta limitación obliga a establecer una correspondencia detallada entre las observaciones microscópicas y los datos analíticos por microsonda en dichos minerales, que permita efectuar una historia evolutiva completa sobre esta fase mineral.

Las composiciones obtenidas y el cálculo de su fórmula estructural (base de 32 O) se indican en el Anexo I.5. Como base de representación empleamos el sistema ternario FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 5.104); este sistema de óxidos de Fe-Ti está básicamente basado en las condiciones de oxidación por lo que siempre que se disponga de un suficiente número de datos para diversos cristales, las condiciones redox podrán ser inferidas con una adecuada precisión. La alteración que afecta a algunos opacos en las rocas analizadas limita, considerablemente, la posibilidad de disponer de composiciones *iniciales primarias* en asociaciones de óxidos de Fe-Ti. Sólo un número muy reducido de análisis, que satisfacen la fórmula estructural, pueden ser considerados representativos

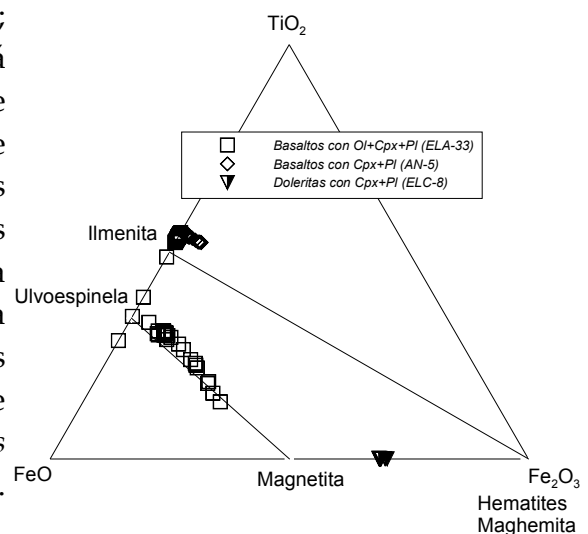


Fig. 5.104. Sistema de clasificación de los óxidos analizados.

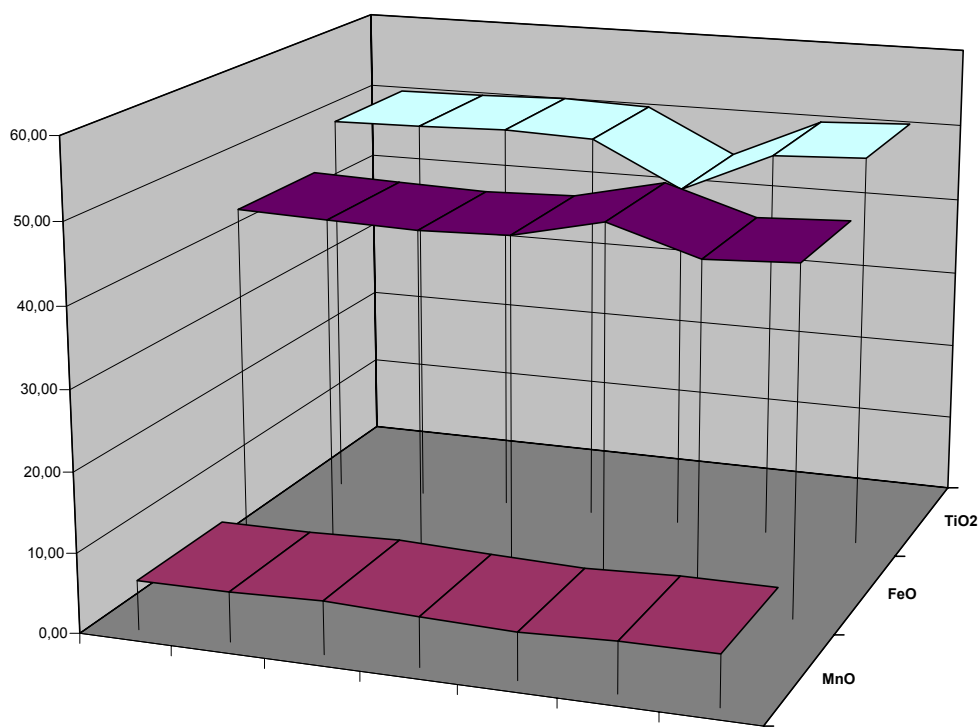


Fig. 5.105. Perfil de centro a borde de un cristal de óxido de Fe-Ti (principales constituyentes).

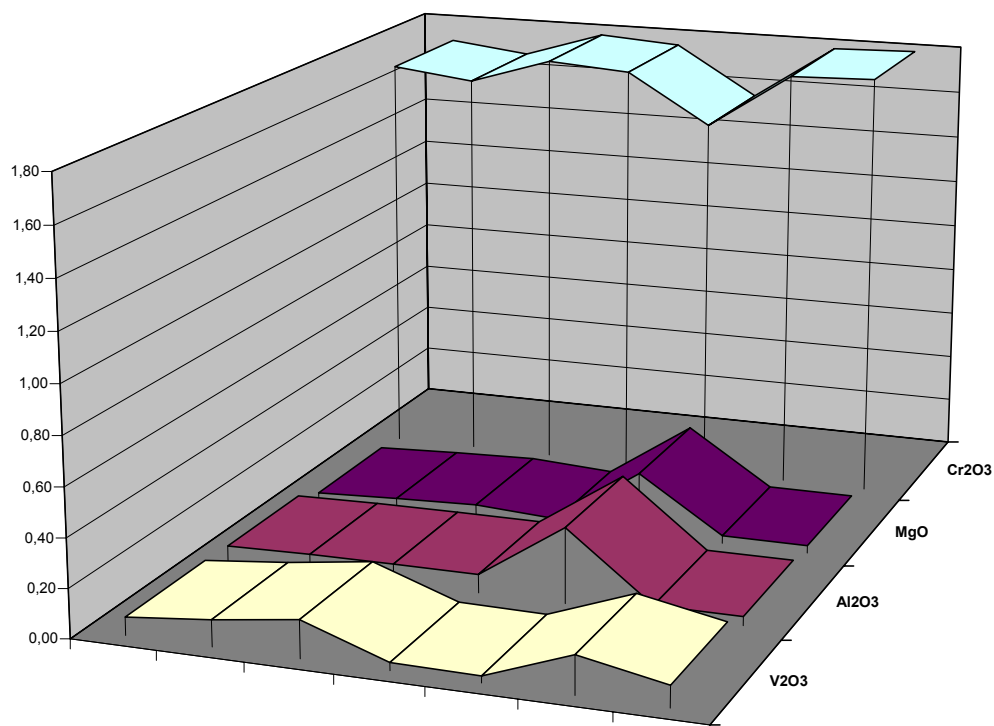


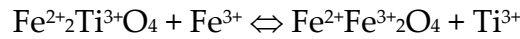
Fig. 5.106. Perfil de centro a borde de un cristal de óxido de Fe-Ti (elementos menores).

de la composición y evolución del líquido primario. Dentro de este marco, los tres grupos composicionales obtenidos de óxidos Fe-Ti (Fig. 5.104) presentan caracteres propios de cristales primarios y, como tales, facilitan conocer la evolución del

líquido. Dado que otros cristales analizados presentan alteración, es prudente asumir que la información obtenida puede ser incompleta, limitando la posibilidad de conocer cuál fue la evolución completa y el registro detallado de las condiciones redox.

A escala de cristal individual, un perfil del centro al borde en un cristal de Ti-magnetita, de un *basalto con olivino + clinopiroxeno + plagioclasa*, muestra (Figs. 5.105 y 5.106) sustituciones  $Mn^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+}$  y variaciones locales  $Fe^{3+} \leftrightarrow Ti$  mientras que los elementos trazas  $Al^{3+}$  y  $Cr^{3+}$  muestran variaciones recíprocas más significativas ( $Al^{3+} \leftrightarrow Cr^{3+}$ ) que son poco relevantes en el V.

En los basaltos con olivino (muestra ELA-33, análisis en la Tabla 1 del Anexo I.5) se han analizado dos composiciones, una rica en ilmenita y otra en el rango ulvoespinela-magnetita (Fig. 5.104) lo que implica sustituciones acopladas Fe-Ti del tipo:



Las composiciones iniciales de magnetita incorporan concentraciones mayores de  $Fe^{3+}$  que evolucionan bajo condiciones sucesivamente decrecientes de  $fO_2$ , definiendo esta sustitución una pauta bastante estable con precipitación de

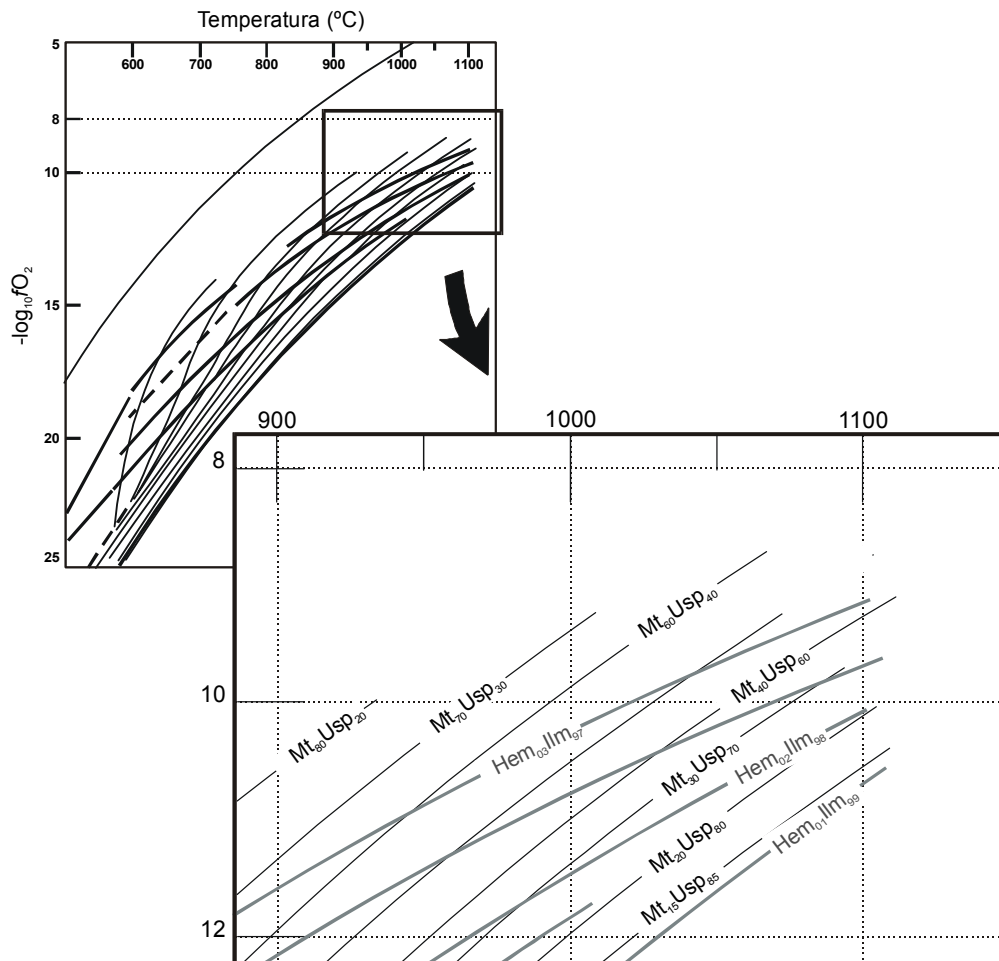
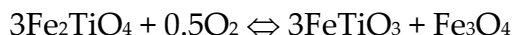


Fig. 5.107 Relaciones de  $fO_2$  y temperatura para las composiciones analizadas de óxidos de Fe-Ti según el esquema de Taylor (1964) a 1atm de presión.

ulvoespinela progresivamente enriquecida en Ti. En condiciones experimentales (sistema FeO-TiO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub>; Haggerty, 1976b) las relaciones de la fase rica en espinela y la magnetita, bajo condiciones oxidantes, implican la coexistencia de ilmenita según:

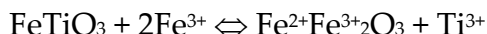


siendo posible, a su vez, la reacción:



Las composiciones obtenidas se sitúan en un rango variable desde Mt<sub>40</sub>Usp<sub>60</sub> a Mt<sub>100</sub>Usp<sub>100</sub> que, para una presión de 1 atm (Taylor, 1964), corresponden a fugacidades  $-\log_{10} f\text{O}_2$  del orden de -10 a -15 (Fig. 5.107) que, según la misma estimación, pueden representar a un intervalo de temperaturas de 1050-900°C (Fig. 5.107). La ausencia de datos para el par magnetita-ilmenita en una misma roca no permite el uso de los geotermómetros de óxidos de Fe-Ti.

En los basaltos sin olivino los opacos tienen composiciones enriquecidas en ilmenita y empobrecidas en hematitas (Fig. 5.104), según la reacción:



donde la ilmenita (FeTiO<sub>3</sub>) cristaliza en condiciones poco oxidantes (baja  $f\text{O}_2$ ). Los análisis disponibles por microsonda electrónica no indican valores de magnetitas primarias inalteradas. En las doleritas, los opacos presentan composiciones intermedias entre magnetita y hematitas (Fig. 5.104) implicando sustituciones  $\text{Fe}^{2+} \Leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$  bajo condiciones oxidantes propiciando reacciones del tipo:



### 5.7.2. Consideraciones sobre los óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti están presentes en todos los litotipos establecidos, si bien su proporción modal no supera nunca el 5%. La alteración general que sufren estas rocas sólo ha permitido obtener composiciones estequiométricamente correctas en tres litotipos:

- En los *basaltos con Ol + Cpx + Pl* encontramos titanomagnetitas, ricas en TiO<sub>2</sub> y FeO, con proporciones menores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> calculado. Los trazas más notables son Mn, que alcanza el 3.5% de MnO, y el V, que llegar a estar presente hasta en un 1.8% de V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Las proporciones de las moléculas de ilmenita y ulvoespinela calculadas han permitido establecer un rango de  $\log f\text{O}_2$  de -10 a -15, característico de temperaturas de cristalización de 1050-900 °C, lo cual es coherente con la secuencia de cristalización establecida por criterios petrográficos en el capítulo anterior.
- En los *basaltos con Cpx + Pl*, no se han encontrado composiciones inalteradas de magnetita primaria, y los análisis sólo muestran contenidos notables en FeO y TiO<sub>2</sub>, este último en menor proporción que

en el litotipo anterior (máximo 28% de  $\text{TiO}_2$ ). La ausencia de proporciones significativas de la molécula de hematites sugiere condiciones de cristalización reductoras con una  $f\text{O}_2$  baja.

- En las doleritas, encontramos composiciones intermedias entre magnetitas y hematites, siempre con contenidos de Ti muy bajos. En este caso las condiciones de cristalización son diferentes a las de los litotipos anteriores, habiendo tenido lugar en condiciones oxidantes, dado el elevado contenido de  $\text{Fe}^{3+}$ . Este hecho significativo, unido a la pobre estequiometría que presentan, sugiere que nos encontramos antes fases cristalizadas tardíamente.



## 5.8. Minerales secundarios: Andradita titanada (Schorlomita).

### 5.8.1. Composición.

Este granate rico en la molécula de andradita y con un alto contenido en titanio ( $\text{TiO}_2$ : 27-31%) está representado, como mineral accesorio y con origen secundario, en cristales aislados presentes en la matriz de un lamprófido con anfíbol kaersutítico (ref. muestra: PAN-37). Debido a su color parduzco y elevada birrefringencia puede confundirse con una titanita, si bien la composición obtenida por microsonda corresponde a la variedad schorlomita de la andradita titanada (Deer *et al.*, 1982; Locock, *et al.*, 1995). Si bien no es frecuente, este mineral ha sido observado en rocas alcalinas, de tipo sienítico (Grapes *et al.*, 1979), asociado al leucóxeno por alteración de ilmenita. La composición obtenida en 6 puntos de un mismo cristal y el cálculo de su fórmula estructural (24 O) se indica en el Anexo I.7.

La schorlomita es una variedad del granate rico en andradita conteniendo más de un átomo de Ti por fórmula unidad; en el cristal analizado, el Ti oscila de 3.77 a 4.01 átomos p.u.f. Tanto los datos estructurales como estudios experimentales previos (Locock *et al.*, 1995) han mostrado la ocupación del Ti en la posición octaédrica reemplazando al  $\text{Fe}^{3+}$  o bien la relativa preferencia por la posición tetraédrica según el orden ocupacional  $\text{Al} \geq \text{Fe} \geq \text{Ti}$  (Huggins *et al.*, 1977).

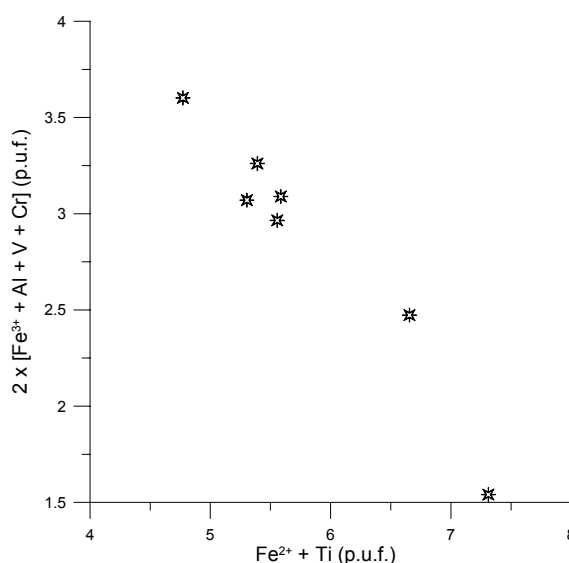


Fig. 5.108. Sustitución de  $\text{Fe}^{2+}$  y Ti por cationes trivalentes ( $\text{Fe}^{3+}$ , Cr y V) en la schorlomita.

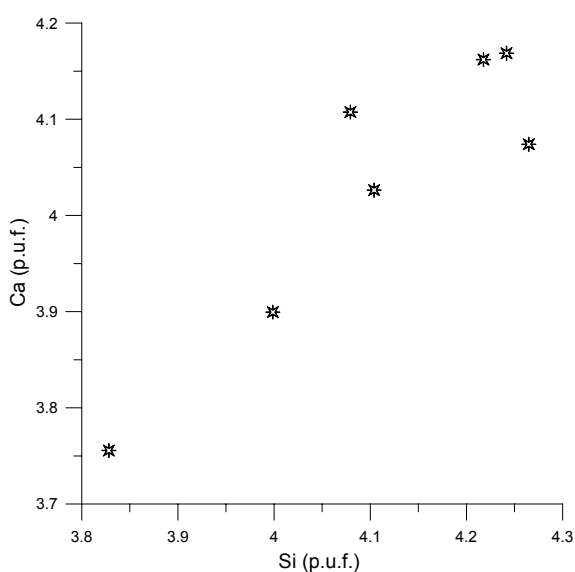


Fig. 5.109. Relaciones de sustitución de Ca por Si en la schorlomita analizada.

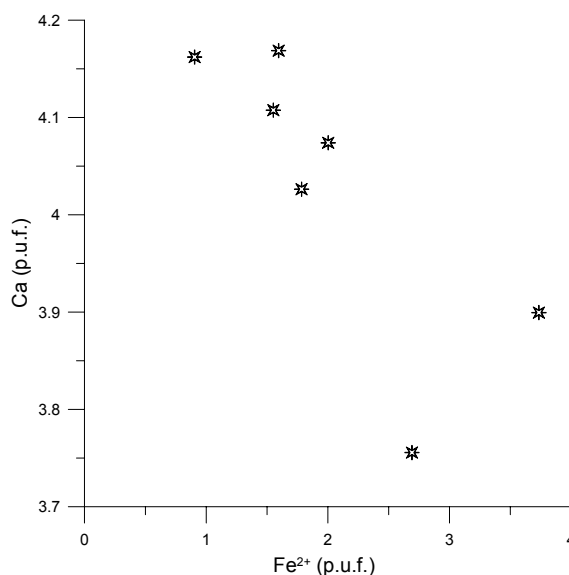


Fig. 5.110. Relaciones de sustitución Ca por  $\text{Fe}^{2+}$  en la schorlomita analizada.



## 5.9. Conclusiones establecidas.

El estudio detallado de las composiciones minerales analizadas en los litotipos estudiados, permite establecer las siguientes consideraciones:

- Las composiciones de plagioclasa primarias analizadas varían de An<sub>68</sub>-An<sub>31</sub>, lo cual es coherente con el rango de temperaturas de cristalización de 1121-945 °C establecido por divesos geotermómetros en el conjunto de litotipos. Estas temperaturas concuerdan con las obtenidas en los piroxenos, desde fenocristal hasta microcristal, que sincristalizan con las plagioclasas.
- Las plagioclasas de los diques (de dolerita y lamprófido) tienen zonados poco marcados o ausentes, característico de una cristalización en condiciones muy estables a relativa profundidad; por el contrario, los fenocristales de plagioclasa de los sills de Anayet, presentan zonados bruscos, lo cual es coherente con un emplazamiento relativamente próximo a la superficie, bajo un sedimento con reducido espesor.
- Los clinopiroxenos estudiados muestran una variación gradual en sus composiciones, desde las condiciones iniciales (Cpx<sub>1</sub>) hasta las finales (Cpx<sub>3</sub>) salvo en los lamprófidos donde se aprecia un vacío composicional intermedio. En general, se identifica una buena concordancia de los cambios graduales de composición y las temperaturas y, a su vez, una buena adecuación de estos valores con los de composición y temperatura de las plagioclasas previas y coetáneas a estos piroxenos.
- La cristalización de los clinopiroxenos se produjo en condiciones de baja presión y de modo simultáneo a otras fases minerales (plagioclasa, óxidos de Fe-Ti). Así, la cristalización coetánea de plagioclasa afecta a la incorporación del Al, Ca y Na. mientras que, la entrada de Ti y Fe en el clinopiroxeno está dificultada por la cristalización de óxidos de Fe-Ti, normalmente previos o coetáneos al piroxeno. La cristalización de los óxidos controla la evolución de la fugacidad de oxígeno en el fundido, desde condiciones inicialmente oxidantes a reductoras finales.
- Los perfiles realizados permiten identificar pautas inversas de Fe y Mg, el comportamiento oscilatorio del Ca, a veces asociado al Fe<sup>2+</sup> y las variaciones relativamente reducidas en Ti, Cr y Mn. Además, conforme avanza la diferenciación de los líquidos en equilibrio con los cristales de piroxeno, existe una pauta general de empobrecimiento en Si y Mg con aumento progresivo de Al, Fe, Ti y Na. El Cr se concentra de modo preferente en el clinopiroxeno, respecto al total de la roca, y su incorporación tiene lugar en un estadio de crecimiento intermedio.
- Las relaciones composicionales con carácter discriminante confirman la afinidad alcalina y el carácter no orogénico de las rocas estudiadas, en

concordancia con las observaciones petrográficas, geoquímicas y el contexto geodinámico propuestos para este magmatismo.

- Los anfíboles están presentes sólo en un litotipo de lamprófido, presentando composiciones, ricas en Ti de kaersutita y tschermakita.
- La kaersutita es origen temprano y tiene una composición muy homogénea, que responde a una cristalización bajo condiciones muy estables. La presión (6 Kb) y el rango de temperaturas de cristalización (1052-1040°C) son coherentes con un origen temprano y profundo de este mineral.
- La tschermakita tiene un desarrollo seriado, con un rango de variación composicional amplio, representado por un descenso paulatino de Mg, Ca, Ti, V y Mn conforme avanza la cristalización, mientras que sólo el contenido de Fe<sup>2+</sup> y Al aumenta en la etapas tardías. El rango de temperaturas obtenido es más amplio que en el caso de las kaersutitas, abarcando de los 980-945 °C.
- Los apatitos estudiados son de dos tipos: ricos en F y ricos en Cl. Los ricos en F están presentes en las andesitas del 4º episodio y tienen contenidos de REE elevados. Los cloro-apatitos aparecen en los lamprófidos y evidencian el carácter parcialmente metasomático de los fundidos que dieron lugar a esas composiciones.
- En los lamprófidos se han analizado xenocristales tempranos de espinela, variedad picotita, rica en Ti, V, Mn y Ni. Presenta un reborde de óxidos de Fe que evidencia un re-equilibrio tardío por un ascenso en la  $fO_2$  del sistema.
- Los óxidos de Fe-Ti están presentes en todos los litotipos establecidos, si bien su proporción modal no supera nunca el 5%. En los *basaltos con Ol + Cpx + Pl* encontramos titanomagnetitas, ricas en Mn y V. La composición de estos minerales ha permitido establecer un rango de log  $fO_2$  de -10 a -15, característico de temperaturas de cristalización de 1050-900 °C, lo cual es coherente con la secuencia de cristalización establecida.
- En los *basaltos con Cpx + Pl*, no se han encontrado composiciones inalteradas de magnetita primaria, obteniendo análisis sólo muestran contenidos notables en FeO y TiO<sub>2</sub>, este último en menor proporción que en el litotipo anterior (máximo 28% de TiO<sub>2</sub>). La ausencia de proporciones significativas de la molécula de hematites sugiere condiciones de cristalización reductoras con una  $fO_2$  baja.
- En las doleritas, encontramos composiciones intermedias entre magnetitas y hematites, siempre con contenidos de Ti muy bajos. En este caso las condiciones de cristalización son diferentes a las de los

litotipos anteriores, habiendo tenido lugar en condiciones oxidantes, dado el elevado contenido de  $\text{Fe}^{3+}$ .

- La schorlomita analizada en los lamprófidos es de origen secundario por alteración de ilmenita y plagioclasa. Se trata de un granate rico en Ti.

# 6

---

*GEOQUÍMICA ELEMENTAL E  
ISOTÓPICA*

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>6.1. Introducción y objetivos formulados.</b>	<b>237.</b>
<b>6.2. Clasificación geoquímica.</b>	<b>241.</b>
<b>6.3. Diferenciación magmática.</b>	<b>244.</b>
6.3.1. Elementos mayores.	244.
6.3.2. Elementos traza.	247.
6.3.2.1. Diagramas multielementales.	252.
6.3.2.2. Espectros de Tierras Raras (REE).	256.
<b>6.4. Afinidad magmática.</b>	<b>260.</b>
<b>6.5. Discriminación del marco geodinámico.</b>	<b>262.</b>
<b>6.6. Isótopos radiogénicos: sistemas Rb/Sr y Sm/Nd.</b>	<b>265.</b>
<b>6.7. Caracterización del proceso petrogenético.</b>	<b>268.</b>
6.7.1. Características de los magmas.	268.
6.7.1.1. Origen de los magmas.	268.
6.7.1.2. Carácter primario o fraccionado de los magmas.	273.
6.7.2. Identificación del proceso petrogenético.	275.
6.7.2.1. Relaciones entre elementos incompatibles.	276.
<b>6.8. Consideraciones establecidas.</b>	<b>284.</b>

## 6.1. Introducción y objetivos

Abordamos en este capítulo el estudio geoquímico de las muestras seleccionadas, para las cuales hemos expuesto previamente sus características petrológicas y su composición química en sus fases minerales. La información obtenida sobre las asociaciones de fases minerales y su composición cuantitativa es decisiva al realizar un estudio geoquímico sobre rocas ígneas antiguas (tardihercínicas) que están afectadas, con frecuencia, por procesos de alteración más o menos generalizados. El muestreo realizado durante el trabajo de campo ha sido orientado a disponer de rocas lo más *inalteradas* posibles, ofrecer una amplia *representatividad areal* de las manifestaciones ígneas (sills y diques) en cada sector y abarcar a todas las intrusiones estudiadas.

Las rocas analizadas de los diversos litotipos y su localización areal se indican en la Tabla 6.1; los resultados analíticos obtenidos se indican en las tablas II.1 a II.5 del Anexo II. Las técnicas instrumentales empleadas son las indicadas se describen con detalle en el apartado 1 del Anexo II.

El estudio realizado está dirigido a:

1. Clasificar geoquímicamente las rocas pertenecientes a los litotipos establecidos, considerando los criterios más discriminantes y que se ven afectados en menor medida por los efectos de la alteración, de los cuales, los basados en elementos traza inmóviles han demostrado ser los más útiles.
2. Estudiar la diferenciación de las composiciones.
3. Identificar la compatibilidad e incompatibilidad relativa de los diversos elementos mayores y traza.
4. Poner de manifiesto la afinidad magmática según criterios composicionales diagnósticos y discriminantes.
5. Inferir el posible cogenetismo.
6. Establecer criterios de índole geoquímica que permitan proponer un marco geodinámico.
7. El estudio de las características de los magmas (primarios o diferenciados) y la caracterización del protolito original son, por su valor intrínseco, temas prioritarios en este estudio.
8. Identificar el proceso petrogenético para los litotipos con un mayor carácter primario, a partir de la información geoquímica elemental e isotópica (Sr, Nd y Pb). De todas las hipótesis formuladas propondremos la de un proceso de tipo ACF (cristalización fraccionada + asimilación) por ser el que mejor se adecúa a las condiciones genéticas de este magmatismo. La modelización cuantitativa de este proceso se expondrá en el capítulo 7.
9. Finalmente, las aportaciones secuencialmente obtenidas permiten integrar el conjunto de esta información, junto a la extraída por otros criterios, en un



LITOTIPOS		SECTOR OCCIDENTAL - MACIZO DE CINCO VILLAS					
		LARRÚN	MENDAUR	IBANTELLI	CIBOURE	YANCI-ARANAZ	
5º Episodio	SILLS	<i>Basalto con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa</i>	ELA-14 ELA-17 ELA-28 ELA-33 ELA-34 ELA-41 ELA-42			CIB-1	
		<i>Basalto con olivino y plagioclasa</i>	ELA-1 ELA-2 ELA-3 ELA-4 ELA-5 ELA-6 ELA-7 ELA-8 ELA-15 ELA-18 ELA-21 ELA-23 ELA-24 ELA-25 ELA-26 ELA-27 ELA-30 ELA-31	ELD-1 ELD-2 ELD-3 ELD-4 ELD-5 ELD-6 ELD-7	ELE-1 ELE-3 ELE-4 ELE-5 ELE-6	CIB-2 CIB-3 CIB-4	
		<i>Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa</i>					
		<i>Basalto rico en plagioclasa</i>	ELA-29		ELE-2	CIB-5 CIB-6	
	DIQUES	<i>Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa</i>					ELB-1 ELB-2 ELB-4 ELB-5 ELB-6 ELB-7 ELC-1 ELC-2 ELC-3 ELC-4 ELC-5 ELC-7 ELC-8 ELC-9 ELC-10 ELC-11
		<i>Lamprófidos con clinopiroxeno y plagioclasa</i>					
4º Episodio	<i>Andesitas ricas en plagioclasa</i>	<i>Diques</i>					
		<i>Sills</i>					

Tabla. 6.1. Distribución por sectores de los seis litotipos establecidos (áreas sombreadas). Las referencias en negrita corresponden con las muestras seleccionadas como representativas de cada litotipo.

SECTOR CENTRAL			SECTOR ORIENTAL	LITOTIPOS		
OZA	ANAYET	PANTICOSA	SAN SALVADOR			
				Basalto con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa	SILLS	5º Episodio
				Basalto con olivino y plagioclasa		
	AN-5 AN-19			Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa		
	AN-2 AN-3 AN-8 AN-9 AN-10 AN-11 AN-13 AN-14 AN-15 AN-16 AN-17 AN-18 AN-20 AN-21 AN-22 AN-23			Basalto rico en plagioclasa		
				Doleritas con clinopiroxeno y plagioclasa		
		PAN-1 PAN-2 PAN-14 PAN-15 PAN-19 PAN-36 PAN-37 PAN-38		Lamprófidos con clinopiroxeno y plagioclasa		
			SSAL-1 SSAL-2 SSAL-3 SSAL-4 SSAL-5 SSAL-6 SSAL-7	Diques	Andesitas ricas en plagioclasa	4º Episodio
OZA-2 OZA-2A OZA-2B OZA-2C OZA-3A OZA-3B OZA-4A OZA-4B	AN-1 AN-30 AN-31 IB2-9C			Sills		

Tabla 6.1. (Continuación).

modelo explicativo de carácter sintético que supone una base previa para su posterior contraste y validación a realizar en capítulos posteriores.

Estos objetivos no han sido abordados, con un enfoque unitario, en estudios previos (LeFur-Balouet, 1985; Cabanis y LeFur-Balouet, 1989, e Innocent *et al.* 1994), que hacen referencia a sectores limitados lo que condiciona su validez en un marco geodinámico general. El trabajo de Lasheras (1998), referido a las intrusiones (sills y diques) del Macizo de Cinco Villas (sector noroeste), aporta un amplio número de datos geoquímicos de gran calidad y con una detallada representación areal de dichas intrusiones. Los trabajos realizados por nosotros (referencias indicadas en el capítulo 1), previos a esta Tesis, suponen aportaciones sucesivas que, como tales, ofrecen explicaciones gradualmente más completas a este magmatismo. En concreto, estos trabajos han versado sobre sectores concretos del MCV o del sector central pirenaico de forma individualizada; en Lago *et al.* (2004a) se aborda un estudio unitario del problema cuyo desarrollo se ofrece en esta Memoria.

## 6.2. Clasificación geoquímica

Las 33 rocas analizadas (Tablas II.1 a II.5 del Anexo II), con valores de L.O.I. variables de 2.11% a 10.77%, suponen una selección de rocas, con la menor alteración posible, representativas de estas rocas ígneas tardi-hercínicas. Presentan rangos de SiO<sub>2</sub> en un intervalo de 42.8-51.1%, su suma de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) varía entre 8.65-3.75%, el contenido en TiO<sub>2</sub> varía de 1.5-2.5% y el de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0.30-0.66%, con relaciones de Nb/Y y Ti/V variables entre 0.80 a 0.27 y 96.18 a 45.11 respectivamente. Dentro de las trazas, destaca el alto contenido en Nb y Ta. El conjunto de las rocas presenta un rango amplio de diferenciación expuesto en la variación del parámetro  $mg^*$  (1) (rango de  $mg^*$ : 0.73-0.49) y de los rangos de MgO y Ni (8.68%-4.94% y 119-18 ppm respectivamente). Estos valores últimos indican un líquido no primario sino diferenciado.

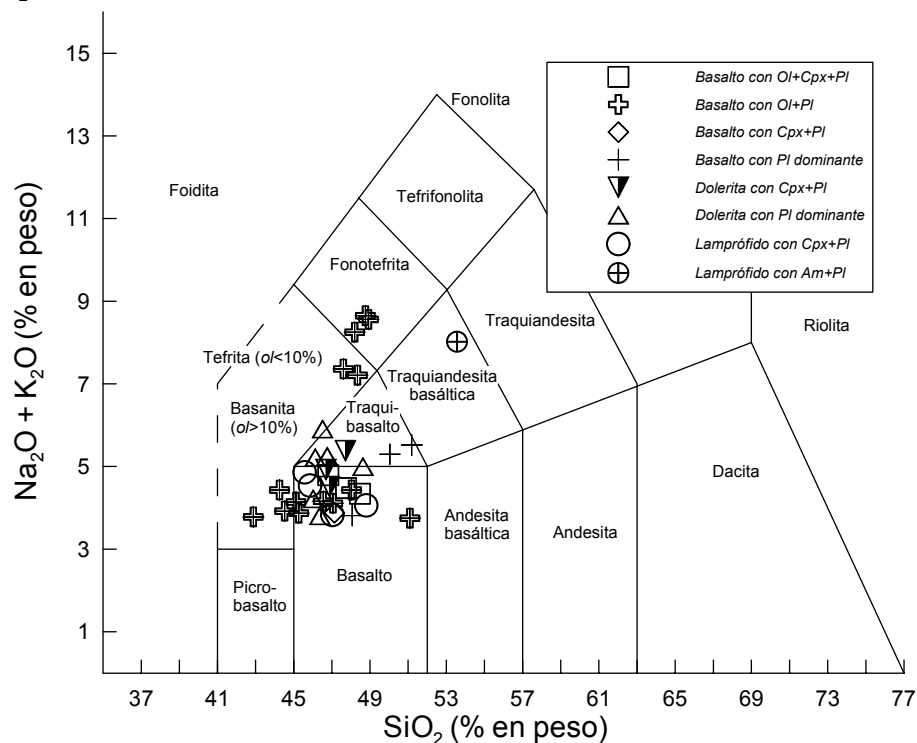
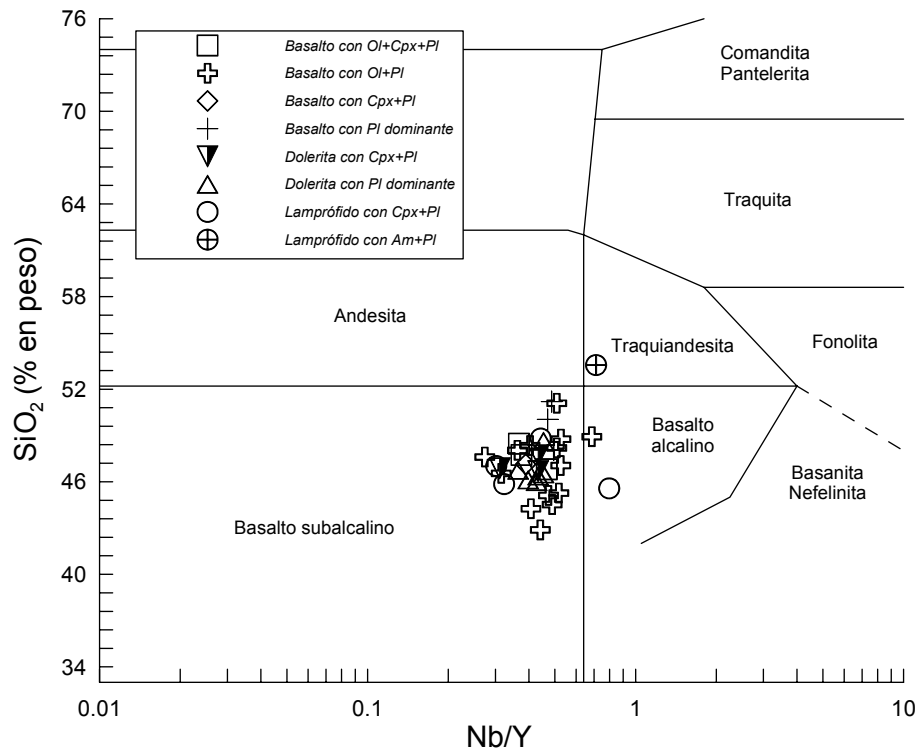


Fig. 6.1. Proyección de los litotipos considerados en el sistema TAS propuesto por la IUGS (Le Maitre, 2002; modificado de LeBas *et al.*, 1986).

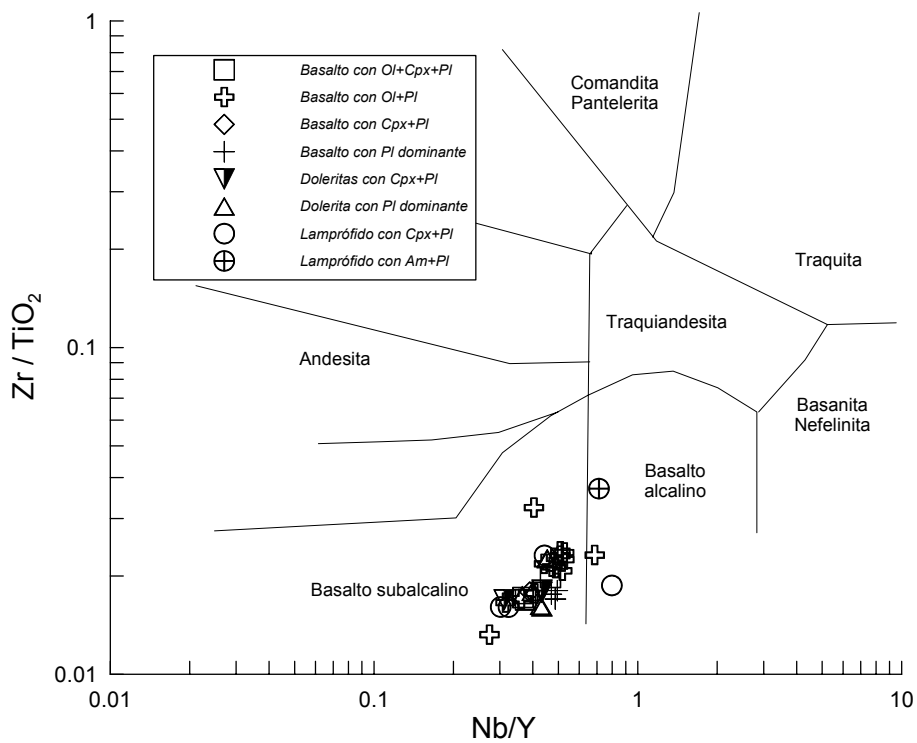
La clasificación en el sistema TAS (% total de álcalis *vs* SiO<sub>2</sub>; Fig. 6.1) resulta orientativa acerca de la tendencia composicional, hacia términos alcalinos, de las rocas estudiadas y permite precisar las clasificaciones modales obtenidas mediante el estudio microscópico. La clasificación detallada de las muestras según este esquema, se incluye también en las Tablas II.1 a II.5 del Anexo II. Entendemos es necesario destacar, que la clasificación geoquímica de rocas antiguas afectadas por procesos de alteración presenta serias dificultades y es poco discriminante, debido a la movilidad relativa de los elementos mayores empleados. Dentro de este contexto, las propuestas de Middlemost (1991) incluyendo los límites entre rocas según los

(1). Parámetro molar  $mg^* = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ , considerando la relación  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$  en basaltos.

valores de  $Qtz$ ,  $Hy$  y  $Ne$  normativos tampoco mejoran la discriminación, ya que la norma CIPW (valores en las Tablas II.6 a II.10 del Anexo II) se basa en dichos elementos mayores.



**Fig. 6.2.** Clasificación de los litotipos considerados en el sistema  $SiO_2$  vs.  $Nb/Y$  de Winchester y Floyd (1977).



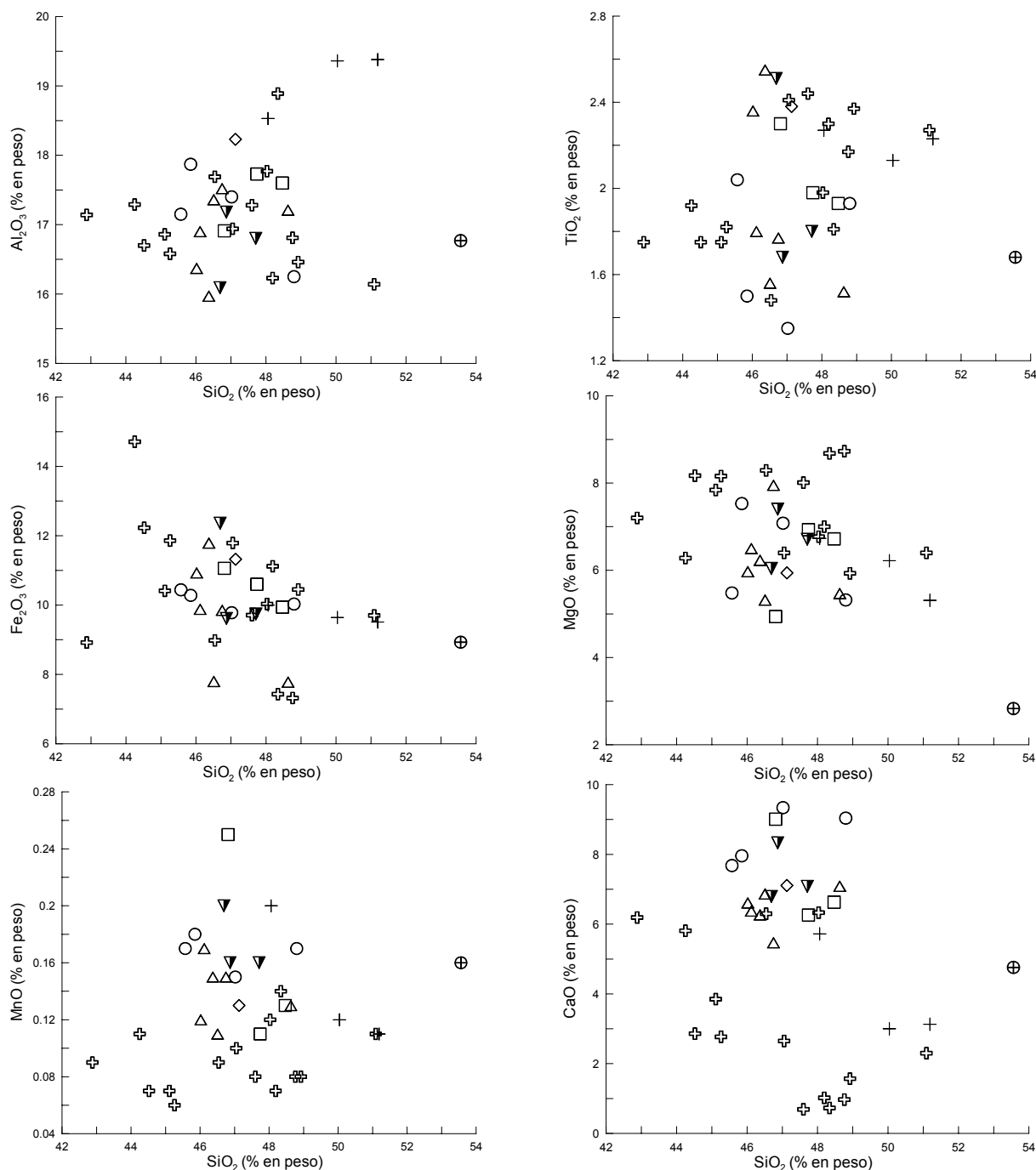
**Fig. 6.3.** Clasificación de los litotipos considerados en el sistema  $Zr/TiO_2$  vs.  $Nb/Y$  de Winchester y Floyd (1977).

Los resultados de clasificación más representativos se obtienen con el sistema basado en las relaciones Nb/Y *vs.* SiO<sub>2</sub> (% en peso; Winchester y Floyd, 1976, 1977; Fig. 6.2) donde el conjunto de los litotipos quedan adscritos al campo del basalto subalcalino, si bien algunas de las muestras se proyectan en el campo alcalino. Esta propuesta resulta sustentada también al considerar el alto contenido de Ti (inmóvil) y de Nb (poco móvil), en estas rocas según el sistema Zr/TiO<sub>2</sub> *vs* Nb/Y (Winchester y Floyd, 1976 y 1977; Fig. 6.3) que muestra una pauta gradual positiva de aumento de la razón Nb/Y con la de Zr/TiO<sub>2</sub> y una adscripción de las rocas al campo subalcalino sin obtenerse una discriminación entre las rocas de los sectores NO y central. En todos los casos, entendemos es necesario destacar que la pauta de variación de las composiciones, si bien con un escaso rango composicional, es netamente distinta de la propia de las series subalcalinas y se desplaza hacia el campo alcalino.

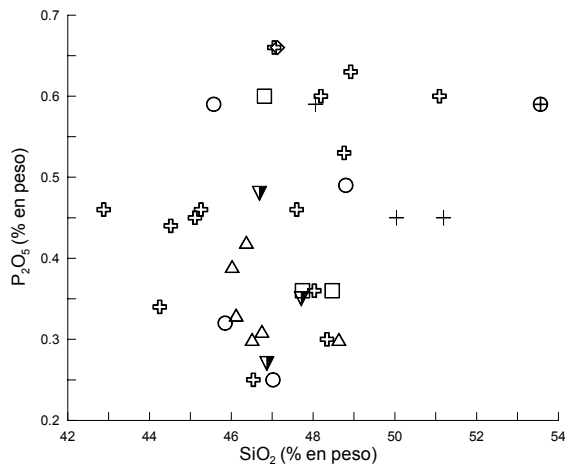
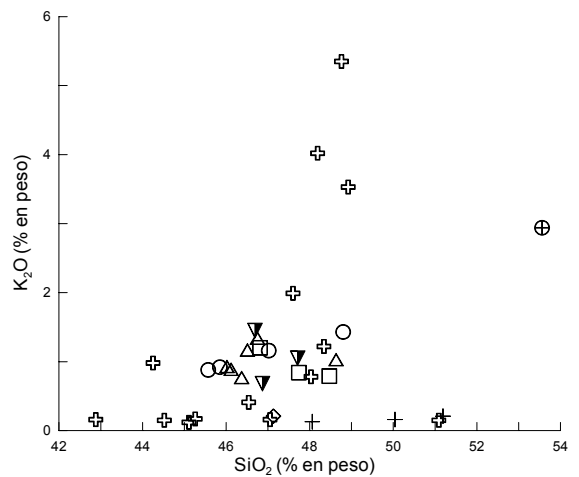
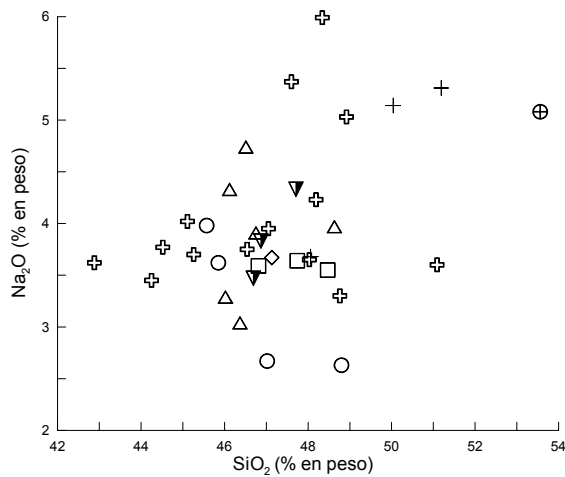
### 6.3. Diferenciación magmática.

#### 6.3.1. Elementos mayores.

Como criterio general debe recordarse que las diferencias entre asociaciones minerales para los diversos litotipos son escasas, por lo que no son esperables grandes variaciones en el contenido de elementos mayores o traza, respecto al aumento en  $\text{SiO}_2$ , lo cual está de acuerdo con el rango corto obtenido en la variación del parámetro  $mg^*$ . Debido a que éste parámetro ( $mg^*$ ) es bastante insensible a variaciones producidas por factores ajenos al líquido, como puede ser el caso de una contaminación cortical, resulta un criterio adecuado como índice de diferenciación.



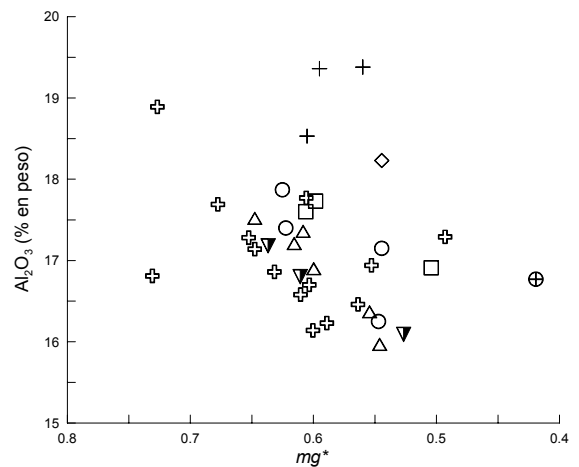
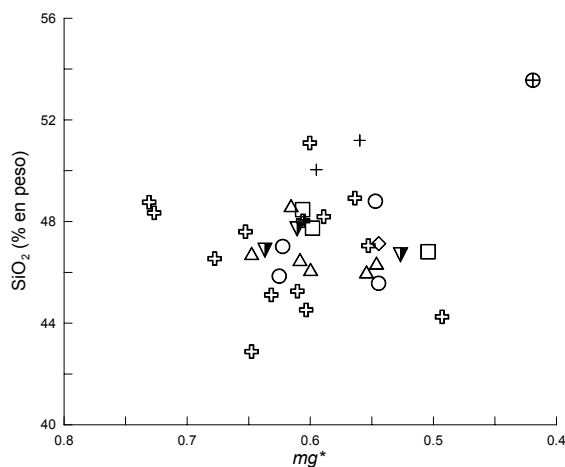
**Fig. 6.4.** Evolución del contenido en elementos mayores (% de óxido) durante la diferenciación, representada por el aumento de  $\text{SiO}_2$  (igual leyenda que figuras anteriores).



**Fig. 6.4.** (Continuación). Evolución del contenido en elementos mayores (% de óxido) durante la diferenciación, representada por el aumento de  $\text{SiO}_2$  (igual leyenda que figuras anteriores).

En las figuras 6.4 y 6.5 se indican las variaciones de los elementos mayores con referencia al  $\text{SiO}_2$  y al parámetro  $mg^*$ , como representantes de la diferenciación del líquido. Como consideración general, en casi todos los elementos se observa una

cierta dispersión que alcanza a un mismo litotipo y al conjunto de las rocas debido a la elevada movilidad de los elementos mayores en los procesos de alteración que han sufrido estas rocas. Con el aumento de la diferenciación puede apreciarse (Fig. 6.4) una disminución en el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y un incremento del contenido en álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ) para el conjunto de las muestras, reflejando en el resto de los elementos considerados una amplia dispersión. Empleando el descenso en valores del parámetro  $mg^*$  como representación del progreso de la diferenciación, se

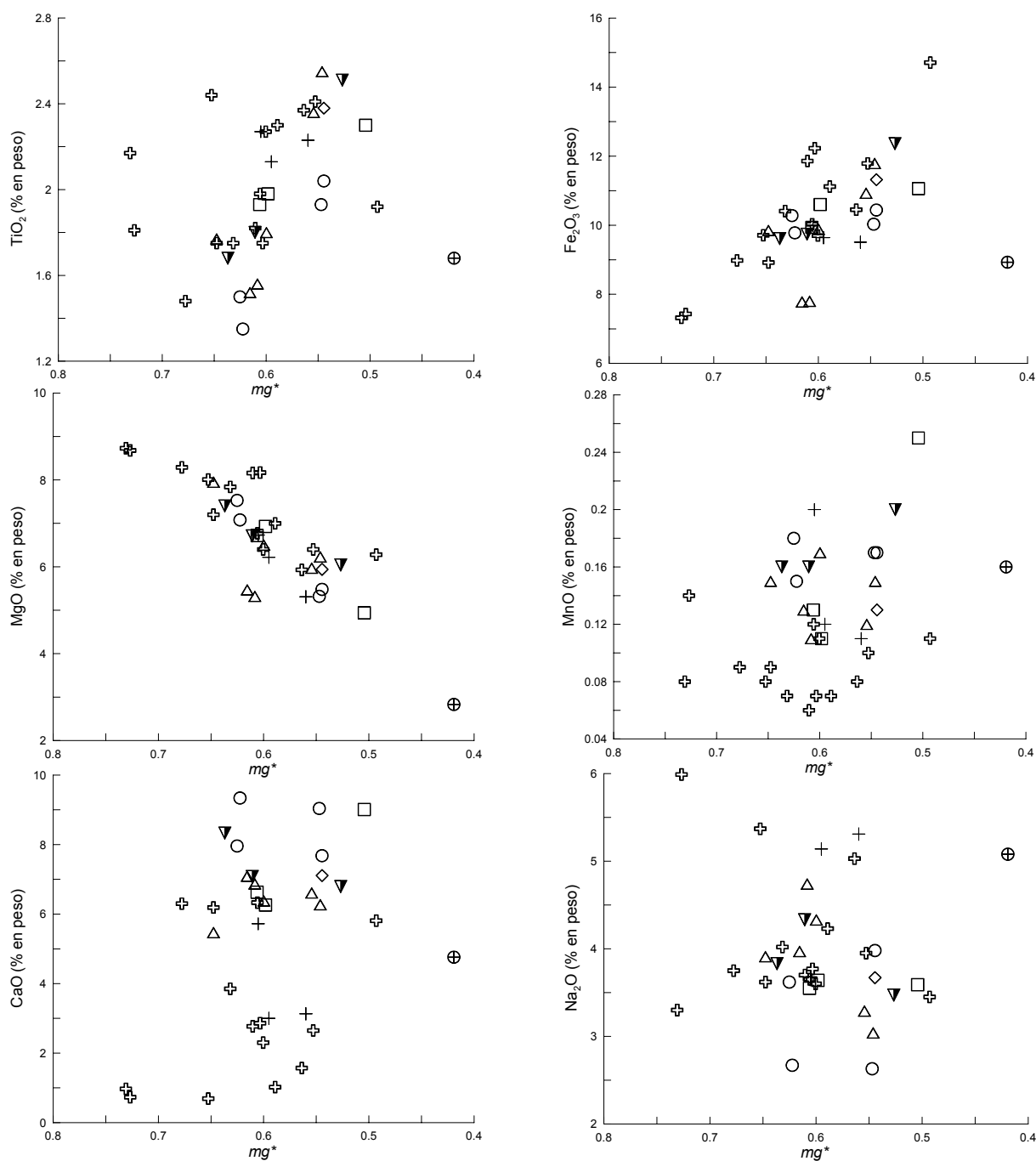


**Fig. 6.5.** Evolución del contenido en elementos mayores (% de óxido) durante la diferenciación, representada por la disminución del parámetro  $mg^*$  (igual leyenda que figuras anteriores).

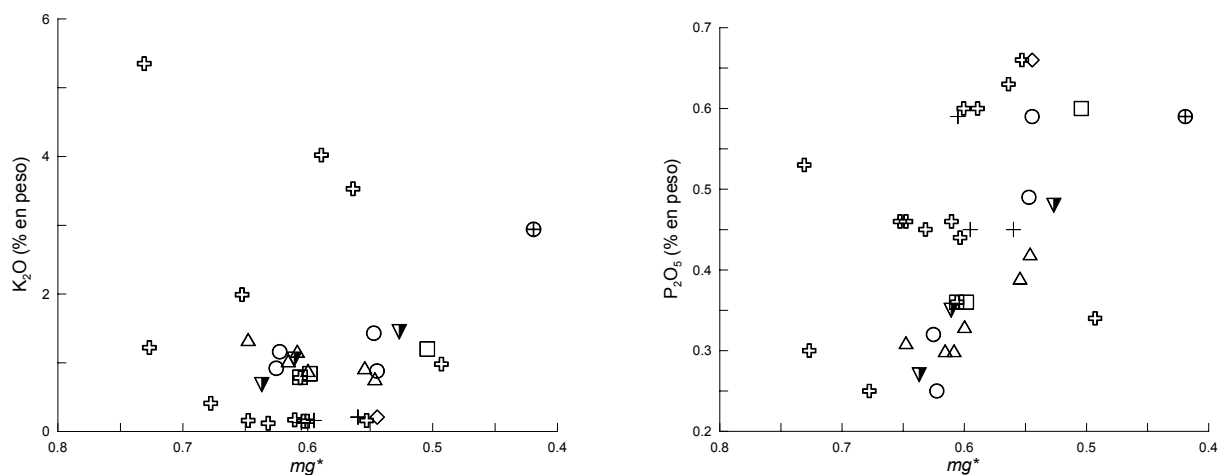


observan las esperables buenas correlaciones para el MgO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y, con peor grado de ajuste, para el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Según se apuntó, es razonable obtener una dispersión de valores para los elementos mayores, teniendo en cuenta las proporciones de alteración que reflejan las rocas. En cuanto a litotipos, tampoco se observan relaciones bien definidas, lo cual se debe, además de a la alteración, a la escasa población de muestras que componen algunos de los litotipos considerados frente a uno de ellos -*basaltos con Ol+Pl*- que supone casi el 50% de las rocas analizadas.



**Fig. 6.5.** (Continuación). Evolución del contenido en elementos mayores (% de óxido) durante la diferenciación, representada por la disminución del parámetro  $mg^*$  (igual leyenda en todos los diagramas).



**Fig. 6.5.** (Continuación). Evolución del contenido en elementos mayores (% de óxido) durante la diferenciación, representada por la disminución del parámetro  $mg^*$  (igual leyenda en todos los diagramas).

Si se consideran grupos litológicos mayores, los basaltos emplazados como sills (en MCV y Anayet) reflejan el mayor rango de fraccionación, seguido de los lamprófidos, una de cuyas muestras (*lamprófido con anfíbol*) representa el término más evolucionado de todos los considerados; finalmente, las doleritas tienen un rango de diferenciación más corto, con escasa variación composicional.

### 6.3.2. Elementos traza.

En el estudio de la variación de los elementos traza durante la diferenciación, considerando el parámetro  $mg^*$ , se ha prescindido de elementos con escaso significado a escala de composición mineral o petrogenético y hemos agrupado los elementos seleccionados según su afinidad geoquímica. En el caso de *elementos de transición* resultan interesantes Ni, V y Cr debido a su incorporación en los ferromagnesianos (olivino y clinopiroxeno) y a su comportamiento notablemente compatible durante los procesos petrogenéticos; dentro de los elementos traza de elevado radio iónico, baja carga y bajo potencial iónico *-LFS o low field strength-* se han considerado tanto Rb, Ba, Sr y K, cuya elevada movilidad frente a los procesos de alteración limita la interpretación de sus pautas en paleovolcanismo, como otros LFS, como son Th, U y Pb, más inmóviles y de mayor carga. Un tercer caso son los elementos con pequeño radio iónico, alta carga y alto potencial iónico *-HFS o high field strength-* como Zr, Nb, Hf, Ti, P, Y, La y Ta cuyo interés es mayor que la de los grupos anteriores por comportarse como elementos fuertemente incompatibles durante el proceso ígneo, ser relativamente inmóviles respecto a la alteración y, además, la concentración de algunos de ellos (Nb, Ti, P y Ta) tiene relación directa con la afinidad magmática de estas rocas. Para finalizar consideraremos una selección de elementos traza representados en diagramas multielementales ordenados por incompatibilidad creciente.

Para los elementos de transición, puede verse en el caso del Ni (Fig. 6.6) una

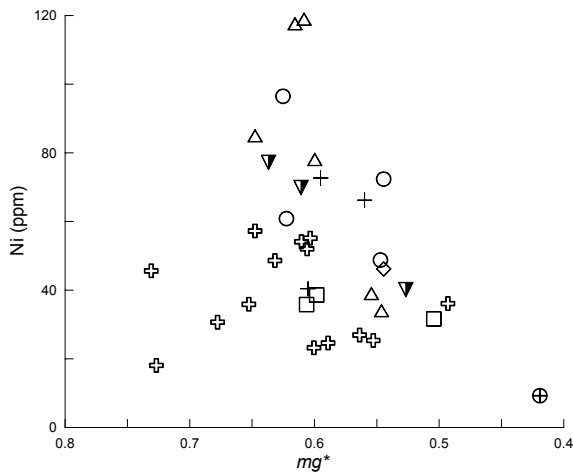


Fig. 6.6. Evolución del Ni (ppm) durante la diferenciación.

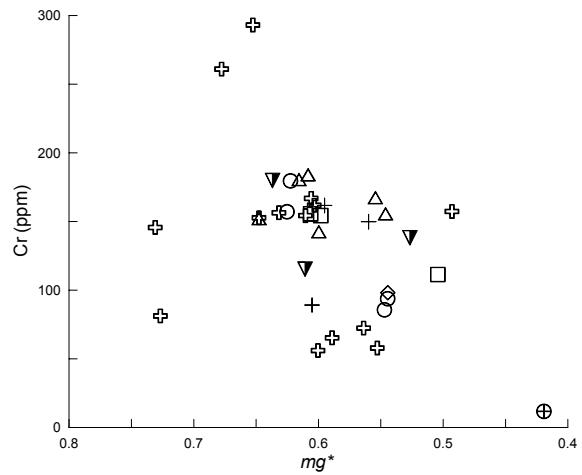


Fig. 6.7. Evolución del Cr (ppm) durante la diferenciación.

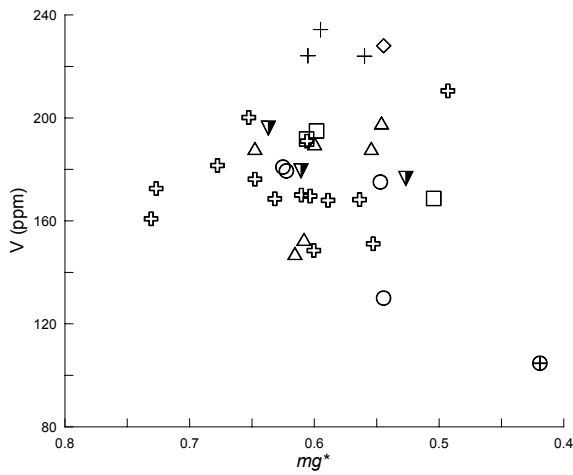


Fig. 6.8. Evolución del V (ppm) durante la diferenciación.

pauta decreciente con el aumento de la diferenciación, aunque dicha pauta adopta una dispersión en el caso de los basaltos con olivino y plagioclasa que puede explicarse por la completa alteración del olivino y consiguiente movilización del Ni, de las muestras de este litotipo. En las rocas poco alteradas, sin olivino, el descenso del Ni muestra una pauta regular y los valores más altos en Ni en rocas tales como lamprófidos y doleritas con clinopiroxeno pueden ser explicados por el alto coeficiente de reparto de este elemento en dicho mineral o en la magnetita (Rollinson,

1994). El Cr presenta (Fig. 6.7) una pauta decreciente con el avance de la diferenciación y las oscilaciones más significativas observadas corresponden a

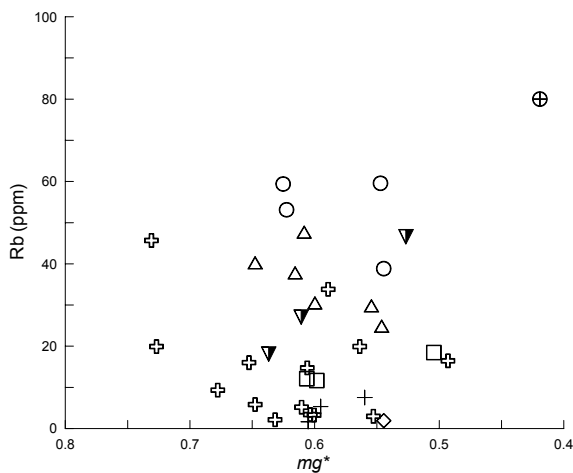


Fig. 6.9. Evolución del Rb (ppm) durante la diferenciación.

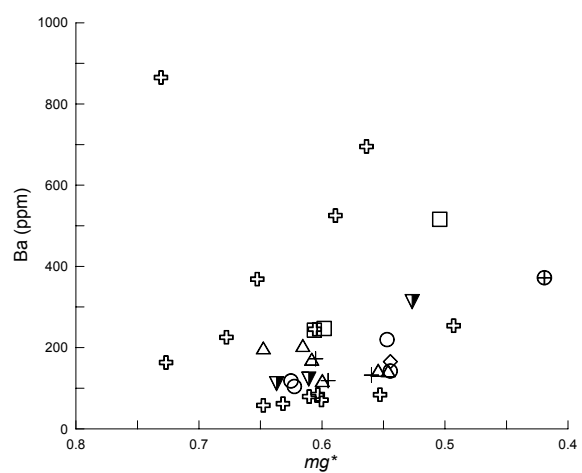
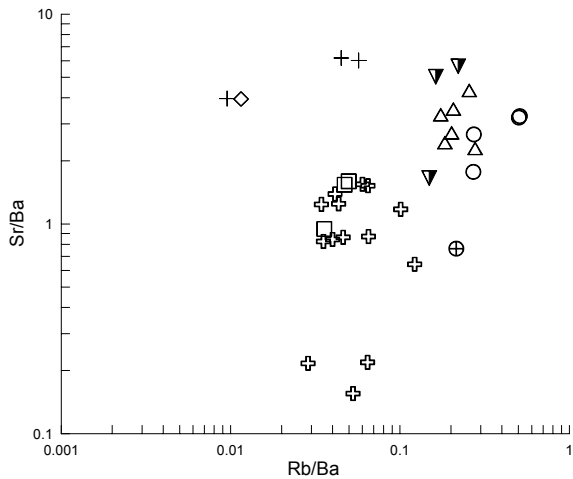
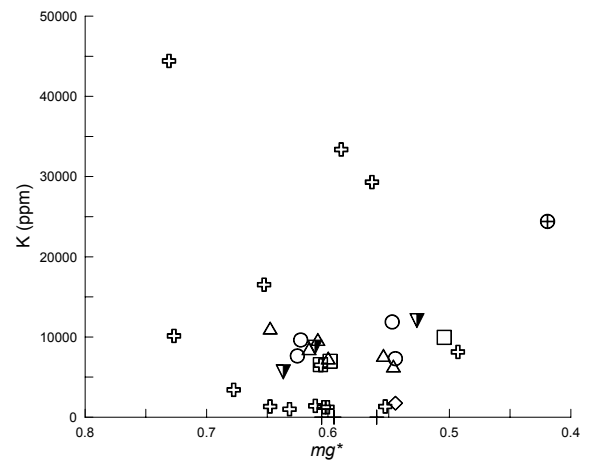


Fig. 6.10. Evolución del Ba (ppm) durante la diferenciación.

basaltos afectados por alteración. El gráfico para el V muestra (Fig. 6.8) una elevada dispersión si bien, para cada litotipo, se identifican pautas decrecientes con el descenso de  $mg^*$  acordes con el coeficiente de reparto de este elemento en el clinopiroxeno (Rollinson, 1994) y el porcentaje modal de este mineral, a excepción del valor bajo que muestra en el lamprófido con anfíbol kaersutítico, y que parece responder a un carácter primario del fundido, pues está acompañado por valores bajos en Ni, Cr, Mg y Ti.

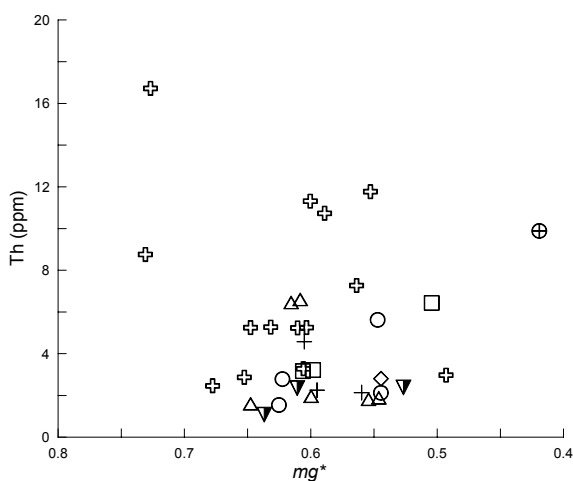


**Fig. 6.11.** Relación Sr/Ba vs. Rb/Ba para el conjunto de muestras consideradas.

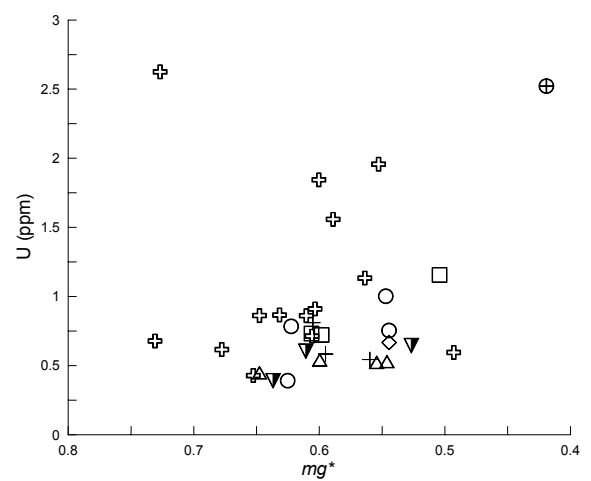


**Fig. 6.12.** Evolución del K (ppm) durante la diferenciación.

Respecto a los elementos del grupo *LFS*, el Rb (Fig. 6.9) y el Ba (Fig. 6.10) muestran una asociación creciente con el valor de  $mg^*$ , y no una pauta definida. Las variaciones más significativas proceden de los basaltos con alteración importante de su plagioclasa; la relación de razones Sr/Ba vs Rb/Ba muestra (Fig. 6.11) una alineación relativamente bien definida, en la que las doleritas y los lamprófidos (ambos ricos en plagioclasa cálcica y clinopiroxeno poco alterados) presentan los valores más elevados para ambas relaciones, si bien el efecto de concentración del Sr en la plagioclasa se manifiesta especialmente en los valores elevados de Sr/Ba para los basaltos con mayor contenido en este mineral. Los valores inferiores en Sr/Ba



**Fig. 6.13.** Evolución del Th (ppm) durante la diferenciación.



**Fig. 6.14.** Evolución del U (ppm) durante la diferenciación.

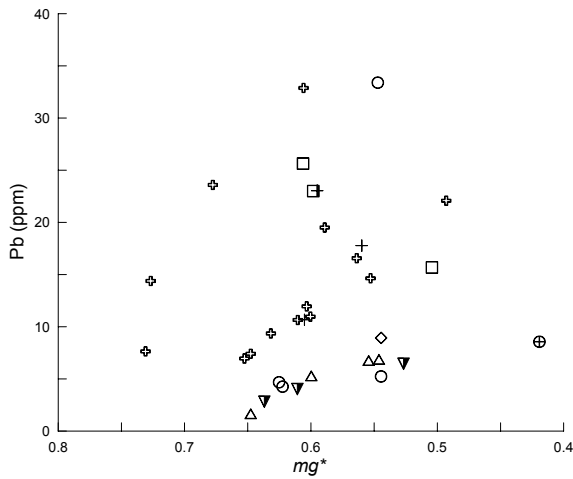


Fig. 6.15. Evolución del Pb (ppm) durante la diferenciación.

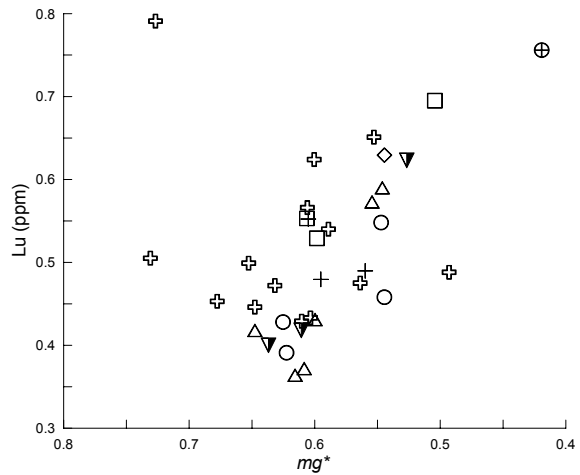


Fig. 6.16. Evolución del Ti (ppm) durante la diferenciación.

corresponden a basaltos con olivino y una plagioclasa de composición muy albitizada. El comportamiento del K (Fig. 6.12) está relacionado con la elevada movilidad de este elemento y, en este sentido, la alta dispersión de valores es manifiesta en los basaltos con olivino más afectados por alteración; exceptuando este litotipo, puede aceptarse una cierta pauta creciente del K con el avance de la diferenciación para el conjunto de las rocas menos alteradas y su mejor expresión

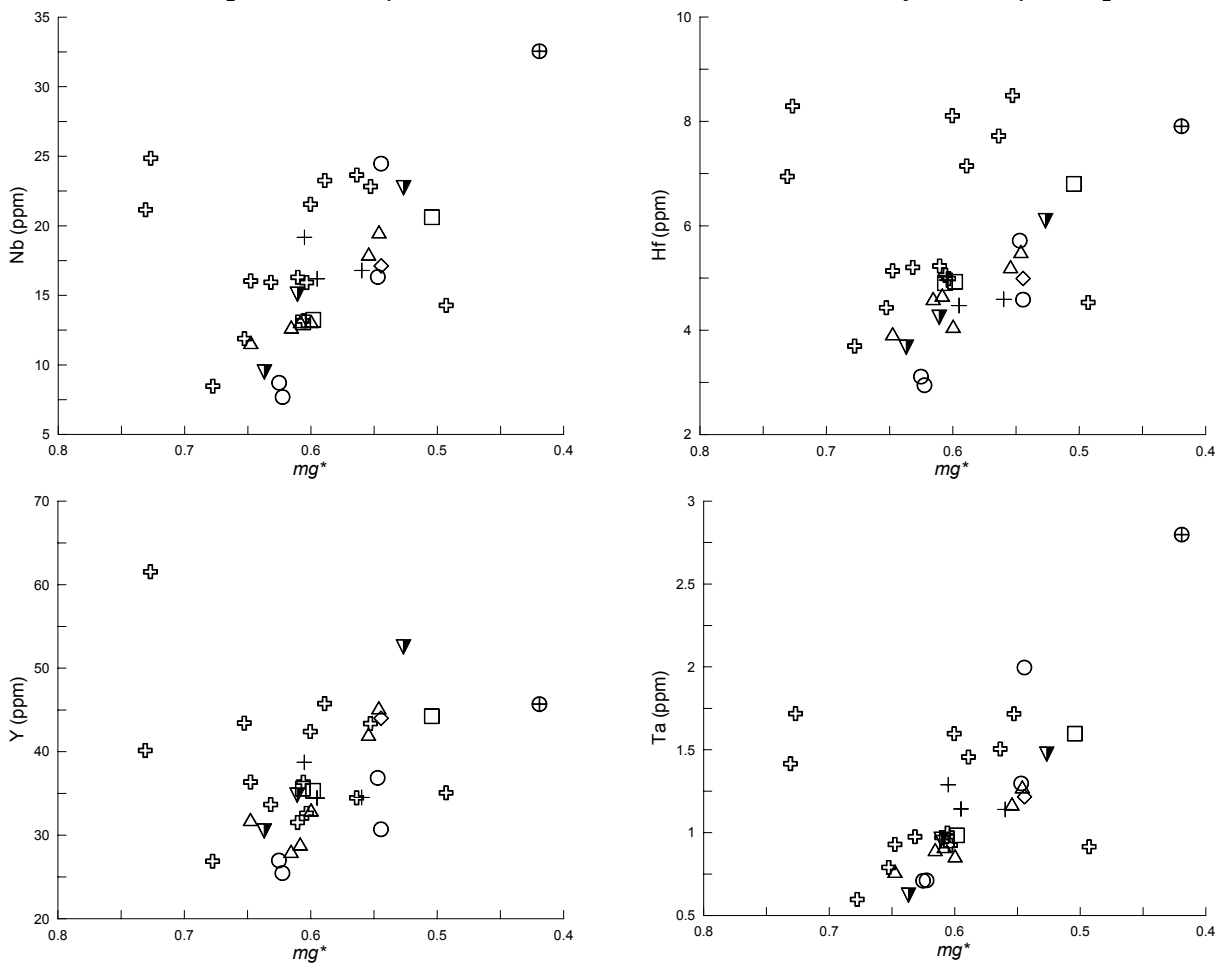


Fig. 6.17. Evolución de algunos de los elementos HFS (Nb, Hf, Y y Ta) durante la diferenciación.

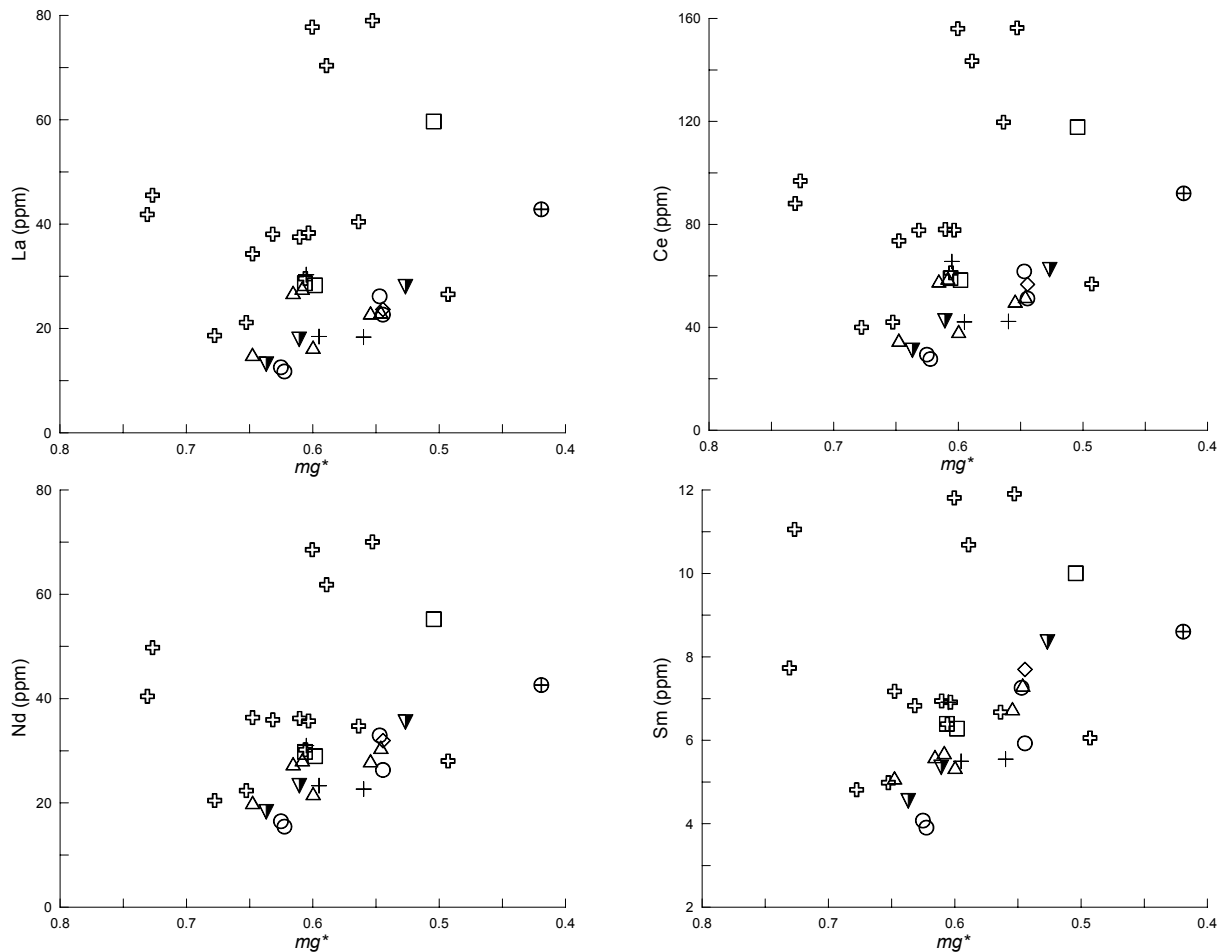
reside en el valor alto que toma el lamprófido con anfíbol y plagioclasa.

Los elementos Th, U y Pb (Figs. 6.13, 6.14 y 6.15) requieren considerar por separado los basaltos, con una elevada dispersión de valores, y el resto de litotipos para los cuales puede establecerse una pauta creciente con el avance de la diferenciación ( $mg^*$  decreciente) con su mayor expresión en el lamprófido rico en anfíbol y plagioclasa.

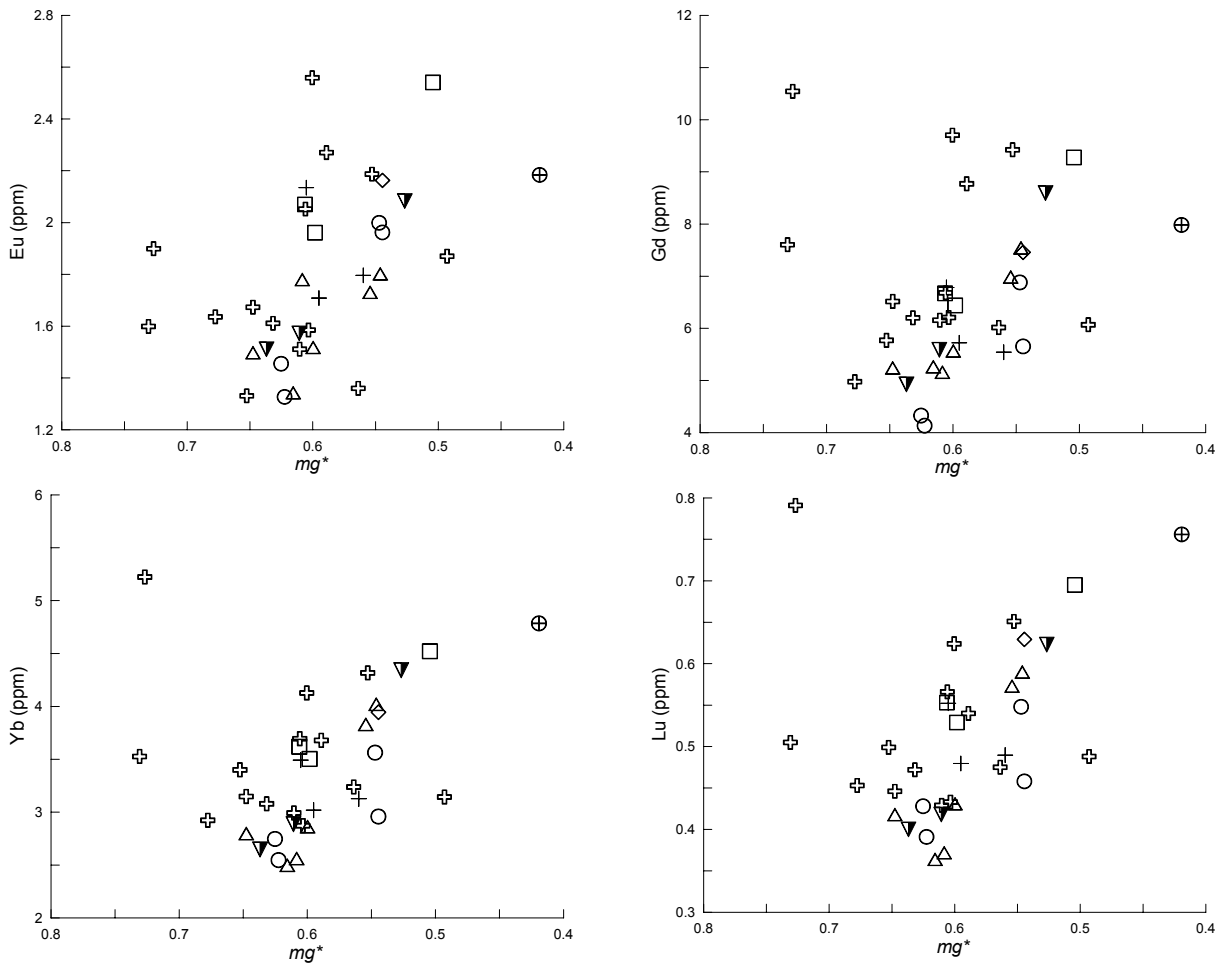
Dentro de los elementos *HFS* seleccionados (Zr, Nb, Hf, Ti, P, Y, La y Ta) el Ti presenta un comportamiento lineal coherente con el aumento de su concentración en las fases minerales y su proporción modal para cada uno de los litotipos donde, en lo esencial, la Ti-augita representa la fase característica y así, es significativo que el lamprófido con anfíbol (sin Ti-augita y con un  $mg^*$  menor) se separe del conjunto de lamprófidos que sí tienen Ti-augita (Fig. 6.16).

El estudio adecuado de la pautas obtenidas requiere discriminar las composiciones de los basaltos respecto a los litotipos restantes, que muestran pautas lineales indicativas del carácter incompatible de estos elementos, expresado con mayor claridad en los diagramas para el Nb, Hf, Y y Ta (Fig. 6.17).

Las pautas de variación de las tierras raras (REE) con la diferenciación ( $mg^*$ ) se indican en la figura 6.18. Si exceptuamos el comportamiento irregular de los



**Fig. 6.18.** Evolución de los elementos más significativos entre las REE (La, Ce, Sm y Nd) durante la diferenciación.



**Fig. 6.18.** (Continuación). Evolución de los elementos más significativos entre las REE (Eu, Gd, Yb y Lu) durante la diferenciación.

*basaltos con olivino + plagioclasa*, el conjunto de las REE muestra un aumento, próximo a la linealidad, de cada elemento con el aumento de la diferenciación. La ordenación de los litotipos implicados coincide, como es de esperar, con las pautas de las REE normalizadas a manto primitivo para cada litotipo.

La composición en HFS y REE de los basaltos presenta una elevada variabilidad, aparentemente relacionada con procesos de alteración, pero que podría estar relacionada, también, con parámetros del proceso petrogenético, dados los valores elevados en elementos altamente incompatibles (La, Ce, Hf, Nd y Sm) que presentan algunas de las muestras.

### 6.3.2.1. Diagramas multielementales

El estudio de diagramas multielementales lo realizamos según los litotipos establecidos porque, además de la ventaja de mostrar estos diagramas las variaciones para un amplio número de elementos, su estudio individualizado por litologías facilita evaluar las variaciones relativas en elementos concretos. En la base de este diagrama se consideran los elementos dispuestos según un orden

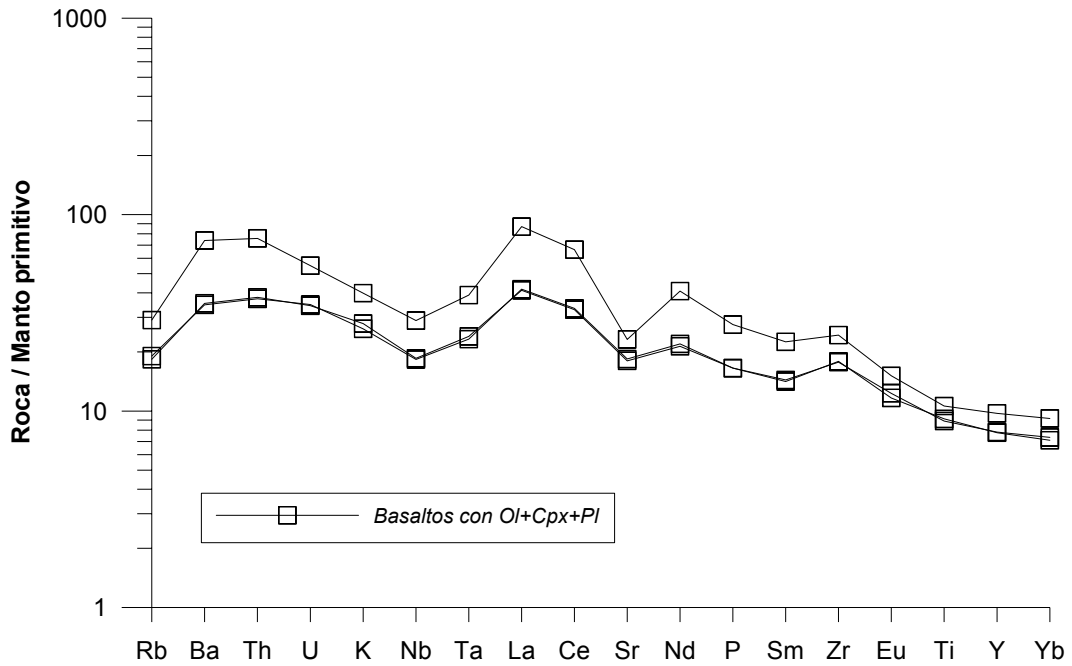


Fig. 6.19. Diagrama multielemental de los *basaltos con Ol+Cpx+Pl*, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

(inicialmente establecido por Pearce, 1983) que se caracteriza por dos aspectos básicos: a) agrupar en dos campos los elementos según su movilidad en fase fluida acuosa, separando los elementos móviles (Sr, K, Rb y Ba) del resto (relativamente más inmóviles: Th al Yb) y b) ordenar los elementos según su incompatibilidad suponiendo que, durante la fusión de un manto lherzolítico, la incompatibilidad aumenta desde los bordes (Sr, K, Rb y Ba desde un lado y del Yb e Y del otro lado) hacia el interior (Th, Ta, Nb y Ce, más incompatibles). Nuestra ordenación difiere poco de la propuesta por Pearce (1983) y hemos seleccionado la normalización a

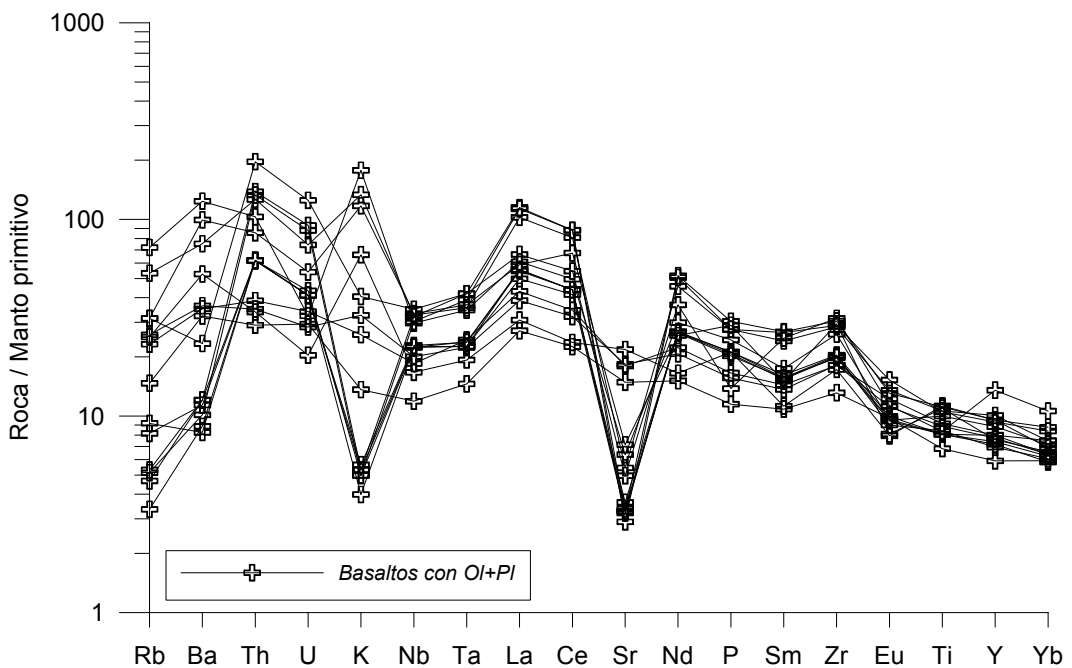
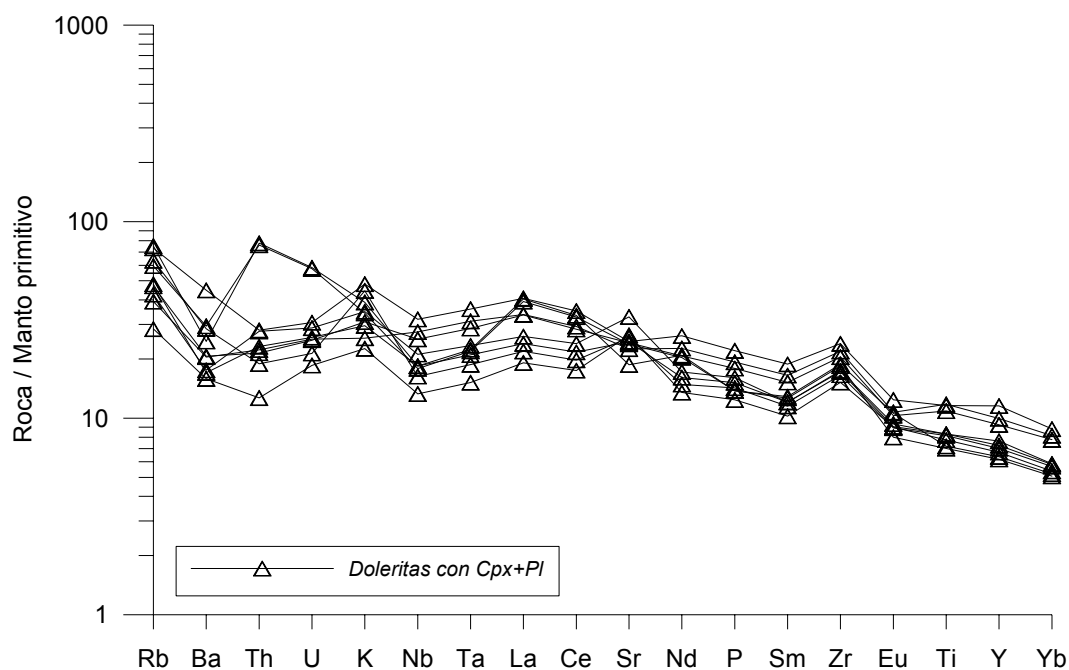


Fig. 6.20. Diagrama multielemental de los *basaltos con Ol+Pl*, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).





**Fig. 6.21.** Diagrama multielemental de las doleritas de Yanci-Aranaz (incluye las subfacies de Cpx+Pl y de Pl dominante) normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para minimizar los efectos de variaciones debidas a la movilidad por alteración y, en consecuencia, permitir inspeccionar los cambios producidos en función de parámetros composicionales.

Los basaltos con olivino + clinopiroxeno + plagioclasa, sólo presentes en el área de Larrun (sector NO -MCV-), muestran (Fig. 6.19) una pauta decreciente con empobrecimiento en Rb, Nb y Sr y, de forma contraria, dos picos de enriquecimiento, uno en los litófilos Ba y Th, y otro en La y Ce. Las muestras consideradas presentan una fraccionación bastante uniforme que, a su vez, implica una cierta diferenciación respecto al manto primitivo.

Los basaltos con olivino + plagioclasa (sin clinopiroxeno) pertenecientes a los afloramientos de Larrun, Ibantelli y Mendaur (sector NO) muestran (Fig. 6.20) una fraccionación mayor, globalmente considerados, respecto a los basaltos anteriores. En detalle, el espectro obtenido muestra:

- una movilidad importante de los elementos menos incompatibles (Rb, Ba, Th y U)
- un comportamiento anómalo del K (negativo y positivo),
- relativo empobrecimiento en Nb y Ta
- enriquecimiento relativo decreciente en La, Ce, Nd y Zr
- una anomalía negativa en Sr.

Las doleritas de las áreas de Yanci-Aranaz (sector NO) muestran (Fig. 6.21) pautas regulares y decrecientes, notablemente distintas de los basaltos anteriormente descritos, respecto a los que se evidencia una fraccionación mayor.

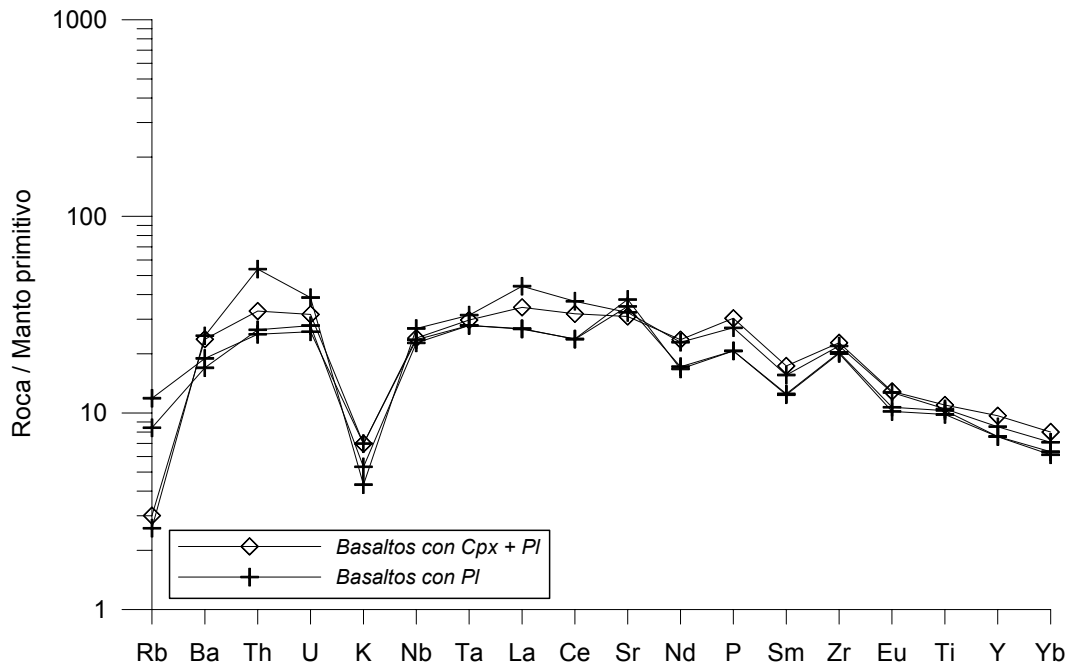


Fig. 6.22. Diagrama multielemental de los *basaltos con Cpx+Pl* y *basaltos con Pl*, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

Los *basaltos con clinopiroxeno + plagioclasa* del área de Anayet (sector central) presentan (Fig. 6.22) una fracciónación escasa, globalmente inferior a los basaltos del sector del NO y, a diferencia de estos, una anomalía negativa en Rb y K. Los *basaltos con plagioclasa* (sin clinopiroxeno) de igual sector muestran una pauta general más fraccionada que aquéllos manteniéndose las citadas anomalías negativas (Rb y K) y mostrando ligeras anomalías positivas en Sr, P y Zr.

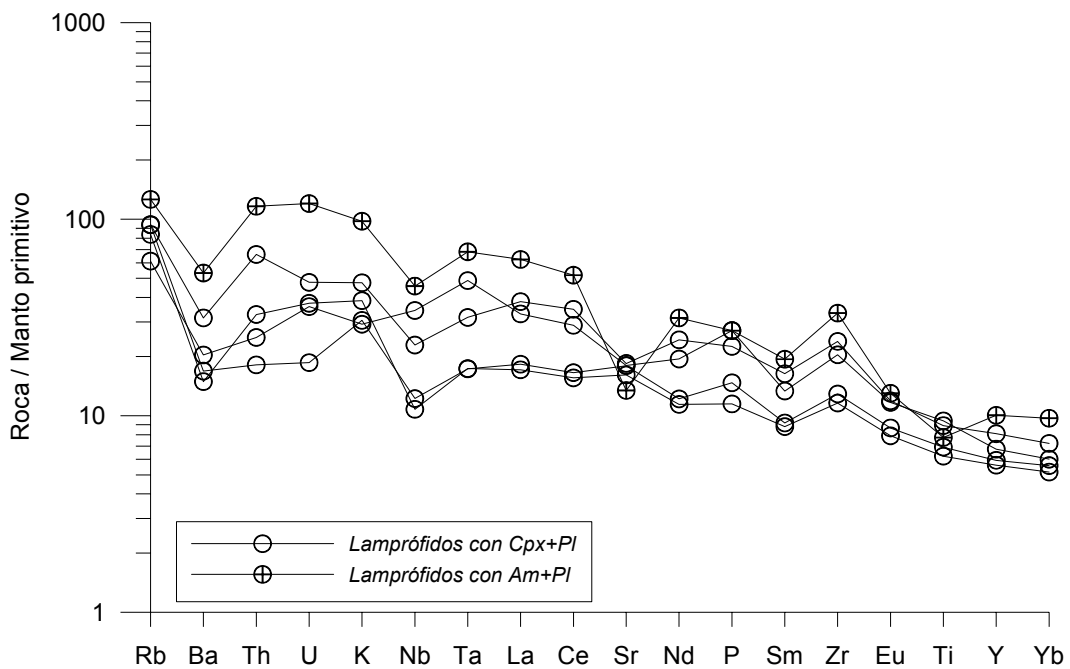


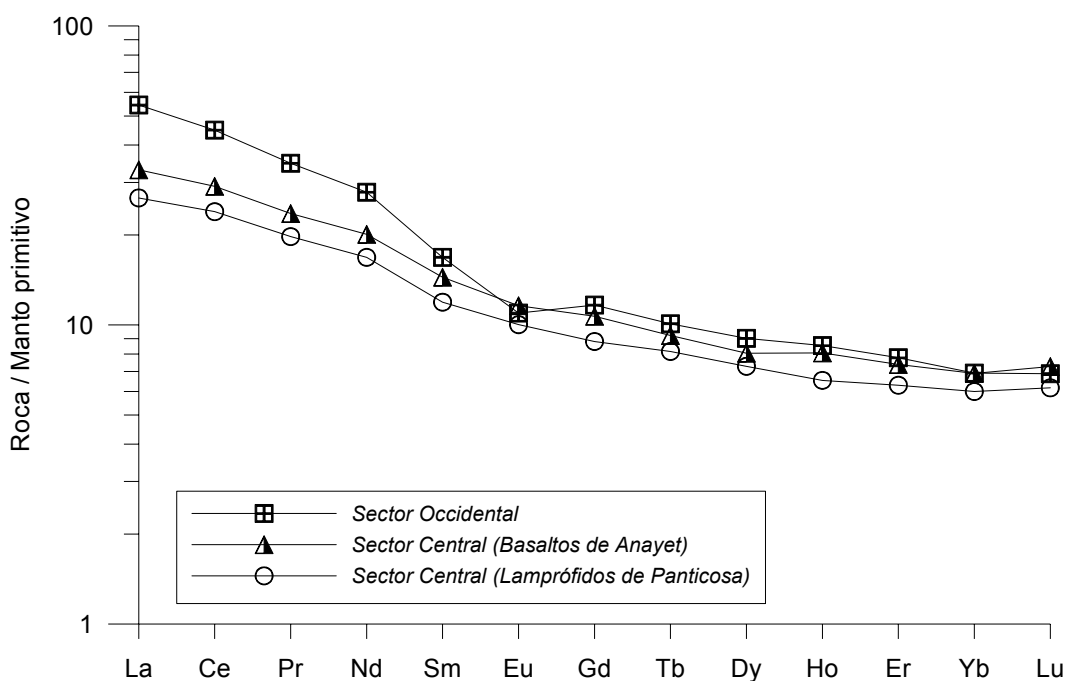
Fig. 6.23. Diagrama multielemental de los *lamprófidos* de Panticosa, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

Los lamprófidos del área de Panticosa (sector central) muestran pautas (Fig. 6.24) sub-paralelas decrecientes desde los elementos menos a más incompatibles con unas ligeras anomalías negativas en Ba, Nb y Sr. En conjunto, representan las pautas más fraccionadas respecto a los casos anteriores y, en detalle, la roca con anfíbol presenta una pauta más diferenciada respecto a sus homólogos con clinopiroxeno.

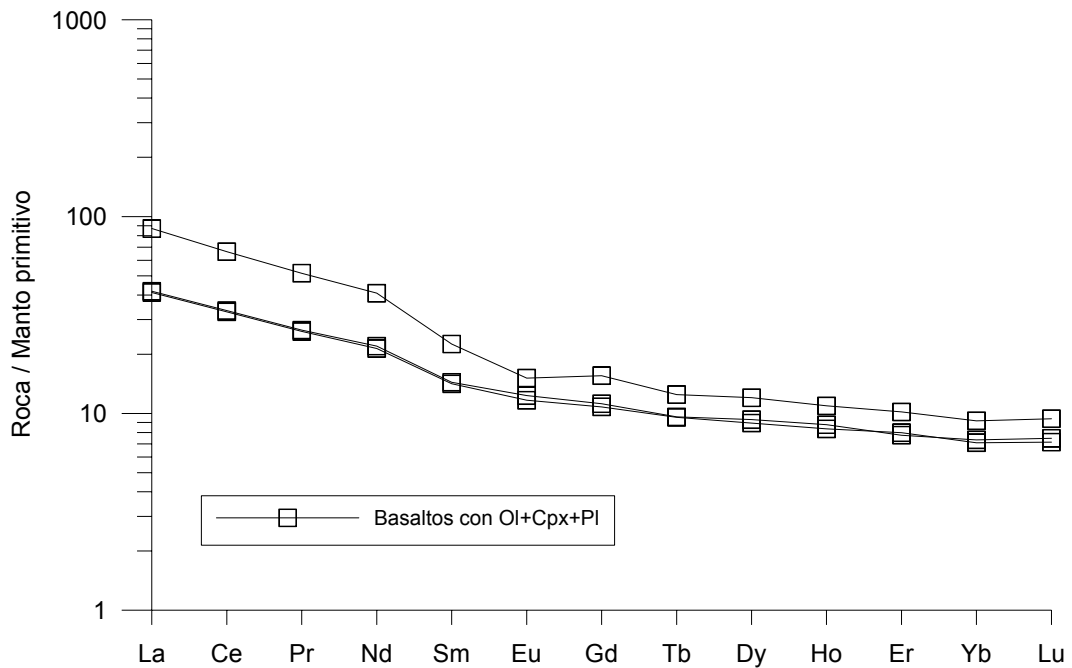
### 6.3.2.2. Espectros de Tierras Raras (REE)

Exponemos a continuación las pautas de REE normalizadas a Manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) ordenadas según valores promedio de los sectores estudiados (Fig. 6.24) y según litotipos (Figs 6.25 a 6.29). La proyección conjunta de los valores promedio en cada sector considerado, permite apreciar con mayor claridad el distinto grado de fraccionación de los líquidos implicados (Fig. 6.24). El promedio del sector occidental muestra los valores más enriquecidos así como una pequeña anomalía negativa en Eu, característica de la fraccionación de plagioclasa. Los promedios del sector central definen pautas paralelas, con una mayor fraccionación en el caso de los basaltos, respecto a los lamprófidos. Otra diferencia significativa que se aprecia entre los promedios de los sectores, es el enriquecimiento relativo en las tierras raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE) en el caso del sector central, que se refleja, también en los valores promedio de  $La/Lu_{(N)}$ , (sector occidental: 6.83; sector central (Anayet): 4.27; sector central (Panticosa): 4.33).

Los *basaltos con Ol + Cpx + Pl*, presentan (Fig. 6.25) pautas paralelas de REE y un rango corto de fraccionación; la anomalía negativa en Eu característica de las rocas de este sector no se observa en este litotipo, sino que es propia de los *basaltos*



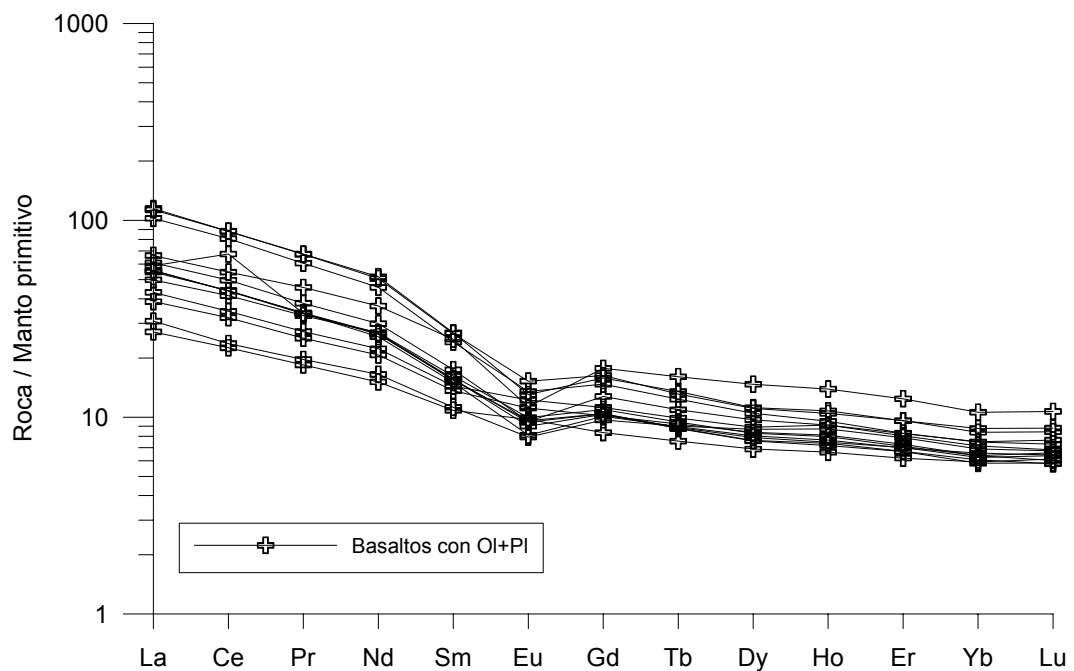
**Fig. 6.24.** Espectro de Tierras Raras (REE) de los promedios de cada uno de los litotipos considerados, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).



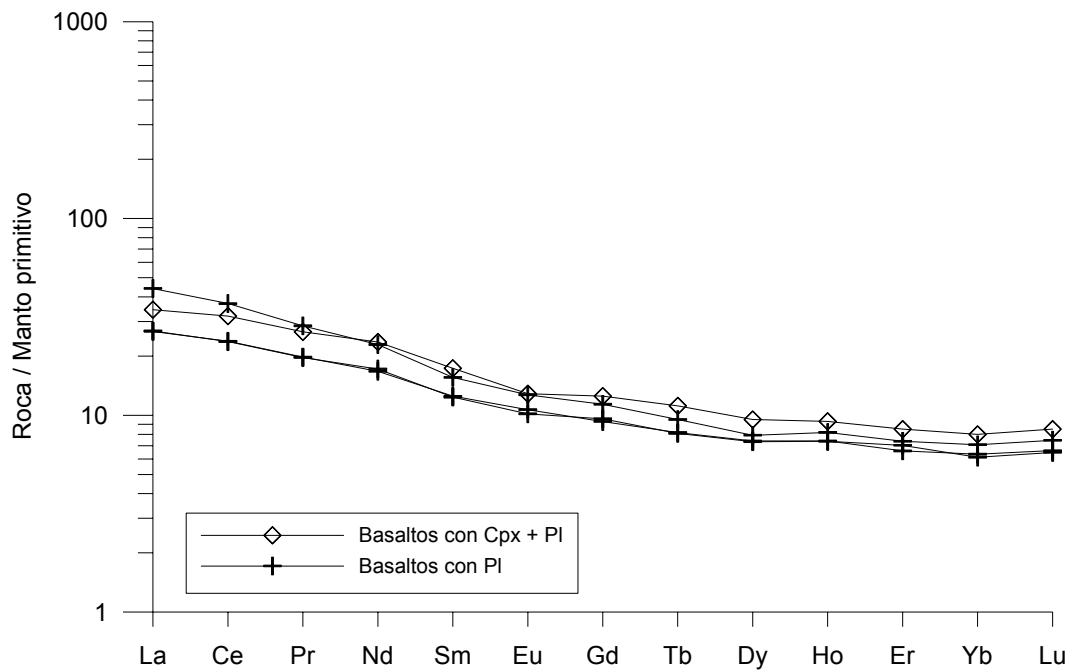
**Fig. 6.25.** Espectro de Tierras Raras (REE) de los *basaltos con Ol + Cpx + Pl*, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

con *Ol + Pl* (Fig. 6.26) donde observamos, también, un rango mucho más amplio de diferenciación y los ejemplos más fraccionados (p.e.  $La/Lu_{(N)}$ :13.22).

Los litotipos de *basaltos con Cpx + Pl* y de *basaltos con Pl* (Fig. 6.27) se caracterizan por tener pautas paralelas ( $La/Lu_{(N)}$ : 3.81-5.57), un rango corto de fraccionación y ausencia de anomalías destacadas.

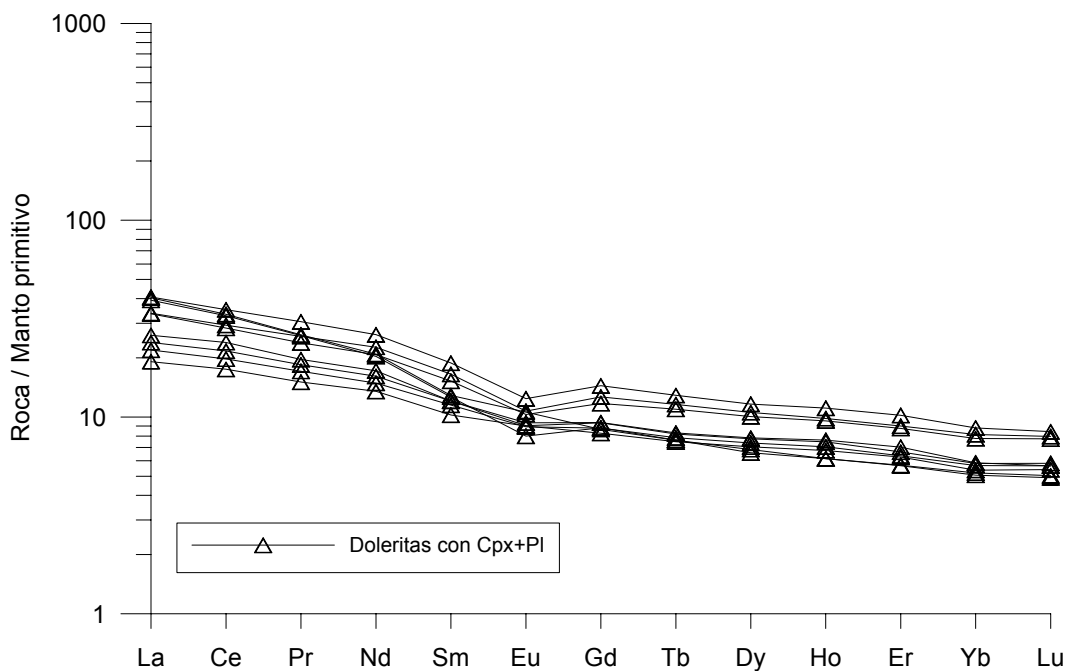


**Fig. 6.26.** Espectro de Tierras Raras (REE) de los *basaltos con Ol + Pl*, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

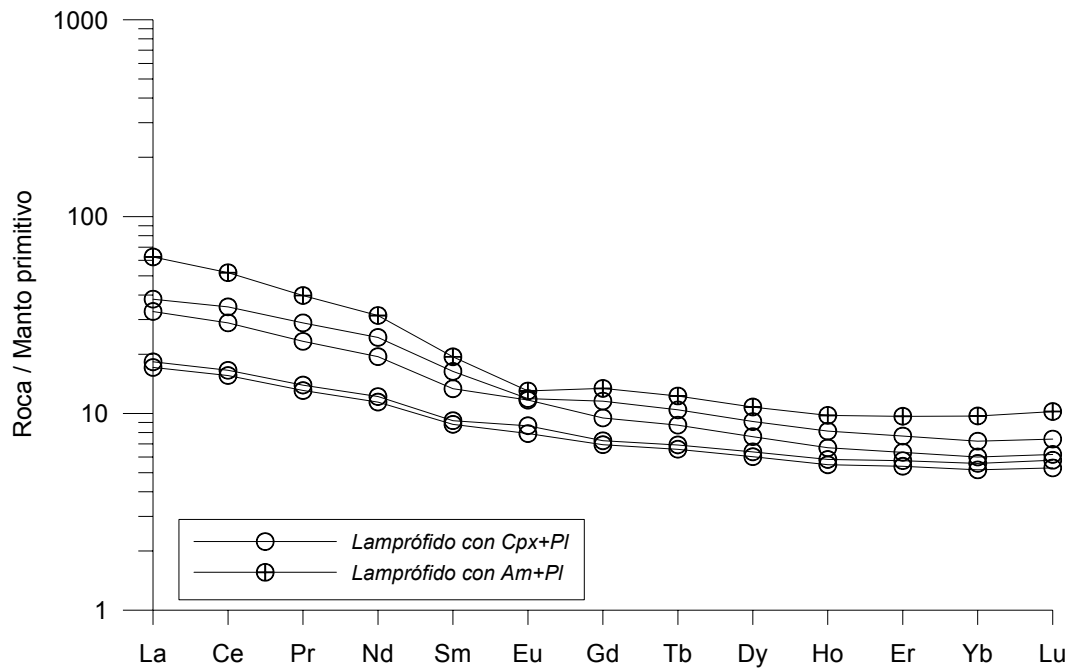


**Fig. 6.27.** Espectro de Tierras Raras (REE) de los basaltos con Cpx + Pl y de los basaltos con Pl, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

En las *doleritas con Cpx + Pl* se diferencian dos grupos, según la fraccionación relativa de LREE respecto a HREE (Fig. 6.28): en las doleritas de Yanci la pendiente es mayor con valores de  $La/Lu_{(N)}$ : 7.57-7.51, mientras que en las rocas de Aranz, los valores son menores  $La/Lu_{(N)}$ : 4.56-3.34. Además, en estas últimas, la fraccionación de la plagioclasa ha debido ser un proceso notable, dada la anomalía en Eu que se observa (Fig. 6.28).



**Fig. 6.28.** Espectro de Tierras Raras (REE) de las doleritas de Yanci-Aranaz, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).



**Fig. 6.29.** Espectro de Tierras Raras (REE) de los lamprófidos de Panticosa, normalizado frente a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

Los lamprófidos de Panticosa tienen un rango amplio de diferenciación (Fig. 6.29) con un enriquecimiento progresivo de LREE respecto a HREE característico de rocas alcalinas ( $La/Lu_{(N)}$ : 2.98 a 5.75). La muestra más fraccionada corresponde al litotipo de *lamprófido con Am + Pl*, lo cual es coherente con su composición modal (*cfr.* Capítulo 4); esta roca presenta una pequeña anomalía en Eu, que sólo se observa en uno de los ejemplos del litotipo con Cpx (PAN-38).

#### 6.4. AFINIDAD MAGMÁTICA

Al inicio de este apartado se señaló que estas rocas, relativamente diferenciadas, correspondían al dominio subalcalino aplicando las relaciones %SiO<sub>2</sub> vs Nb/Y y Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1976). El diagrama AFM (Fig. 6.30) muestra un anómalo enriquecimiento en Fe que sería explicable por la alteración de los basaltos pero es difícil de justificar en los diques doleríticos y lamprófidos.

En lo que sigue vamos a intentar dilucidar la afinidad magmática desde distintos criterios geoquímicos, teniendo como elemento de comparación los resultados obtenidos del estudio de la química mineral y como marco de referencia la mineralogía y composición típicas de la afinidad alcalina.

En este contexto la asociación mineral definida por olivino y un sólo tipo de clinopiroxeno rico en Ti es característica de rocas de afinidad alcalina.

La composición química, en los cristales de clinopiroxeno de todos los litotipos, sustenta también la afinidad alcalina de estas rocas y, entre otros criterios, puede recordarse la buena discriminación, para esta afinidad, aplicando la relación Ti vs. [Ca+Na] indicada en el capítulo anterior.

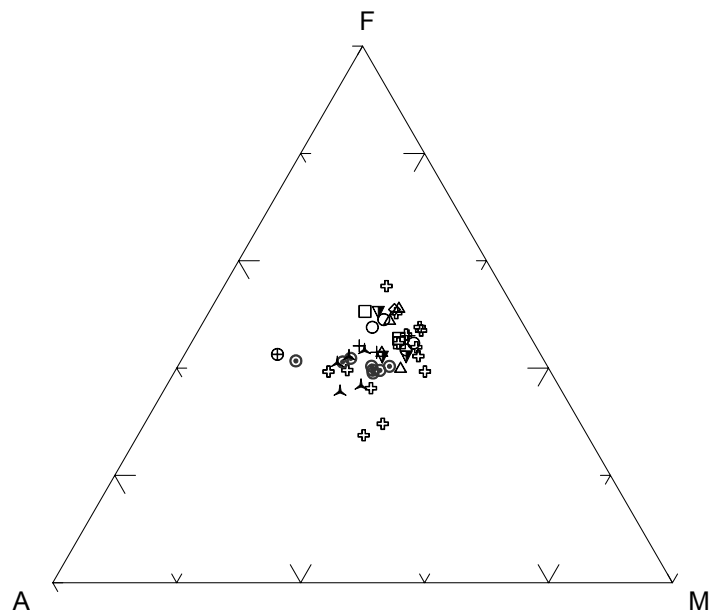


Fig. 6.30. Diagrama AFM de todos los litotipos considerados.

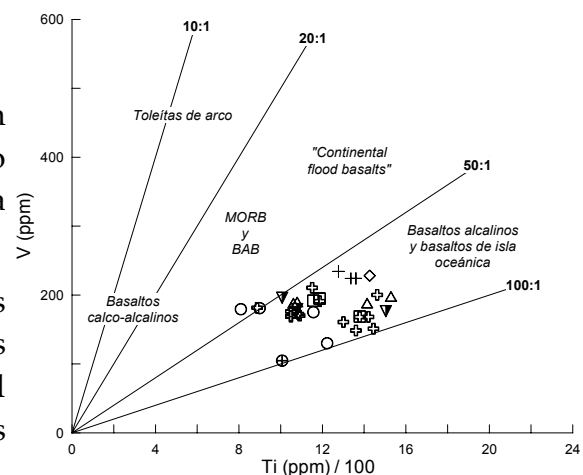
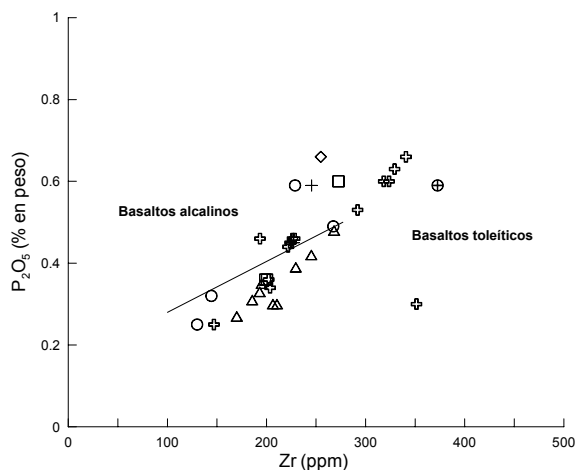


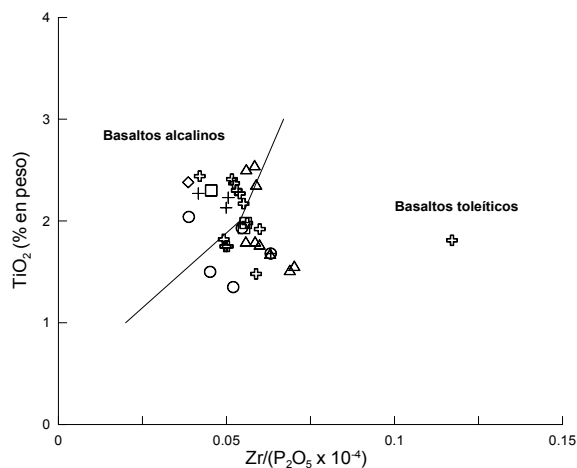
Fig. 6.31. Relación Ti/100 vs. V de Shervais (1982).

	Nb/Y	Nb/La	Nb/Zr	TiO <sub>2</sub> / P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ti/V	Ti/Y	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> / Zr	Zr/Y	K <sub>2</sub> O/Yb	Ta/La	Ta/Yb	Ta/Hf
Máximo	0.80	1.08	0.11	6.22	96.18	412.13	25.91	9.55	1.52	0.09	0.67	0.44
Promedio	0.45	0.70	0.07	4.53	63.75	339.92	20.56	6.30	0.26	0.05	0.36	0.25
Mínimo	0.27	0.28	0.06	2.85	45.11	176.27	8.54	4.45	0.04	0.02	0.20	0.16

Tabla 6.2. Valores promedio y rango de variación de las relaciones interelementales seleccionadas en el conjunto de rocas analizadas.



**Fig. 6.32.** Relación P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs. Zr de Winchester & Floyd (1976).



**Fig. 6.33.** Relación TiO<sub>2</sub> vs. Zr/(P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> x 10<sup>4</sup>) de Winchester & Floyd (1976).

La composición química de roca total muestra un contenido elevado de álcalis, valores altos en TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, y Ta, y bajos en Zr, Y, La y Hf. La afinidad alcalina está expresada, también, en los valores de las razones de elementos indicadas en la tabla 6.2, cuyos valores difieren de los propios de las afinidades subalcalinas. Algunas de estas razones son características, como es el caso de Ti/V (Fig. 6.31), cuyos valores son relativamente insensibles a los procesos de alteración, aun considerando el comportamiento algo más móvil del V respecto al Ti. Shervais (1982) estableció como límites discriminantes en lavas recientes el valor Ti/V < 50 (con rango de 20 a 50) para magmas toleíticos y > 50 para magmas alcalinos que, en nuestro caso, comprende valores claramente más altos (Tabla 6.2).

La falta de discriminación que se observa al aplicar las relaciones %P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs Zr (ppm) y TiO<sub>2</sub> vs Zr/(P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> x 10<sup>4</sup>) (Winchester y Floyd, 1976) pone de manifiesto (Figs. 6.32 y 6.33) la complejidad composicional de estas rocas. Así, la afinidad alcalina que le atribuimos a estas rocas, basándonos en las relaciones comentadas, las pautas multielementales y las REE, así como en las características petrológicas y de composición mineral (*cfr.* capítulos 4 y 5) no quedan satisfechas en su totalidad.



## 6.5. Discriminación del marco geodinámico.

La aplicación de datos composicionales (en roca total o en minerales aislados) para establecer el ambiente geotectónico de emplazamiento de rocas ígneas ha sido objeto de numerosas propuestas en la literatura especializada. Estas propuestas han sido recopiladas en algunas obras de referencia (ver, por ejemplo, Rollinson, 1994) y son muy numerosas las publicaciones donde los marcos geodinámicos inferidos a partir de criterios geoquímicos son coherentes con los datos geotectónicos obtenidos por criterios de campo, así como también otras en las cuales no hay adecuación entre los resultados obtenidos por criterios geoquímicos y la realidad de su ambiente geotectónico. Esta disparidad de situaciones fue puesta de manifiesto por Wang y Glover III (1992) quienes realizaron una revisión crítica sobre la aplicación de este tipo de criterios, poniendo de manifiesto la inconsistencia de algunos de ellos. Todos estos aspectos indican la necesidad de seleccionar rigurosamente los criterios a emplear y de aplicar a los resultados criterios de validación basados en diferentes criterios geológicos. Los resultados obtenidos deben, en cualquier caso, considerarse como meramente orientativos de la similitud composicional de las muestras estudiadas con las emplazadas en un determinado ambiente geotectónico.

Mostramos una selección de ejemplos:

1. Relaciones  $Ta - Hf/3 - Th$  (Wood, 1980). Se sabe que concentraciones destacadas en Ta son características en líquidos indiferenciados con afinidad alcalina mientras que los basaltos tipo MORB-N están enriquecidos en Hf. A su vez, los magmas pueden presentar valores progresivamente mayores en Th si su génesis se realiza en zonas más próximas a la corteza superior. Los resultados obtenidos muestran (Fig. 6.34) una pauta rectilínea que con valor igual de  $Hf/3$  vs. Ta toma

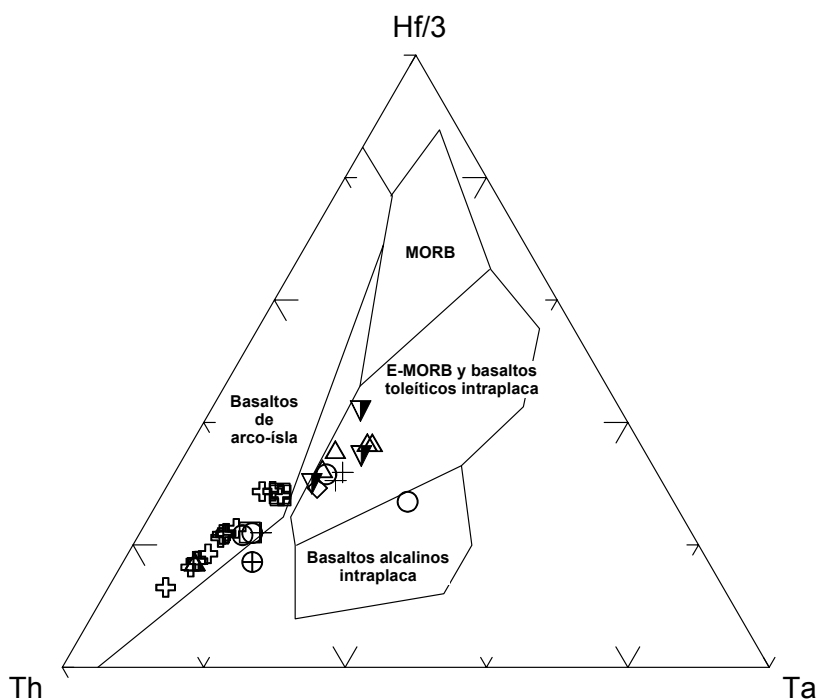


Fig. 6.34. Diagrama triangular Ta - Hf/3 - Th de Wood (1980).

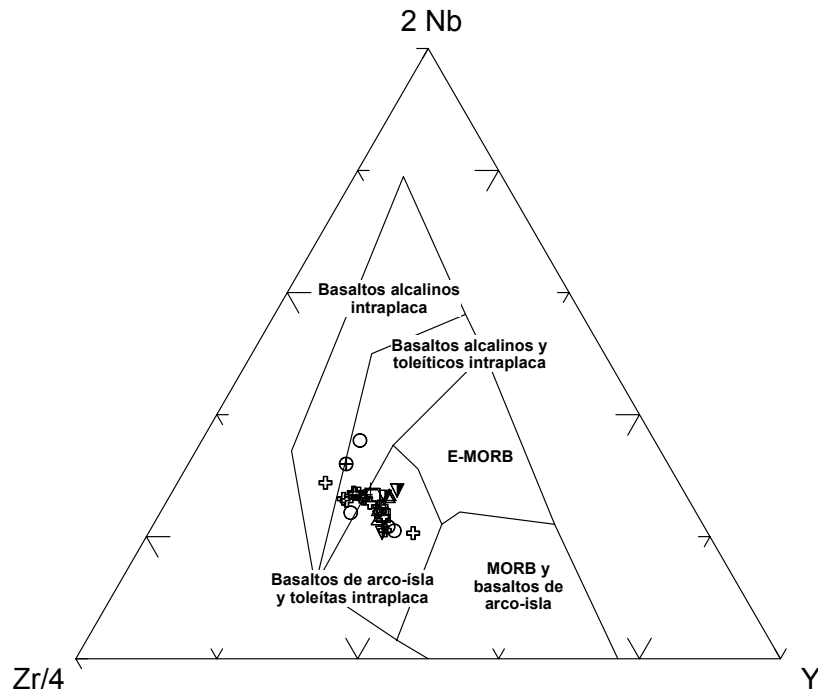


Fig. 6.35. Diagrama triangular Y - 2 Nb - Zr/4 de Meschede (1986).

valores crecientes en Th. Esta pauta no está circunscrita a ninguno de los campos establecidos por criterios estadísticos sino que pasa del campo de los basaltos relacionados con dominios post-colisionales al de los provenientes de una fuente enriquecida.

2. Relaciones  $Zr/4 - 2Nb - Y$  (Meschede, 1986). Los resultados obtenidos (Fig. 6.35) no están circunscritos a ninguno de los campos sino que abarca desde los dominios de arco-isla hasta las toleitas intraplaca. Descartando este último, puesto

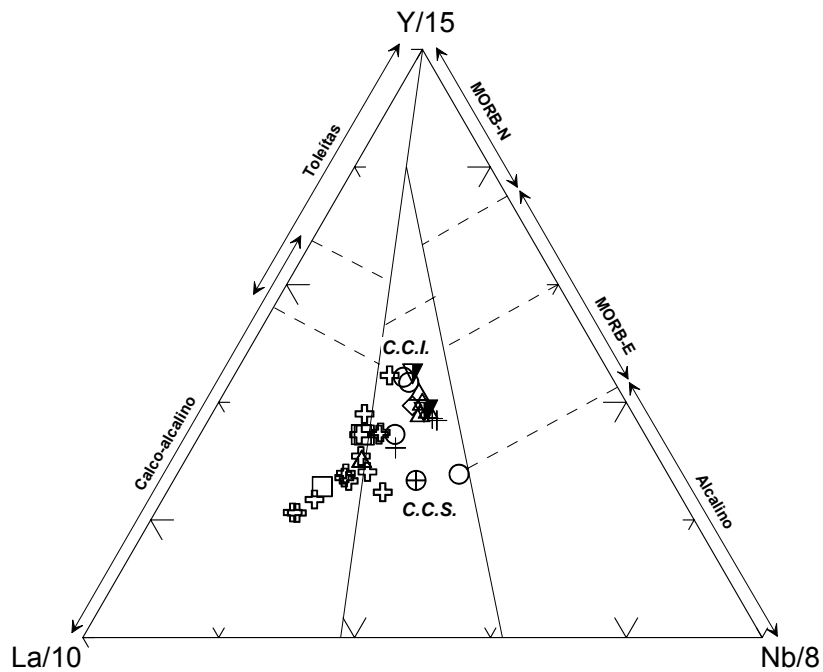


Fig. 6.36. Diagrama triangular La/10 - Y/15 - Nb/8 de Cabanis & Lecolle (1989).

que, como se demostró anteriormente, estamos ante un magmatismo alcalino a transicional, la propuesta de este diagrama parece ser la de un dominio, de nuevo, post-colisional.

3. Otras propuestas. Un resultado similar, se obtiene aplicando (Fig. 6.36) sistemas del tipo  $La/10 - Y/15 - Nb/8$  (Cabanis y Lecolle, 1989) donde las rocas estudiadas se sitúan entre el campo calco-alcalino y el campo con una fuente enriquecida E-MORB, lo cual es, también, coherente con una situación post-colisional.

Así pues, la aplicación de criterios de geoquímica de elementos traza en roca total, para discriminar el ambiente geodinámico de formación de este magmatismo, pese a la escasa validez de este tipo de propuestas estadísticas, nos sugiere una situación similar a un *ambiente post-colisional*, con pautas próximas a mantos de tipo enriquecido. Esta inferencia debe ser coherente con el resto de criterios disponibles (petrológicos, mineralógicos, geotectónicos, etc.) y será objeto de una discusión en un apartado posterior (*cfr.* capítulo 8).

## 6.6. Isótopos radiogénicos.

Es conocido que los sistemas isotópicos del Sr, Nd y Pb son muy útiles en la identificación del tipo de manto implicado en el proceso de fusión (enriquecido *vs* empobrecido) y la posible participación de material de derivación cortical en la generación de las rocas ígneas, complementando los estudios realizados mediante elementos traza.

Con tal finalidad, de todas las rocas muestreadas, se seleccionaron, según criterios petrográficos de menor alteración y mayor presencia modal de titanogaugita, 6 muestras para la realización de análisis isotópicos Rb/Sr y Sm/Nd (Tabla 6.3). Los datos técnicos del equipo y la metodología utilizada se explican en el Anexo II. Para el cálculo de los valores iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  se ha considerado una edad  $t=267$  M.a., valor de edad de formación obtenido por Debon y Zimmermann (1993) para los lamprófidos de Panticosa (*cf.* capítulo 3).

Ref.	Litotipo	Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	% error	εSr	Sm <sup>147</sup> /Nd <sup>143</sup>	Nd <sup>143</sup> /Sr <sup>144</sup>	% error	εNd	T <sub>DM</sub>
ELA-25	Basalto Ol + Pl	0.12972	0.70581	0.0008	16.0	0.13070	0.51258	0.0002	5.5	1.0
ELC-1	Dolerita Cpx + Pl	0.15162	0.70663	0.0008	26.6	0.14444	0.51264	0.0002	6.2	1.1
ELC-4	Dolerita Cpx + Pl	0.21445	0.70628	0.0009	18.1	0.15325	0.51280	0.0002	9.0	0.9
ELC-8	Dolerita Cpx + Pl	0.26014	0.70696	0.0008	25.4	0.14245	0.51261	0.0002	5.7	1.2
ELC-9	Dolerita Cpx + Pl	0.09363	0.70538	0.0008	11.8	0.15049	0.51285	0.0002	10.1	0.7
ELC-10	Dolerita Cpx + Pl	0.11310	0.70675	0.0009	30.2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

**Tabla 6.3.** Valores de las relaciones isotópicas de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd en seis muestras seleccionadas en el conjunto de rocas analizadas. Valores de *Manto Empobrecido* utilizados para el cálculo de T<sub>DM</sub>:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$  (Peucat *et al.*, 1988). Valores del *reservorio uniforme tipo CHUR* utilizados para el cálculo de εNd:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51264$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.3250$  (Rollinson, 1993) y valores del reservorio uniforme tipo UR utilizados para el cálculo de εSr:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$  (DePaolo, 1988).

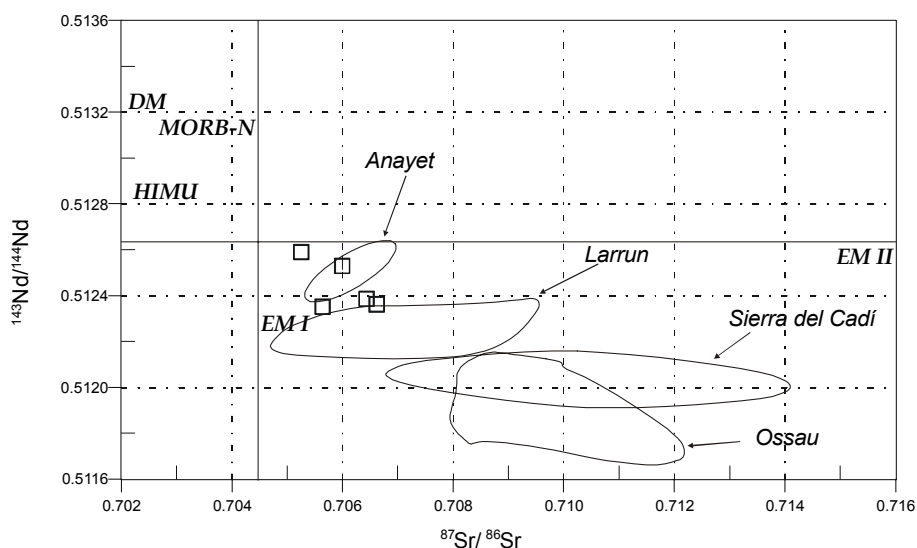
Los resultados obtenidos (Tabla 6.3) revelan cierta heterogeneidad isotópica (εNd: 5.5-10.1) y valores enriquecidos en Sr radiogénico (εSr: 11.8-30.2). Las edades modelo calculadas respecto a manto empobrecido (DM) varían entre 1.2 y 0.9 G.a. (Tabla 6.3), lo cual es coherente con los resultados obtenidos por Innocent *et al.* (1994) en los basaltos del sector de Larrún (Tabla 6.4) y coincide con la edad modelo obtenida por Gilbert *et al.* (1994) en un dique máfico tardío (posiblemente un

Ref.	ELA-25	ELC-1	ELC-4	ELC-8	ELC-9	RH-3	RH-8	RH-20	RH-21	ANA-88-5A	ANA-88-3B
εNd	+5.5	+6.2	+9.0	+5.7	+10.1	+4.6	+2.3	+2.3	+5.2	+6.9	+10.8
T <sub>DM</sub> <sup>Nd</sup>	1.1	1.1	0.9	1.2	0.7	1.1	1.2	1.1	1.1	0.7	0.6

**Tabla 6.4.** Valores de εNd y edades modelo respecto a manto empobrecido de cinco muestras seleccionadas en el conjunto de rocas analizadas y datos recalculados por nosotros de Innocent *et al.* (1994). Valores de *Manto Empobrecido* utilizados para el cálculo de T<sub>DM</sub> y del reservorio uniforme tipo CHUR utilizados para el cálculo de εNd igual que en la tabla 6.3.

lamprófido) del plutón de Maladeta. Esta edad precámbrica, corresponde con el tránsito del Mesoproterozoico al Neoproterozoico, situado alrededor del 1.0 Ga (Gradstein *et al.*, 2004). Una dolerita (muestra ELC-9) ofrece una edad modelo menor (0.7) que es más similar a las obtenidas por estos mismos autores en el sector de Anayet (Tabla 6.4).

La proyección de los resultados en un diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$  (Fig. 6.37) es paralela a una típica línea de manto ("mantle array"), pero con valores próximos a los propios de manto enriquecido de tipo EM I. Los valores aportados por otros autores para la zona de Anayet (Innocent *et al.*, 1994) son coherentes con los resultados obtenidos mientras que las relaciones para el sector de Larrún muestran un enriquecimiento notable en Sr radiogénico. Los valores de la Sierra del Cadí y del macizo de Ossau, correspondientes a la etapa previa calco-alcalina, están fuertemente enriquecidos en Sr radiogénico como cabe esperar de estas rocas con una participación notable de corteza en su génesis.

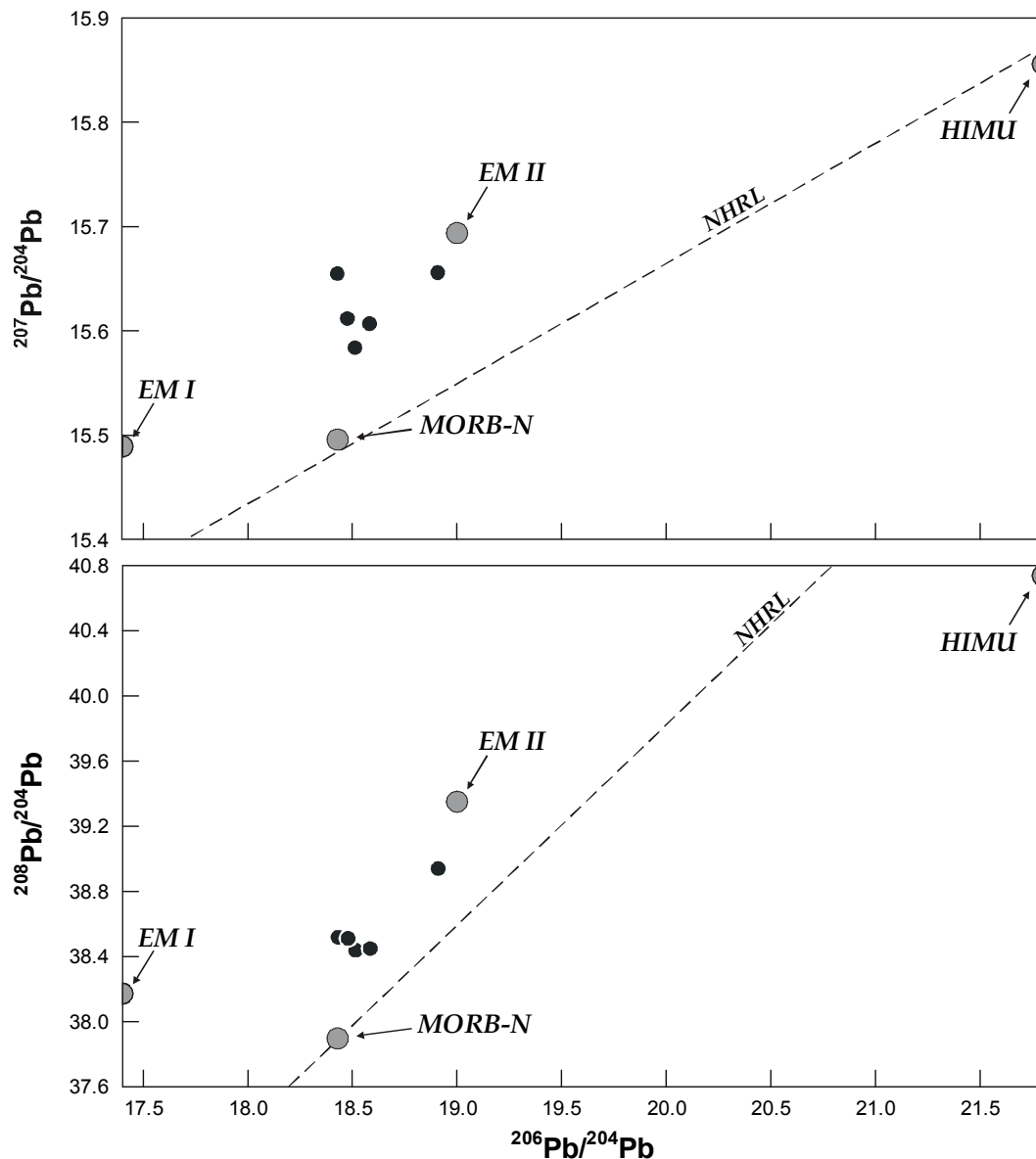


**Fig. 6.37.** Relaciones isotópicas iniciales de  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$  y  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de muestras seleccionadas en el MCV y valores de Innocent *et al.* (1994) para los sectores de Anayet, Larrún, Sierra del Cadí y Macizo de Ossau. Valores actuales de DM, MORB-N, HIMU, EMI y EMII tomados de Hart (1988).

Posteriormente, se han realizado análisis isotópicos de Pb/Pb de los cuales, en el momento actual, disponemos de 5 resultados (Tabla 6.5); la metodología seguida y los datos del equipo analítico se describen en el Anexo II.

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	DS(%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	DS(%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	DS(%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	DS(%)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	DS(%)
AN-3	18.431	0.026	15.655	0.030	38.517	0.034	0.84938	0.008	2.08974	0.012
AN-5	18.479	0.020	15.612	0.022	38.510	0.022	0.84484	0.006	2.08394	0.008
ELC-4	18.515	0.044	15.584	0.058	38.438	0.072	0.84170	0.018	2.07010	0.032
ELC-9	18.585	0.052	15.607	0.052	38.448	0.050	0.83980	0.010	2.06882	0.012
PAN-19	18.910	0.054	15.656	0.054	38.939	0.054	0.82788	0.012	2.05912	0.010

**Tabla 6.5.** Relaciones isotópicas de Pb (isótopos 206, 207 y 208) y errores analíticos (en %) de muestras seleccionadas en el MCV (ELC-4 y ELC-9), Anayet (AN-3 y AN-5) y Panticosa (PAN-19).



**Fig. 6.38.** Relaciones isotópicas iniciales de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (arriba) y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (abajo) de muestras seleccionadas en el MCV, Anayet y Panticosa. Valores de MORB-N, HIMU, EMI y EMII tomados de Hart (1988) y Hart *et al.* (1992).

La representación gráfica de las relaciones isotópicas de Pb (Fig. 6.38) refleja valores situados entre los polos de manto enriquecido EM I y EM II, lo cual es coherente con los resultados obtenidos a partir del estudio de elementos traza y de isótopos de Sr-Nd. De las muestras estudiadas, la del lamprófidio de Panticosa se separa de las de basaltos y doleritas (Fig. 6.38b) y en ninguna de las dos representaciones se observa una pauta paralela a la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL) bien definida.

## 6.7. Características del proceso petrogenético.

### 6.7.1. Características de los magmas.

El objetivo de este apartado es doble; en primer lugar comparamos los sectores occidental y central (mediante promedios en sus composiciones) para dilucidar si las rocas de ambos sectores provienen del mismo magma parental o, por el contrario, existen algunas diferencias entre los fundidos originales. En segundo lugar, estudiamos la evolución del fundido para delimitar qué rocas, en cada sector, se aproximan más a un posible líquido primario, orientado a definir el punto de partida para la modelización geoquímica que será abordada en el Capítulo 7.

#### 6.7.1.1. Origen de los fundidos.

El estudio de las relaciones entre elementos traza incompatibles en rocas basálticas permite caracterizar el tipo de fuente mantélica que dió lugar a dichos basaltos (Weaver, 1991). Las relaciones entre elementos del grupo de los HFSE que presentan las rocas aquí estudiadas (Tabla 6.5) se sitúan dentro de los rangos propios de basaltos procedentes de fuentes mantélicas enriquecidas (Weaver, 1991).

	Nb/Y	Nb/La	Nb/Zr	TiO <sub>2</sub> /P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ti/V	Ti/Y	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Zr	Zr/Y	K <sub>2</sub> O/Yb	Ta/La	Ta/Yb	Ta/Hf
<i>Máximo</i>	0.80	1.08	0.11	6.22	96.18	412.13	25.91	9.55	1.52	0.09	0.67	0.44
<i>Promedio</i>	0.45	0.70	0.07	4.53	63.75	339.92	20.56	6.30	0.26	0.05	0.36	0.25
<i>Mínimo</i>	0.27	0.28	0.06	2.85	45.11	176.27	8.54	4.45	0.04	0.02	0.20	0.16

**Tabla 6.5.** Valores promedio y rango de variación de las relaciones interelementales seleccionadas en el conjunto de rocas analizadas.

Más en concreto, los valores ligeramente mayores a 1 que, en general, adquieren estas relaciones cuando se normalizan frente a manto primitivo (Tabla 6.6), sugieren la participación de un manto litosférico (López Ruiz, 1994) en el origen de estas rocas.

	Th/Nb	Rb/Nb	Ba/Nb	La/Nb
<i>Promedio</i>	2.21	1.33	1.42	2.01

**Tabla 6.6.** Valores promedio de las relaciones interelementales normalizadas frente a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Las relaciones LILE/REE elevadas (Fig. 6.39) así como la ausencia de una anomalía positiva en los valores de Nb-Ta nos sugieren que el manto litosférico del cual proceden estas rocas pudo ser similar a un EM I. Otras relaciones del tipo HFSE/REE (Fig. 6.40) apuntan, también, hacia un manto de tipo enriquecido. Esta hipótesis se ve confirmada por las relaciones isotópicas de Nd<sup>143</sup>/Nd<sup>144</sup> y de Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> (Fig. 6.37) que presentan las rocas analizadas en el sector de Larrún.

Las relaciones entre isótopos radiogénicos de Pb (Fig. 6.38) señalan un origen a partir de manto enriquecido, si bien, las muestras se sitúan en una posición intermedia entre los valores extremos de los polos de EM I y EM II de Hart (1988) y Hart *et al.* (1992). Estos últimos autores utilizan la desviación de las relaciones de Nd<sup>143</sup>/Nd<sup>144</sup> respecto a la línea de manto de Zindler *et al.* (1982) para discriminar

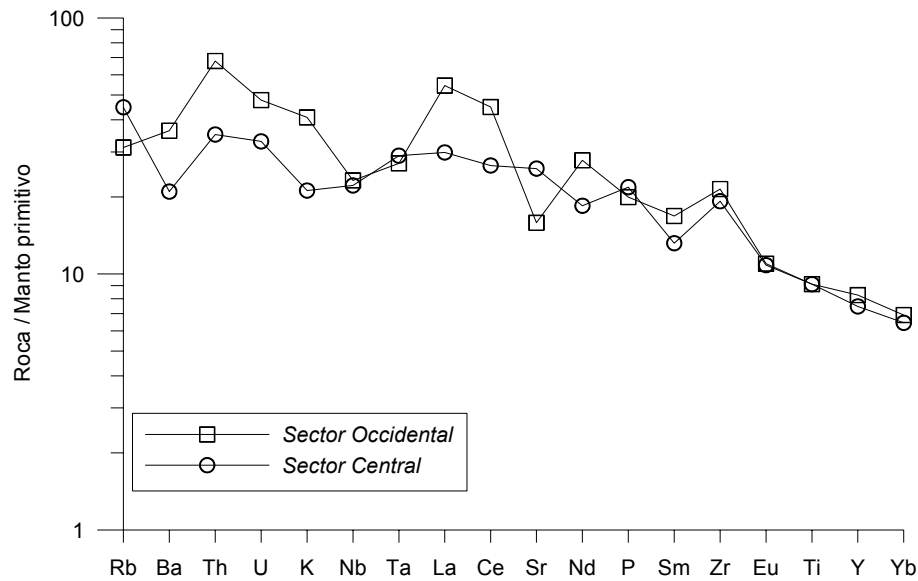


Fig. 6.39. Relaciones multielementales promedio normalizadas frente a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) por sectores estudiados (Occidental: MCV y Central: Anayet y Panticosa).

entre polos EM I y EM II. Siguiendo esta notación ( $\Delta Nd$ ), los valores altamente positivos (por encima de la línea de referencia de manto) corresponden al polo EM II y los altamente negativos (por debajo de la línea) al polo EM I. En nuestro caso, los  $\Delta Nd$  calculados (Tabla 6.7) son negativos, lo cual indica un origen más similar a EM I; además, el cálculo se ha realizado a partir del Pb radiogénico actual, sin llevar a cabo la corrección a la edad correspondiente (debido a las características de los análisis de que disponemos), de lo que se deriva que estos valores serían aún más negativos en el momento del cierre del sistema isotópico (dado que el Pb radiogénico inicial sería menor) y, por lo tanto, la proximidad al polo EM I más evidente. También es necesario considerar los valores isotópicos de Sr que, en nuestro caso, son muy similares a EM I (valores iniciales alrededor de 0.705; *cfr.* tabla 6.3) y distantes de los propios de EM II ( $> 0.707$ , Hart, 1988).

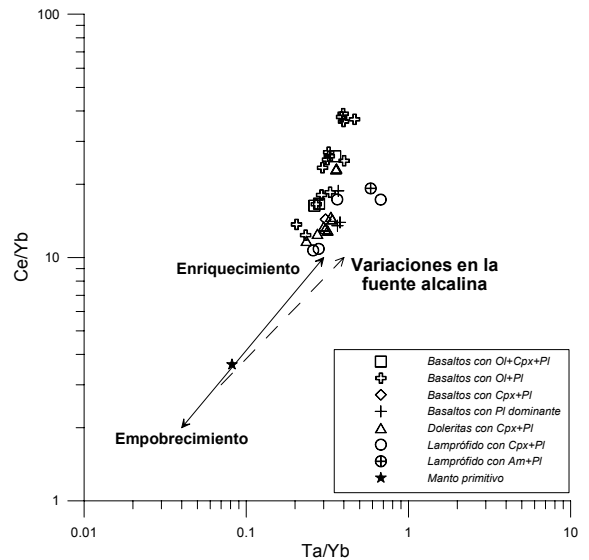


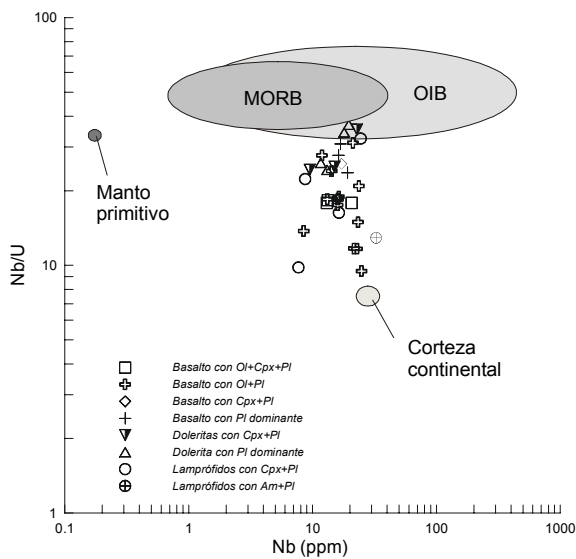
Fig. 6.40. Relaciones entre HFSE y REE por sectores estudiados (Occidental: MCV y Central: Anayet y Panticosa).

	ELC-4	ELC-9
$\Delta Nd$	-2.3	-5.2

Tabla 6.7. Valores calculados de  $\Delta Nd$  de las muestras seleccionadas de MCV, Anayet y Panticosa. El cálculo se ha realizado según la propuesta de Hart *et al.* (1992).

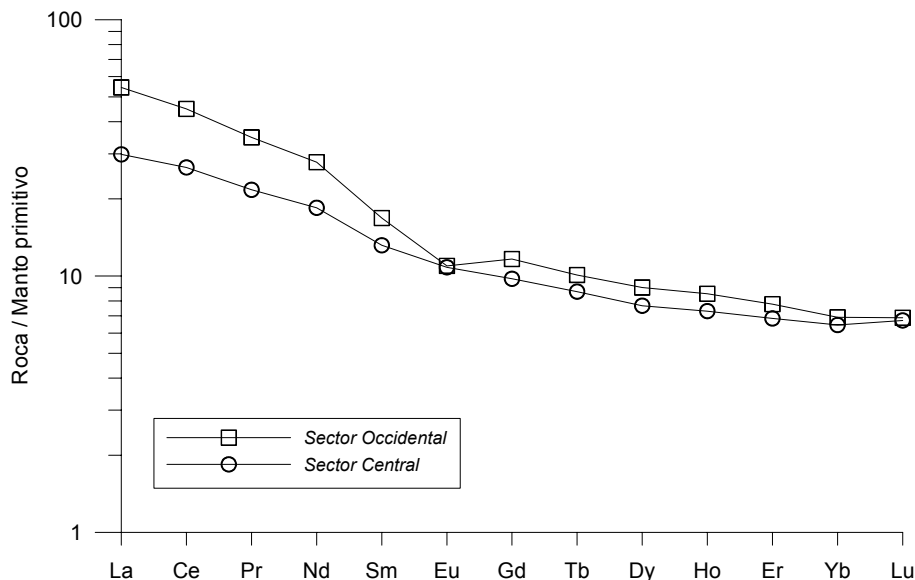
Además de una fuente enriquecida, otras evidencias sugieren que el manto pudo estar algo metasomatizado por fluidos ricos en H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>. Así, los





**Fig. 6.41.** Relaciones entre elementos incompatibles con indicación de los campos composicionales de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), corteza continental (Rudnick y Fountain, 1995), MORB y OIB (Hofmann, 2004).

enriquecimientos notables en algunos LILE y en Zr, y la presencia habitual de apatitos (ricos en F y en Cl) en algunos litotipos (*cfr.* capítulo 5) son característicos de fundidos generados a partir de un manto metasomatizado. Además, la génesis de los lamprófidos, que en nuestro caso afloran en el sector central, suele interpretarse en relación a fundidos derivados de un manto metasomatizado. Estas características son coherentes con un origen a partir de un manto de tipo EM I, dado que el origen de este término mantélico reside en un manto sublitosférico continental, metasomatizado en un proceso de subducción (Saunders *et al.*, 1988; López Ruiz, 1994). Si se acepta este origen, es sencillo asumir un ambiente geodinámico post-colisional, que se deriva de la composición en elementos traza (*cfr.* apartado anterior).



**Fig. 6.42.** Pautas de REE promedio normalizadas frente a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) por sectores estudiados (Occidental: MCV y Central: Anayet y Panticosa).

Finalmente, cabe añadir a todo lo anterior, la participación de material de derivación cortical (bien directa, por contaminación o asimilación o indirecta, por metasomatismo) en los fundidos, que resulta patente a partir de las relaciones entre elementos típicamente corticales que muestran el conjunto de las rocas (Fig. 6.41) y de las elevadas relaciones de álcalis frente a otros elementos incompatibles (Pin, 1998) con valores próximos o superiores a los típicos de corteza continental

(promedio de K/Rb: 443). La fraccionación de las LREE frente a las HREE ( $La_N/Yb_N$ : 3.28-13.58) de estas rocas apoya esta hipótesis.

De lo señalado anteriormente, se concluye que en ambos sectores el líquido original procede de una fuente mantélica enriquecida de tipo EM I, posiblemente algo metasomatizada y con cierta participación cortical. Ahora bien, las pautas promedio de ambos sectores, normalizadas frente a manto primitivo de Sun y McDonough (1989), presentan diferencias que sugieren la generación de líquidos diferentes en cada caso.

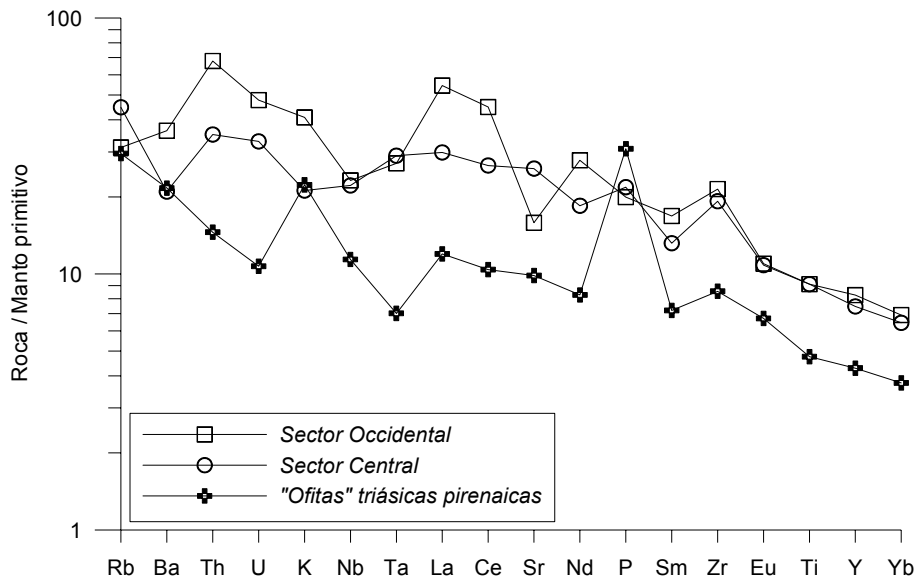
Comparando ambos sectores entre sí (occidental: MCV *vs* central: Anayet + Panticosa) observamos en el occidental un enriquecimiento en REE (Fig. 6.42) y una anomalía negativa en Eu, atribuible a la fraccionación de plagioclasa previa al emplazamiento; por el contrario, en el sector central, dicha anomalía no se observa, sugiriendo que la plagioclasa cristaliza mayoritariamente en el nivel de emplazamiento, tal como indica el predominio de los litotipos con plagioclasa dominante (*cfr.* capítulo 4).

El K, a diferencia de lo que ocurre en el sector occidental, define una anomalía negativa muy notable en los basaltos del sector central, (Fig. 6.39) aunque resulta amortiguada si incluimos los lamprófidos en el promedio para este sector. Estas diferencias, en el caso del sector central, pueden deberse a la presencia en el manto de un mineral rico en este elemento (flogopita o anfíbol), que permanecería en el residuo, reteniendo el K, en el caso del sector central. La presencia de estas fases hidratadas podría justificar, además, algunos de los enriquecimientos en elementos higromagmátófilos y otros incompatibles en algunos de los litotipos, así como la formación del anfíbol kaersútítico de origen temprano que incorporan los lamprófidos de Panticosa (*cfr.* capítulo 5). La permanencia en el residuo de ese mineral es coherente con los enriquecimientos en K observados en el magmatismo inmediatamente posterior, como las doleritas toleíticas triásicas ("*ofitas*") que afloran en el margen Sur-pirenaico (Fig. 6.43) y que responden a procesos caracterizados por una mayor tasa de fusión.

La anomalía positiva en P que muestran las rocas del sector central es coherente con la presencia, habitual, de apatito tanto en los basaltos de Anayet como en los lamprófidos de Panticosa (*cfr.* capítulo 5); este criterio supondría una mayor presencia de fluidos metasomatizantes en el sector central respecto al occidental.

La participación de componentes de derivación cortical en el fundido parece ser mayor en el caso del sector occidental, puesto que los enriquecimientos en elementos típicamente corticales son mayores en este caso (Th y U: x60 - x50 frente a enriquecimientos x30 en el sector central). De manera análoga ocurre con otros elementos incompatibles como La-Ce (Fig. 6.43), y con las relaciones entre elementos incompatibles (Ba/La *vs* Ba/Nb; Fig. 6.44). Además, las relaciones entre álcalis y elementos incompatibles son mucho mayores en el caso del sector occidental (K/Rb: 203-1471) que en el sector central (K/Rb: 128-914).

El Sr presenta un mayor enriquecimiento en el sector central, lo cual es

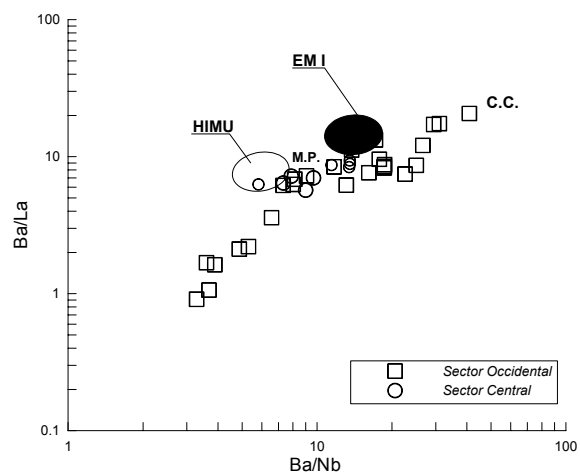


**Fig. 6.43.** Pautas multielementales promedio normalizadas frente a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) por sectores estudiados (Occidental: MCV y Central: Anayet y Panticosa). Se incluye un promedio de composiciones de doleritas toleíticas triásicas pirenaicas (datos obtenidos de Lago *et al.*, 2000).

coherente con el mayor contenido en plagioclasa (y, posiblemente, el propio apatito) que tienen los litotipos de este sector (*cfr.* capítulo 4); la anomalía negativa que se observa en el caso del sector occidental debe estar relacionada con la participación, en el fundido, de proporciones modales distintas de plagioclasa y piroxeno (*cfr.* capítulo 7).

Las pautas inversas que presenta el comportamiento del Nd en ambos sectores (Fig. 6.43) también señalan diferencias en los líquidos originales de ambos casos; la anomalía positiva que presenta en el caso del sector occidental puede estar relacionada con la fraccionación en el líquido de los minerales ferromagnesianos (Ol y Cpx) presentes en los litotipos de este sector (*cfr.* capítulo 5).

Como conclusión, se observa por los diferentes criterios considerados (pautas multielementales, relaciones entre elementos incompatibles, etc.) que los líquidos que dieron lugar a las rocas estudiadas, en los sectores occidental y central, tenían en común una componente mantélica enriquecida, similar a una de tipo EM I, pero, sin embargo, el diferente grado de participación de material de derivación cortical (mayor en el sector occidental) y de fluidos metasomatizantes (más importantes en el sector central) derivó en fundidos distintos, que pueden justificar las diferencias que se observan en la actualidad.



**Fig. 6.44.** Relaciones entre HFSE y REE por sectores estudiados (Occidental: MCV y Central: Anayet y Panticosa).

Estas diferencias entre los líquidos de ambos sectores son compatibles con cierta heterogeneidad en el manto litosférico, relacionada con su disposición espacial en el Pérmico. El MCV (sector occidental) formaba parte de los macizos occidentales del Pirineo con dirección paleomagnética “europea”, separado por la “Falla de Pamplona” del resto de terrenos paleozoicos pirenaicos con direcciones “ibéricas” (Van der Voo, 1973; Larrasoña *et al.*, 2003).

#### 6.7.1.2. Carácter primario o fraccionado de los magmas.

En este apartado intentaremos dilucidar si las rocas estudiadas representan a líquidos primarios (fundidos que no han sufrido procesos de diferenciación desde su generación hasta su solidificación) o no y, en este segundo supuesto, cual de las rocas estudiadas se aproxima más a un posible líquido primario.

La composición de los magmas primarios depende, fundamentalmente, de tres factores: composición del material original (protolito), profundidad de generación del fundido y características del proceso de fusión (mecanismo y tasa de fusión). Como estos tres factores pueden variar dentro de un rango, la composición de los magmas primarios responde a un amplio espectro.

Según trabajos experimentales, los magmas basálticos primarios deben tener un contenido de SiO<sub>2</sub> inferior al 50% y se caracterizan por tener un elevado valor del parámetro  $mg^*$  -de 0.68 a 0.75 -, valores altos de Ni -entre 90 y 670 ppm- y la presencia de enclaves peridotíticos de origen mantélico (López Ruiz y Cebriá, 1990).

En nuestro caso no se ha encontrado ningún xenolito mantélico, por lo que es necesario recurrir a los otros tres parámetros indicados. Los contenidos en SiO<sub>2</sub> son, casi siempre, inferiores al 50%, aunque la alteración de las rocas puede haber modificado los valores originales, si bien no parece probable que dicha alteración haya reducido los contenidos originales en SiO<sub>2</sub>. El parámetro  $mg^*$  muestra una variación desde 0.42 hasta 0.73, mientras que el contenido en Ni varía desde 9,24 hasta 119 ppm (ver Tabla 6.8).

La roca que representa el líquido más diferenciado, según hemos visto previamente en este capítulo, es el lamprófido con anfíbol, que comparte los valores más bajos en los dos parámetros antes considerados. Por el contrario, los valores más elevados del parámetro  $mg^*$  corresponden a basaltos de Larrún (0.73, muestras ELA-1 y ELA-29) y el mayor contenido en Ni está presente en las doleritas de Yanci (119 y 118 ppm en las muestras ELB-3 y ELB-6 respectivamente).

Parámetro	Promedio	Máximo	Mínimo	Mediana	Des. est.
$mg^*$ (Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> ))	0.59	0.73	0.42	0.60	0.06
Ni (ppm)	51.80	119	9.24	46.18	26.15

**Tabla 6.8.** Contenido en Ni (ppm) y valor del parámetro  $mg^*$  en el conjunto de rocas estudiadas.

Litotipo	Ni (ppm)			$mg^*$		
	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo
<b>Basaltos</b>						
Ol+Cpx+Pl	35.34	38.59	31.63	0.57	0.61	0.50
Ol+Pl	38.11	57.24	18.08	0.62	0.73	0.49
Cpx+Pl	46.00	46.00	46.00	0.54	0.54	0.54
Pl dominante	59.78	72.70	40.41	0.59	0.61	0.56
<b>Doleritas</b>						
Cpx+Pl	84.79	119.00	40.15	0.60	0.64	0.53
Pl dominante	59.06	85.01	34.07	0.59	0.65	0.55
<b>Lamprófidos</b>						
Cpx+Pl	69.62	60.85	48.77	0.58	0.62	0.54
Am+Pl	9.24	9.24	9.24	0.42	0.42	0.42

**Tabla 6.9.** Contenido en Ni y valor del parámetro  $mg^*$  en los litotipos establecidos.

La distribución por litotipos es la siguiente (Tabla 6.9):

1. Los basaltos con Ol+Cpx+Pl tienen contenidos de Ni bajos, de 32 a 39 ppm, posiblemente debido a la alteración generalizada del olivino (principal fase mineral receptora de este traza) y valores del parámetro  $mg^*$  de 0.50 a 0.61.
2. Los *basaltos con Ol+Pl* también tienen contenidos relativamente bajos en Ni (de 18 a 57 ppm) ya que, de igual manera, el olivino está siempre alterado en estas rocas. El valor de  $mg^*$  varía de 0.73 a 0.49, es decir, se observa una importante variación dentro de este litotipo, desde los valores más próximos a líquidos primarios hasta los términos con un valor de  $mg^*$  más bajo.
3. El basalto con Cpx+Pl tiene valores intermedios de Ni (46 ppm) y  $mg^*$  (0.54), lo que confirma su carácter más diferenciado respecto de los litotipos con Ol, como se puso de manifiesto al descubrir su composición petrológica y mineral (*cfr.* capítulos 4 y 5).
4. Los *basaltos con Pl* predominante tienen los contenidos mayores en Ni (40 a 73) de todos los litotipos basálticos y el parámetro  $mg^*$  varía de 0.56 a 0.61. El menor grado de alteración de las rocas de este litotipo puede explicar estos contenidos algo más elevados en Ni que en el resto de basaltos. Además, el contenido en SiO<sub>2</sub> de estas rocas es de los más elevados (48.06 - 51.19%).
5. Las *doleritas con Cpx+Pl*, pese a tener una composición mineral similar a los basaltos con Cpx+Pl, responden a líquidos algo más indiferenciados, con Ni que varía de 40 a 77 ppm y  $mg^*$  de 0.53 a 0.61.
6. Las *doleritas con Pl* predominante son las rocas con mayores contenidos de Ni (de 34 a 119 ppm) y tienen valores de  $mg^*$  de 0.55 a 0.62.
7. Finalmente, los *lamprófidos con Cpx+Pl* tienen contenidos en Ni altos (49 a

97 ppm) y valores de  $mg^*$  también relativamente altos (0.54 a 0.63) evidenciando un carácter menos diferenciado. Por el contrario, el lamprófidio con Anfíbol kaersutítico representa la roca más diferenciada, como veíamos al principio, con un contenido en  $SiO_2$  de 53.56%.

Si ahora comparamos estos dos parámetros en los tres sectores estudiados (Occidental -MCV- y los dos sectores centrales -Anayet y Panticosa-) se observa (Tabla 6.6) que en el sector occidental se dispone del mayor espectro de variación, con valores de Ni en un rango de 18 a 119 ppm; es decir, los valores mayor y menor se encuentran en este sector, y  $mg^*$  varía de 0.49 a 0.73. En el sector central observamos valores, en general, menos diferenciados, siendo los lamprófidios de Panticosa, las rocas más próximas, por su composición, a líquidos primarios.

Del estudio del contenido en Ni y de los valores que adquiere el parámetro  $mg^*$  se tiene que, en ningún caso, se pueden considerar las rocas estudiadas como representantes de líquidos primarios, aunque, de forma aislada, se tienen composiciones que se aproximan a dicho carácter primario (ver Tabla 6.10): en el sector occidental las doleritas y en el sector central los lamprófidios de Panticosa.

Sector	Muestras	Litotipo	Ni (ppm)	$mg^*$
Occidental	ELB-3 y ELB-6	Dolerita con Pl	119-118	0.61-0.62
Central	PAN-36	Lamprófidio con Cpx+Pl	97	0.63

**Tabla 6.10.** Rocas representativas de líquidos más próximos a líquidos primarios.

### 6.7.2. Identificación del proceso petrogenético.

A partir de las composiciones en elementos traza y de las relaciones isotópicas es posible identificar el proceso petrogenético; para ello, debido a las diferencias detectadas entre los dos sectores estudiados (occidental y central), los estudiaremos por separado, utilizando las composiciones menos diferenciadas en cada caso, ya que serán éstas las que permitan una mejor caracterización del proceso. En el sector occidental trabajaremos con las doleritas puesto que presentan una asociación modal bien definida, sin pasta ni vidrio (*cfr.* capítulo 4), su composición es más uniforme y, debido a su menor grado de alteración se dispone de relaciones isotópicas de Sr y Nd. En el sector central trabajaremos con los lamprófidios puesto que representan líquidos más indiferenciados y su composición petrográfica está mejor establecida.

Una primera aproximación puede ser obtenida de los diagramas de REE (Figs. 6.45 y 6.46) donde se observa que las rocas seleccionadas, normalizadas frente a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) presentan, en los dos sectores, pautas paralelas con diferentes grados de enriquecimiento, lo cual sugiere una fraccionación por un proceso de cristalización fraccionada. Sin embargo, este proceso no es el único que parece haber tenido lugar puesto que, como ha quedado

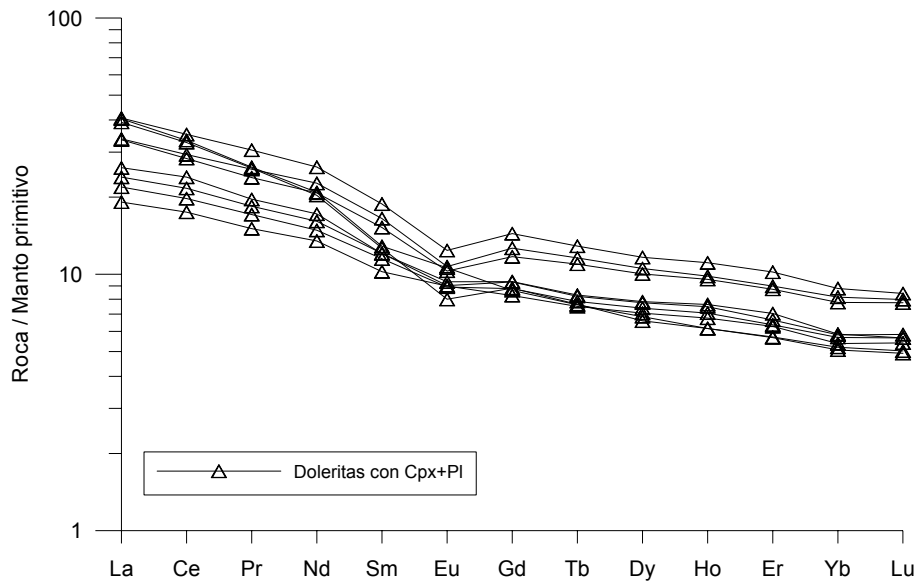


Fig. 6.45. Composiciones de REE de las doleritas de Aranaz normalizadas.

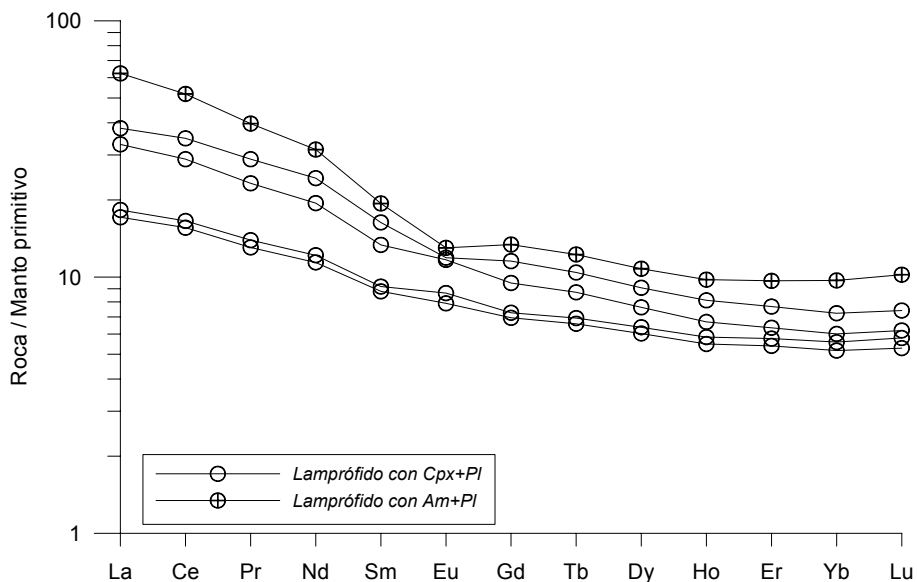


Fig. 6.46. Composiciones de REE de los lamprófidos de Panticosa normalizadas.

patente en el estudio previo, las rocas seleccionadas presentan ciertas anomalías que requieren considerar otros procesos para ser explicadas.

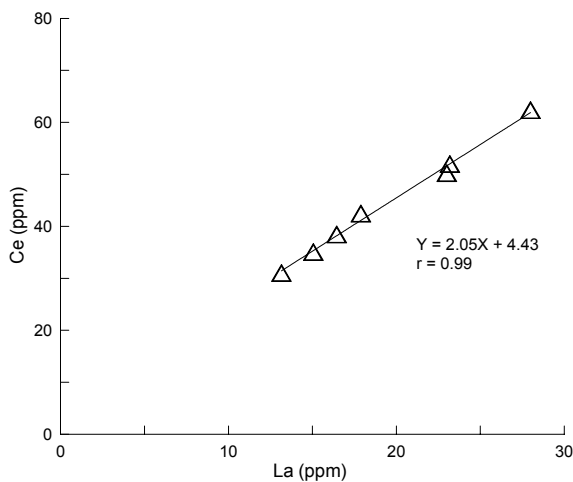
#### 6.7.2.1. Relaciones entre elementos incompatibles.

Desde este punto de vista, si se representa un conjunto de rocas relacionadas petrogenéticamente en diagramas binarios (escala lineal) de elementos altamente incompatibles son esperables unas distribuciones muy concretas (López Ruiz y Cebriá, 1990):

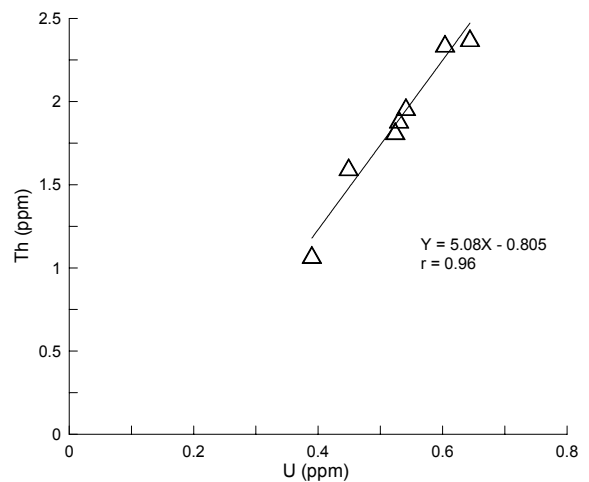
- Las composiciones en elementos incompatibles se alinearán según una recta, que pasa por el origen, si el proceso dominante que relaciona la composición de las rocas es un proceso de *fusión parcial*.

- En el caso de la *crystalización fraccionada*, también las relaciones se mantienen constantes y las concentraciones se alinean según una recta que pasa por el origen, pero, a diferencia del proceso anterior, la fraccionación de los elementos hace que las concentraciones de éstos varíen dentro de un rango más amplio; en este caso, la pendiente de la recta de correlación corresponde con la relación (cociente) en el protolito de los elementos representados en el diagrama.
- Para las situaciones en las que hay una fuente heterogénea, como *mezcla de magmas* o procesos de *contaminación*, la recta que definen las composiciones en elementos incompatibles no pasa por el origen.
- Si los elementos estudiados no se alinean según una recta se debe a que no se han comportado como elementos altamente incompatibles en el proceso.

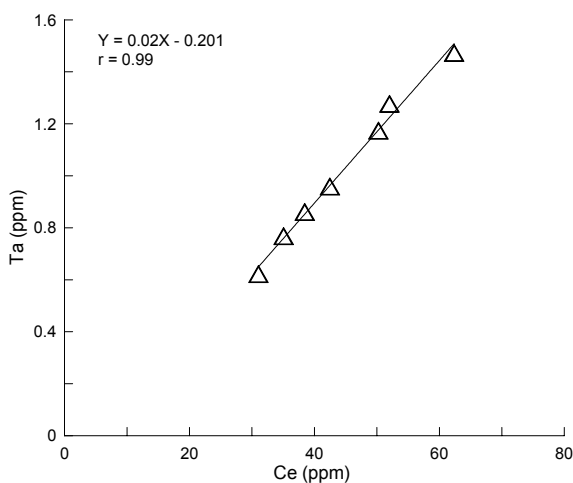
En el supuesto de que alguno de los elementos sea sólo moderadamente incompatible, las rectas que señalábamos anteriormente, se transforman en curvas (López Ruiz y Cebriá, 1990), de tipo hiperbólico en el caso de la fusión parcial y de tipo exponencial para los procesos de cristalización fraccionada.



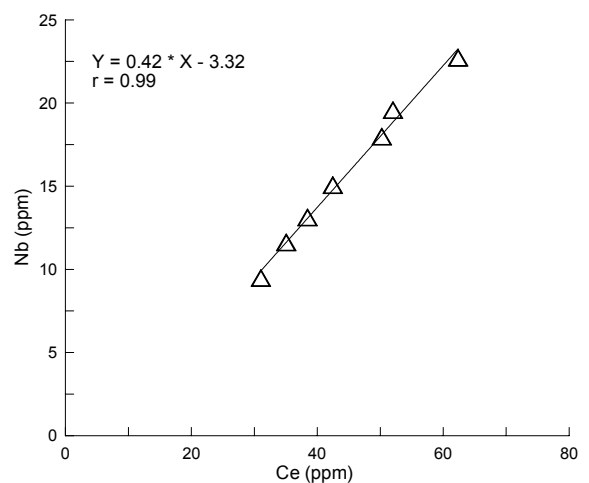
**Fig. 6.47.** Relación entre La y Ce en las doleritas de Aranaz.



**Fig. 6.48.** Relación entre U y Th en las doleritas de Aranaz.

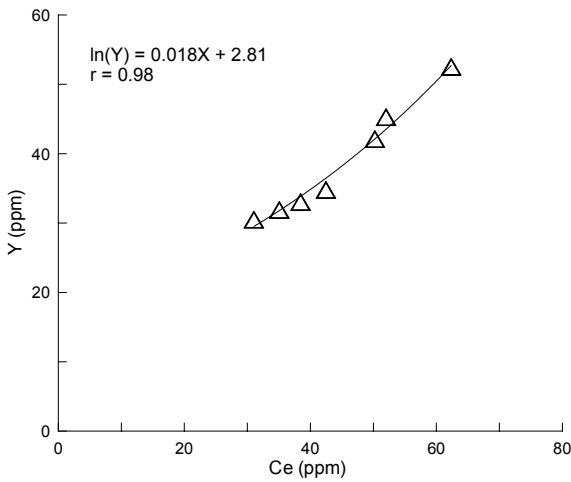


**Fig. 6.49.** Relación entre Ta y Ce en las doleritas de Aranaz.

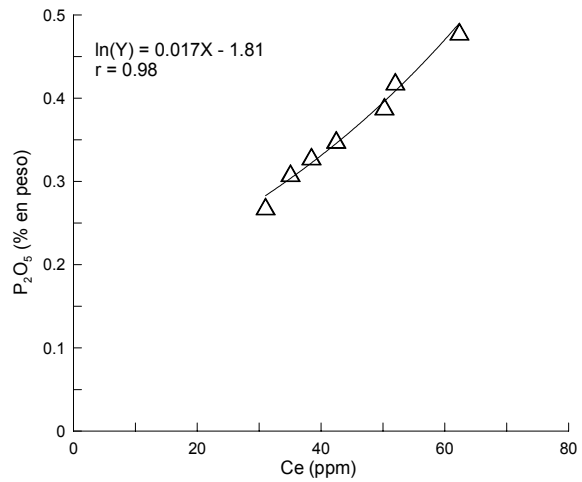


**Fig. 6.50.** Relación entre Nb y Ce en las doleritas de Aranaz.





**Fig. 6.51.** Relación entre Y y Ce en las doleritas de Aranaz.

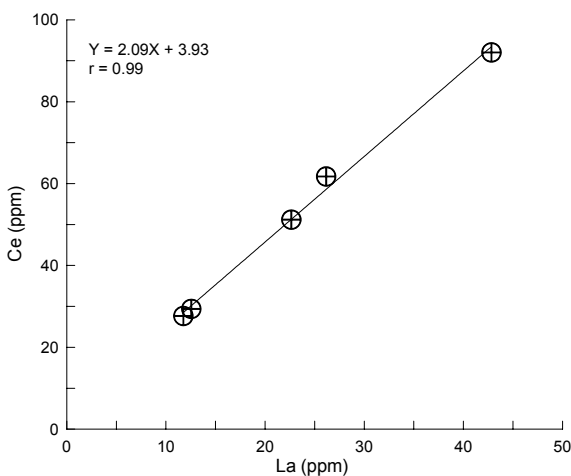


**Fig. 6.52.** Relación entre P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Ce en las doleritas de Aranaz.

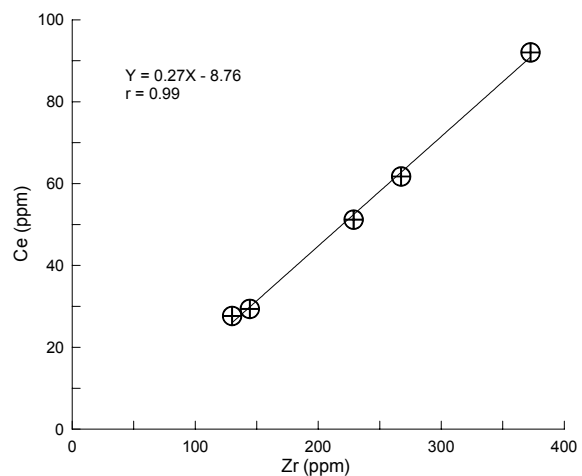
En el caso de las doleritas de MCV, se observan pautas rectas de correlación muy bien definidas para el La, Ce, Nb, Ta, U y Th (Figs. 6.47, 6.48, 6.49 y 6.50) lo que indica que estos elementos se comportan como altamente incompatibles. En todos estos casos las rectas no pasan por el origen aunque su desviación es pequeña. Esta situación es compatible con un proceso donde existe algo de mezcla de magmas o de contaminación. Otros elementos como el Y y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> presentan una buena correlación según curvas muy similares a rectas (Figs. 6.51 y 6.52), lo que sugiere su comportamiento moderadamente incompatible.

En los lamprófidos de Panticosa, los elementos con un comportamiento más incompatible son los REE y algunos HFSE; de todos ellos las mejores rectas se obtienen en los LREE (La, Ce y Nd) y en Y, Hf y Zr (Figs. 6.53 y 6.54), mientras que las HREE (Yb y Lu) y el Ba presentan correlaciones algo peores ( $r \approx 0.95$ ; Figs. 6.55 y 6.56). El Eu se comporta como moderadamente incompatible (Fig. 6.57) y el U, Th, Nb y Ta no presentan buenas correlaciones de ningún tipo, al contrario que sucedía en la doleritas de MCV.

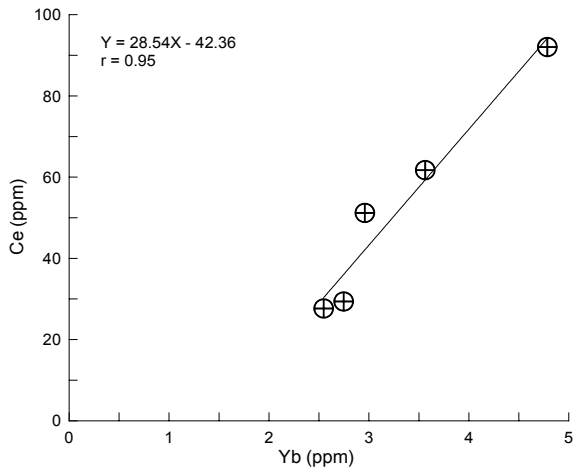
Si la representación de las composiciones se realiza en diagramas binarios de



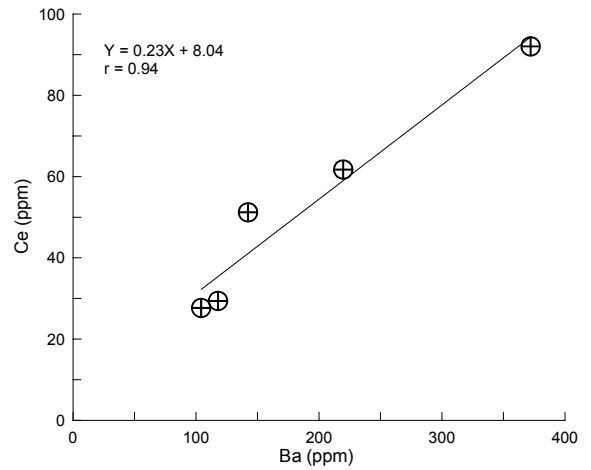
**Fig. 6.53.** Relación entre La y Ce en los lamprófidos de Panticosa.



**Fig. 6.54.** Relación entre Zr y Ce en los lamprófidos de Panticosa.

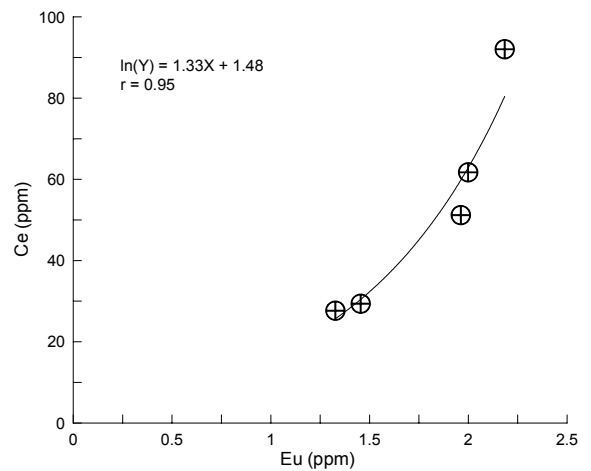


**Fig. 6.55.** Relación entre Yb y Ce en los lampródidos de Panticosa.



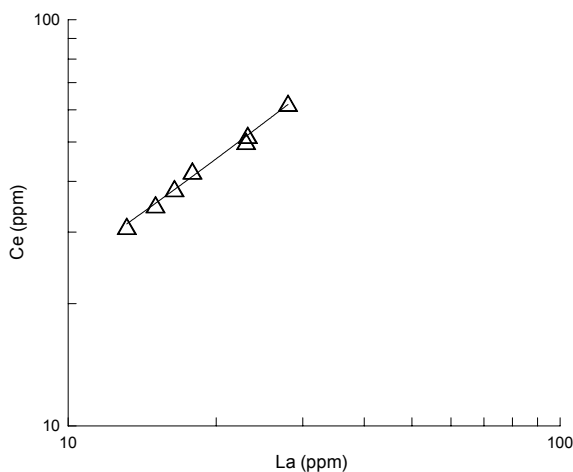
**Fig. 6.56.** Relación entre Ba y Ce en los lampródidos de Panticosa.

escala logarítmica, las variaciones de las pautas obtenidas entre elementos incompatibles pueden interpretarse en términos de variación de los coeficientes de reparto a lo largo del proceso de cristalización (López Ruiz y Cebriá, 1990), según las pautas entre elementos incompatibles se alineen en rectas continuas (coeficiente de reparto constante) o quebradas (cambios de pendiente señalan cambios en el coeficiente de reparto durante el proceso).

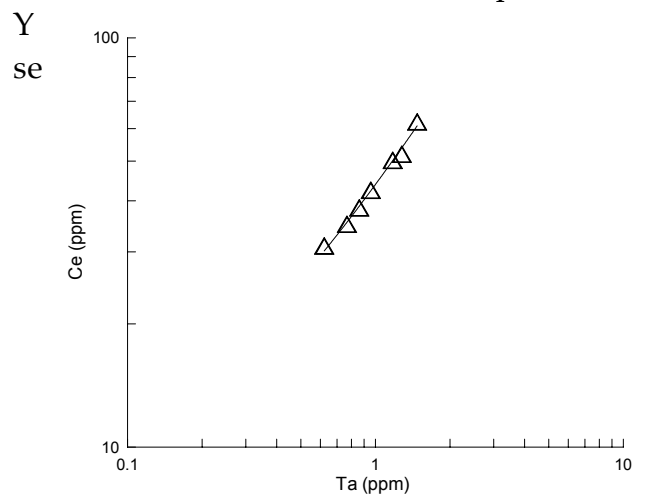


**Fig. 6.57.** Relación entre Eu y Ce en los lampródidos de Panticosa.

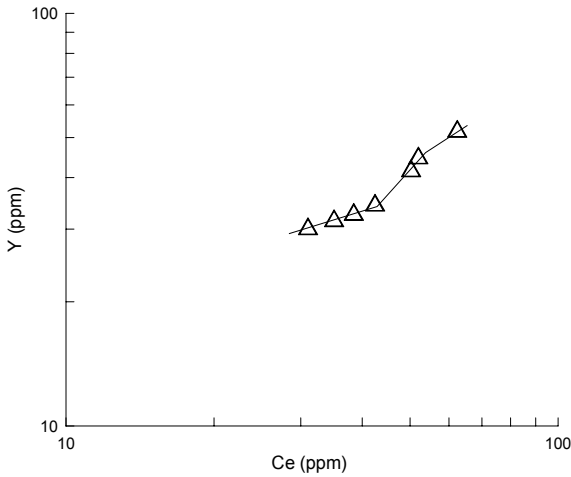
Así, en las doleritas del MCV, el coeficiente de reparto se mantiene constante en el caso del La, Ce y Ta (Figs. 6.58 y 6.59), mientras que varía para el Y, Th y U. La pauta que describe el Y (Fig. 6.60) presenta dos saltos, con un tramo intermedio en el cual el coeficiente de reparto del



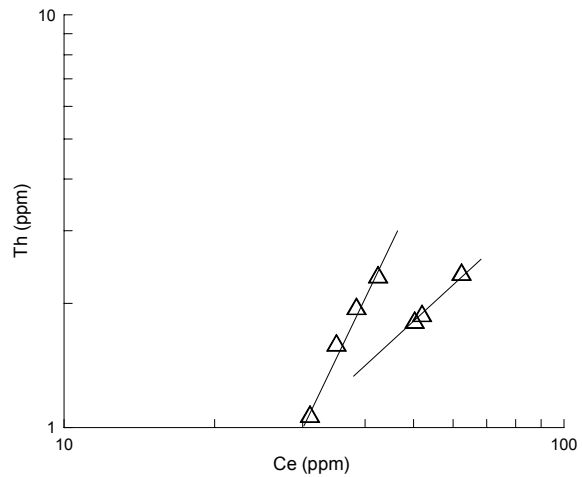
**Fig. 6.58.** Relación entre La y Ce en las doleritas de Aranaz.



**Fig. 6.59.** Relación entre Ta y Ce en las doleritas de Aranaz.

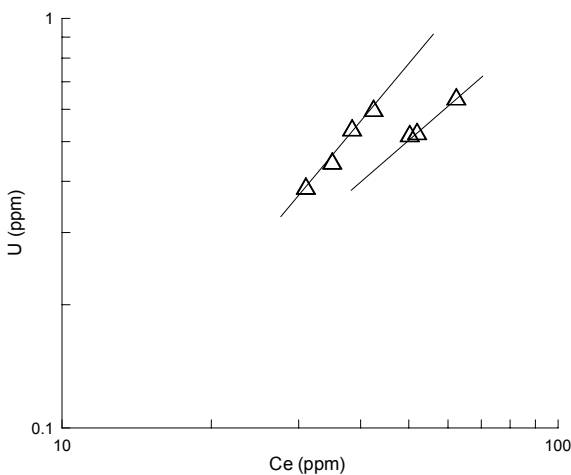


**Fig. 6.60.** Relación entre log Y y log Ce en las doleritas de Aranaz.



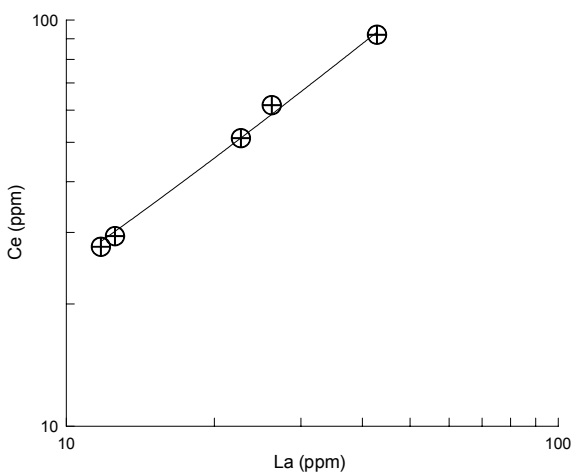
**Fig. 6.61.** Relación entre log Th y log Ce en las doleritas de Aranaz.

vuelve mayor; dado que en esas doleritas no hay anfíbol, esto puede responder a que empieza a predominar la cristalización de piroxeno ( $D_{Y\text{ Cpx-liq}}=0.9$ ) frente a la de plagioclasa ( $D_{Y\text{ Pl-liq}}=0.03$ ). El Th y el U tienen un comportamiento análogo y describen trayectorias similares entre sí y diferentes de la del Y (Figs. 6.61 y 6.62 respectivamente); en concreto, presentan dos pautas desplazadas de las cuales, la segunda tiene una pendiente algo menor, lo que supone que el coeficiente de reparto se hace algo menor. Esta situación puede reflejar una disminución de la cantidad de magnetita que cristaliza, ya que es el único mineral que puede acumular esos cationes en estas rocas (*cfr.* capítulo 4).

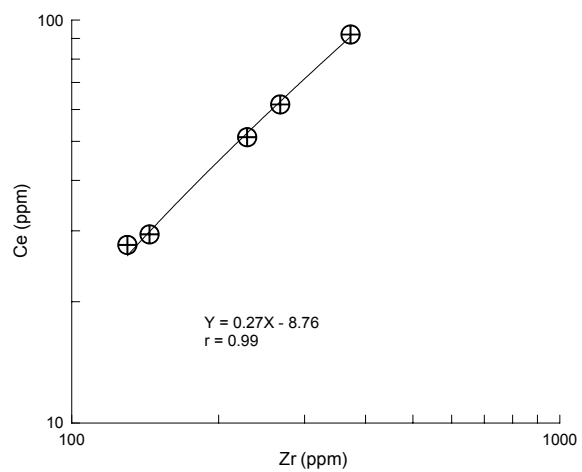


**Fig. 6.62.** Relación entre log U y log Ce en las doleritas de Aranaz.

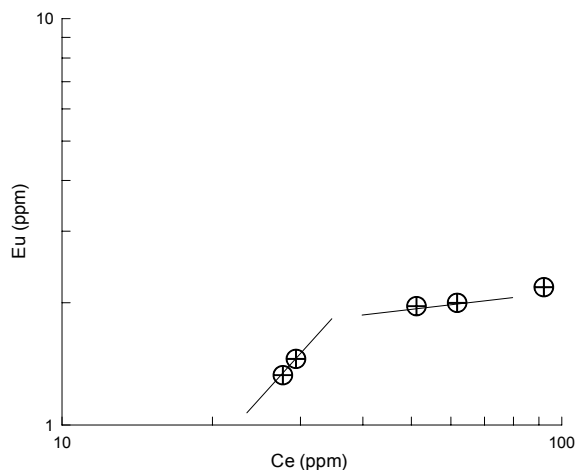
En el caso de los lamprófidos, los elementos más altamente incompatibles



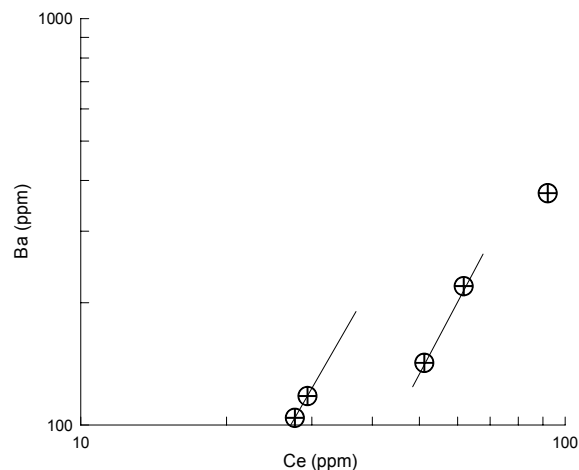
**Fig. 6.63.** Relación entre log La y log Ce en los lamprófidos de Panticosa.



**Fig. 6.64.** Relación entre log Zr y log Ce en los lamprófidos de Panticosa.



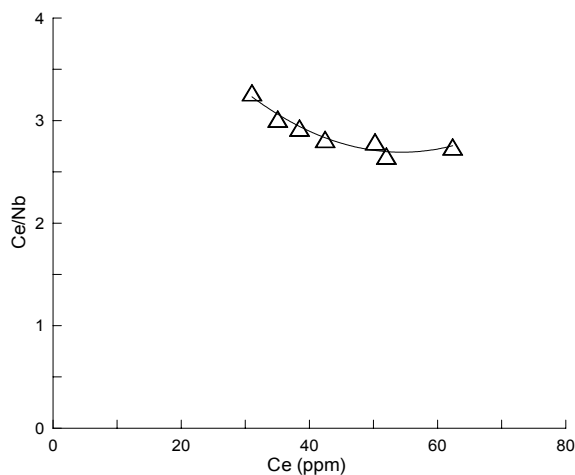
**Fig. 6.65.** Relación entre log Eu y log Ce en los lamprófidos de Panticosa.



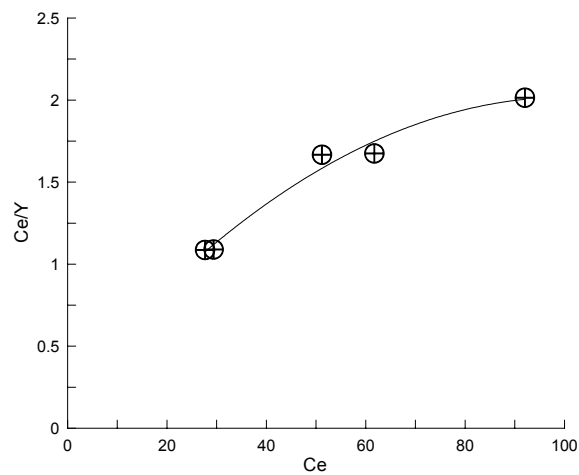
**Fig. 6.66.** Relación entre log Ba y log Ce en los lamprófidos de Panticosa.

(La, Ce, Y, Zr, Hf y Nd) mantienen el coeficiente de reparto constante (Figs. 6.63 y 6.64), mientras que Eu, Yb, Lu y Ba presentan saltos en el proceso. La trayectoria que describe el Eu (Fig. 6.65), de reducción progresiva del  $D_{Eu}$  es coherente con un descenso paulatino de la cristalización de plagioclasa. Las pautas similares de los HREE (Yb y Lu) y del Ba (Fig. 6.66) sugieren un factor común para estos elementos; el único mineral presente en los lamprófidos que presenta alto coeficiente de reparto para estos tres elementos es el anfíbol, aunque sólo está presente en la muestra más diferenciada. Este comportamiento permite inferir que es esta fase la que juega un papel importante en el residuo, lo cual puede estar relacionado con la presencia de grandes cristales de kaersutita, tempranos, estudiados en el capítulo anterior.

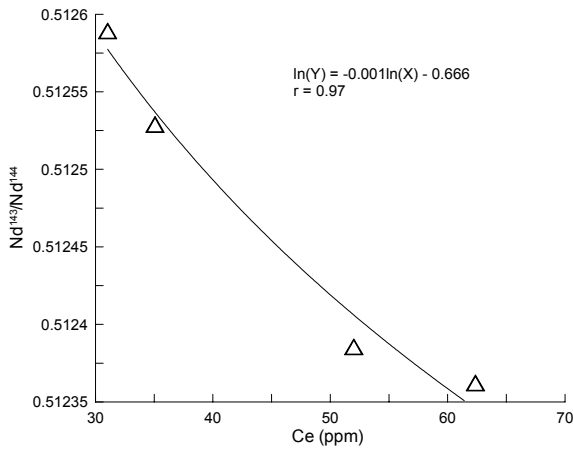
Las relaciones entre elementos incompatibles del tipo  $C_i/C_j$  vs.  $C_i$  son, también, útiles, para descartar los procesos de fusión parcial, pues las rocas generadas por este mecanismo se alinean según una recta (López Ruiz y Cebriá, 1990); por el contrario, las rocas formadas por cristalización fraccionada se relacionan mediante curvas exponenciales y los procesos de mezcla-hibridación presentan pautas hiperbólicas que tienden asintóticamente a  $C_i/C_j=0$ .



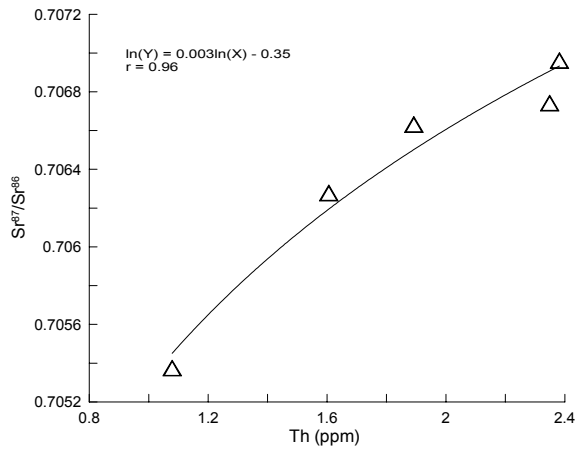
**Fig. 6.67.** Relación entre Ce/Nb y Ce en las doleritas de Aranaz.



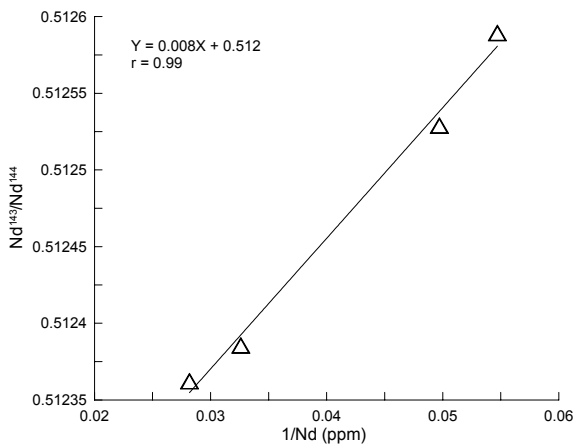
**Fig. 6.68.** Relación entre Ce/Yb y Ce en los lamprófidos de Panticosa.



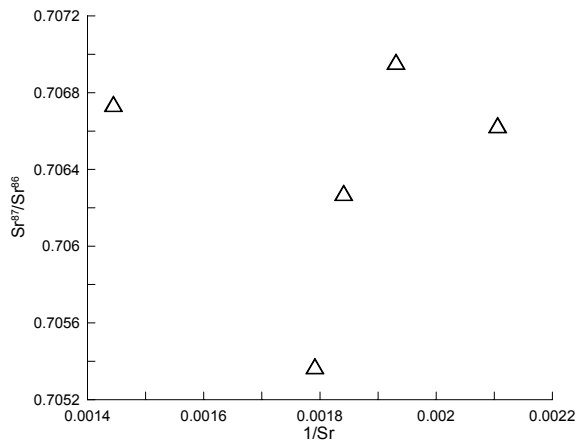
**Fig. 6.69.** Correlación entre la relación isotópica de Nd y el Ce (elemento incompatible) en las doleritas de Aranaz.



**Fig. 6.70.** Correlación entre la relación isotópica de Sr y el Th (elemento incompatible) en las doleritas de Aranaz.



**Fig. 6.71.** Correlación entre la relación isotópica de Nd y 1/Nd en las doleritas de Aranaz.



**Fig. 6.72.** Correlación entre la relación isotópica de Sr y 1/Sr en las doleritas de Aranaz.

En el caso de las doleritas del MCV, las relaciones de este tipo en elementos cuyo comportamiento incompatible se ha demostrado anteriormente (La, Ce, Nb, Ta, U y Th) se correlacionan mediante curvas que, aunque presentan coeficientes de correlación discretos, distan aún más de pautas rectilíneas (Fig. 6.67); estas pautas descartan su relación con procesos de fusión parcial. Los lamprófidos de Panticosa ofrecen correlaciones peor definidas, pero también es descartable la influencia dominante de procesos de fusión (Fig. 6.68).

Finalmente, otras relaciones entre distintos elementos incompatibles del tipo  $C_i/C_j$  vs  $C_k/C_j$  permiten diferenciar, de manera grosera, procesos de fusión o cristalización puros que se disponen según áreas restringidas, o procesos de mezcla-hibridación que se relacionan en áreas más dispersas o según rectas que relacionan los dos extremos composicionales de la mezcla.

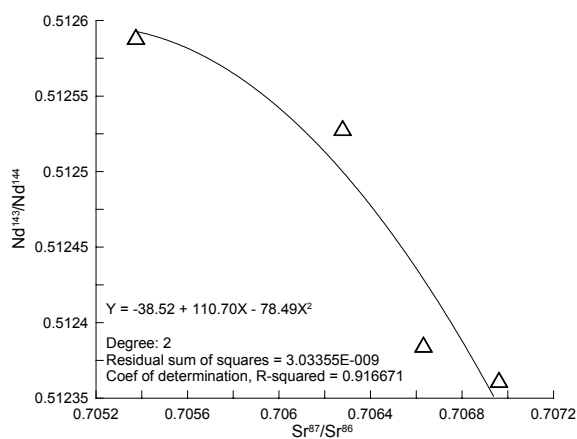
En nuestro caso, tanto en las doleritas de MCV como en los lamprófidos de Panticosa, las composiciones se disponen según áreas más o menos amplias (luego deben responder a un proceso de mezcla) y no ha podido determinarse alguna relación que pudiera discriminar los polos composicionales.

Con todo lo considerado hasta el momento (distintos tipos de relaciones entre elementos incompatibles) el proceso más satisfactorio, en ambos casos estudiados, es el de mezcla entre dos polos composicionales, con cierta participación de una cristalización fraccionada, es decir, un proceso ACF.

Para estas situaciones, los criterios más discriminantes consisten en comparar relaciones isotópicas frente a su composición elemental o frente a otros elementos incompatibles. De tal manera, los procesos de tipo ACF se caracterizan por presentar relaciones del tipo rectilíneo en el caso de  $R_i$  vs  $1/C_i$  y de tipo hiperbólico en situaciones  $R_i$  vs  $C_j$ .

Pues bien, en las doleritas de MCV, de las que se dispone de datos isotópicos de Sr y Nd se observan pautas curvilíneas para relaciones del tipo  $R_i$  vs  $C_j$  (Figs. 6.69, 6.70) que corroboran las hipótesis del proceso ACF. Además, las relaciones  $R_i$  vs  $1/C_i$  son también satisfactorias con un proceso de este tipo en el caso del Nd (Fig. 6.71), mientras que para el sistema isotópico del Sr se observa (Fig. 6.72) una dispersión difícil de explicar.

La corroboración de la hipótesis de un proceso ACF, en el caso de las doleritas de MCV, viene dada por el diagrama  $Sr^{87}/Sr^{86}$  vs  $Nd^{143}/Nd^{144}$  (Fig. 6.73) en el cual no es posible establecer una buena correlación curvilínea como es lo propio de situaciones de mezcla (López Ruiz y Cebriá, 1990) sino que la relación es más compleja, como sucede en los casos de asimilación de material cortical.



**Fig. 6.73.** Correlación entre las relaciones isotópicas de Sr y Nd en las doleritas de Aranaz.

## **6.8. Consideraciones establecidas.**

El estudio en geoquímica elemental permite, basándonos en sus contenidos de elementos mayores y traza, establecer que estas rocas, con pautas de afinidad alcalina, representan líquidos relativamente diferenciados. El ambiente geodinámico inferido a partir de los criterios de geoquímica de elementos traza corresponde con una situación post-colisional, con participación de un manto enriquecido.

El estudio de la composición en determinados elementos, de las relaciones interelementales y de sus pautas en diagramas multielementales y de REE permite identificar un protolito mantélico enriquecido del tipo EM I probablemente afectado, a su vez, por el desarrollo de procesos de metasomatización. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb confirman estos resultados.

Según criterios diversos de geoquímica elemental se observan diferencias para los protolitos en los sectores occidental y central; estas diferencias están de acuerdo con las advertidas por criterios petrológicos y, a su vez, son coherentes con el marco geodinámico de ambos sectores durante el tardi-varisco.

Los criterios de geoquímica elemental y los datos isotópicos indican la existencia de procesos de cristalización fraccionada con cierta participación de material de derivación cortical por lo que, en consecuencia, procede realizar la modelización de estos procesos (ACF) según se expone en el apartado siguiente.

Así, mediante criterios geoquímicos, se seleccionan dos rocas representativas de sus correspondientes litotipos, con las composiciones menos diferenciadas de los sectores occidental y central, que serán consideradas, en el capítulo siguiente, en la modelización petrogenética.





# 7

---

## *MODELIZACIÓN DEL PROCESO PETROGENÉTICO*

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>7.1. Introducción.</b>	<b>287.</b>
<b>7.2. Características de los procesos ACF.</b>	<b>289.</b>
<b>7.3. Parámetros del proceso.</b>	<b>291.</b>
<b>7.4. Propuesta de modelo.</b>	<b>296.</b>
7.4.1. Modelo propuesto en el sector Occidental.	297.
7.4.1. Modelo propuesto en el sector Central.	302.
7.4.1. Comparación entre los modelos de ambos sectores.	308.
<b>7.5. Conclusiones.</b>	<b>310.</b>

## 7.1. Introducción.

En el estudio de un conjunto de rocas cogenéticas, el desarrollo del modelo petrogenético ha de orientarse, en primer lugar, hacia la identificación del mecanismo que ha dado lugar a la serie de rocas estudiadas y, en segundo término, a obtener una aproximación cuantitativa a los valores de los parámetros que gobiernan dicho proceso.

En nuestro caso, la intervención de un proceso de tipo ACF (asimilación y cristalización fraccionada) ha quedado suficientemente demostrada, para las composiciones representativas de algunos litotipos, mediante sus relaciones de elementos traza e isotópicas (*cfr.* capítulo anterior). El siguiente paso será, en este capítulo, cuantificar los parámetros que controlan dicho proceso ACF. Esta cuantificación puede realizarse mediante dos tipos de aproximación: el *método directo*, en el cual se proponen valores razonables de los parámetros y, por tanteo, se intentan reproducir las composiciones reales que se pretende modelizar (rocas) y, en segundo lugar, el *método indirecto*, en el cual, a partir de un complejo sistema de ecuaciones que se han de resolver por un proceso iterativo de aproximación y ajuste al mejor resultado, se obtienen los valores de los parámetros del proceso considerado.

Ambos procedimientos tienen numerosas limitaciones. El método directo es laborioso, la comparación entre los resultados y las rocas reales es cualitativa y se realiza elemento a elemento y, en ocasiones, su aplicabilidad a determinados procesos es limitada (Cebriá, 1992). Por otra parte, el método indirecto requiere de un complejo desarrollo matemático para su resolución, pues se formulan sistemas de ecuaciones no lineales con infinitas soluciones. De esta forma es necesario añadir a dichos sistemas una nueva ecuación para su resolución, que es de origen estadístico. Además, estos sistemas muestran una gran dependencia de los datos de partida (Cebriá, 1992).

Con todo lo dicho, nos parece más interesante, para una primera aproximación al proceso petrogenético, que es el objetivo de este trabajo, seguir la metodología directa, pues es más sencilla y nos permite hacer diferentes aproximaciones sucesivas variando los distintos parámetros. Para ello consideraremos las ecuaciones que describen el comportamiento de los elementos traza en un proceso ACF, y mediante diagramas multielementales y de REE, compararemos los resultados obtenidos en el modelo con las rocas reales: Todo lo dicho se adecúa al siguiente esquema de trabajo:

- Identificación del proceso ACF.
- Selección de las composiciones a considerar como líquido inicial ( $C_0$ ), líquido final ( $C_M$ ) y asimilado ( $C_A$ ).
- Construcción de una hoja de cálculo con el desarrollo matemático de las ecuaciones que controlan el comportamiento de los elementos traza durante el proceso ACF.
- Elección de una composición mineral que cristaliza, con base a las observaciones petrológicas.
- Propuesta de parámetros geológica y petrológicamente razonables.
- Comparación cualitativa (pautas multielementales normalizadas) y cuantitativa (diferencia porcentual del resultado obtenido respecto de la roca comparada,

elemento a elemento) de los resultados obtenidos para diferentes conjuntos de valores paramétricos de partida.

- Propuesta de aproximación al proceso petrogenético.

A continuación explicaremos, apartado por apartado, el camino seguido hasta la aproximación más razonable que formularemos, a modo de conclusión, al final de este capítulo.

## 7.2. Características de los procesos ACF.

En este apartado describiremos las características principales de los procesos de tipo ACF (asimilación + cristalización fraccionada) y las ecuaciones desarrolladas por DePaolo (1981) y Powell (1984) que permiten reproducir matemáticamente la evolución y composición final de los líquidos generados por este proceso.

La concentración instantánea  $C_L$  de un determinado elemento traza en un líquido que evoluciona mediante un mecanismo de tipo ACF responde a la ecuación:

$$C_L = C_L^o f + \frac{r}{r-1+D} \cdot C_A \cdot (1-f)$$

donde  $C_L^o$  es la concentración de un elemento traza en el magma original o protolito,  $C_A$  es la concentración de dicho elemento en el material que es asimilado,  $D$  es el coeficiente de reparto global de dicho elemento para el líquido generado,  $r$  es la relación entre la asimilación y la cristalización fraccionada y  $f$  un factor que depende de la proporción de magma que todavía no ha cristalizado ( $F$ ) y del coeficiente de reparto  $D$ . En concreto:

$$f = F - \frac{(r-1+D)}{(r-1)}$$

$$r = \frac{\text{tasa de asimiliación}}{\text{tasa de cristalización fraccionada}}$$

De manera análoga, la concentración de un determinado isótopo radiogénico responde a la ecuación:

$$\varepsilon_L = \varepsilon_L^o + (\varepsilon_A - \varepsilon_L^o) \cdot \left( 1 - \frac{C_L^o}{C_L} f \right)$$

donde  $\varepsilon$  es la relación isotópica considerada (p.e.  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  o  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ ) con los subíndices equivalentes a los de la ecuación anterior. El factor  $f$  se define de igual manera que en la ecuación anterior donde  $D$  es el coeficiente de reparto global del elemento considerado en la relación isotópica (p.e.  $D_{\text{Sr}}$  en el caso de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  o  $D_{\text{Nd}}$  en el caso de  $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ ).

Estas ecuaciones, en teoría, pueden ser aplicadas a cualquier protolito y a cualquier contaminante (Wilson, 1989) para un amplio rango de los parámetros  $r$  y  $F$ . En el caso de  $r = 0$ , la tasa de asimilación es nula y nos encontramos ante un proceso de cristalización fraccionada pura, gobernada por la ecuación de Rayleigh (1896):

$$C_L = C_L^o F^{(D-1)}$$

El caso opuesto,  $r = 1$  no tiene sentido real en la naturaleza y, de hecho, algunos autores proponen un valor próximo a 0,40 (40% de asimilación) como límite superior para el

parámetro  $r$  (Reiners *et al.*, 1995; Winters, 2001) ya que la asimilación de material por parte del magma supone un consumo del calor latente del mismo y, por lo tanto, una disminución de la capacidad energética del magma para fundir el sólido circundante. De tal manera, cuando existe un contraste notable de temperaturas entre el magma y el sólido asimilado (p.e. asimilación de material sedimentario o de los niveles superiores de la corteza) el magma sólo es capaz de fundir una pequeña proporción de sólido que conlleva el rápido enfriamiento del fundido. Por el contrario, cuando el contraste de temperaturas entre el magma y el sólido es bajo (p.e. un magma que asimila material de la base de la corteza, el cual ya se encuentra a una temperatura considerable) la capacidad de asimilación es mucho mayor, pues el proceso no requiere de un gasto energético tan elevado, elevando el límite teórico del parámetro  $r$  muy por encima de 0.40.

### 7.3. Parámetros del proceso.

En la ecuación del proceso ACF hay diferentes parámetros a considerar. De un lado están aquellos que, razonadamente, se pueden proponer *a priori* a partir de observaciones petrológicas y/o mineralógicas (líquido inicial, asociación mineral que cristaliza, etc.) y, por otra parte, están aquellos valores numéricos del proceso (cantidad de fundido remanente y relación entre la tasa de cristalización y la de asimilación) que son los que se van a intentar cuantificar *a posteriori*.

En primer lugar es necesario elegir las composiciones (Tabla 7.1) que representen a los líquidos inicial ( $C_0$ ) y final ( $C_M$ ) y al material asimilado ( $C_A$ ). En este sentido conviene recordar que el líquido inicial es el magma a partir del cual, por un proceso de cristalización fraccionada más una asimilación, se obtiene la totalidad de la serie de rocas cogenética.

En nuestro caso, como el modelo se ha formulado para litotipos en diques de los dos grandes sectores estudiados por separado (Occidental -*doleritas de Aranaz*- y Central -*Lamprófidos de Panticosa*-), se ha elegido, en cada caso, la muestra más indiferenciada de cada uno de los sectores (Tabla 7.1).

Sector	Líquido inicial ( $C_0$ )	Líquido final ( $C_M$ )
Occidental (MCV)	ELC-9	ELC-8
Central (Anayet-Panticosa)	PAN-19	PAN-37

**Tabla 7.1.** Rocas seleccionadas para la realización del modelo ACF en cada uno de los sectores.

Como elemento de comparación y testificación del modelo y sus parámetros (lo que corresponde con  $C_M$ ), se ha elegido, en cada sector, la roca más diferenciada del conjunto (Tabla 7.1), atendiendo a los criterios lógicos para su elección (valor bajo del parámetro  $mg^*$ , alto contenido en % de  $SiO_2$  y en elementos incompatibles -La, Ce, etc.- y bajo contenido en elementos compatibles -Ni y Cr-).

En cuanto al material asimilado se ha considerado la corteza continental (CC; en sus distintos niveles) como fuente de composiciones, puesto que el contexto geodinámico durante el tardi-hercínico responde a una situación de corteza continental engrosada que, progresivamente se irá adelgazando (Arthaud y Matte, 1977; Doblas *et al.*, 1998). Como composición de la corteza se han barajado diferentes posibilidades (Fig. 7.1):

- Algunas composiciones de granulitas de Pirineos estudiadas por nosotros (Galé, 1999; Galé *et al.*, 2000).
- Composición de corteza continental superior propuesta por Wedepohl (1995).
- Composición de corteza continental inferior propuesta por Wedepohl (1995).
- Material sedimentario del Pérmico superior (lutitas del sector de Larrún).

De las posibilidades barajadas, la elección de cualquiera de las composiciones propuestas por Wedepohl (1995) u otros autores (Taylor y McLennan, 1995; Haskin y Haskin 1966) supone considerar un valor teórico (que no responde a una roca real) y que por lo tanto, no tiene porqué representar la composición real de la CC en Pirineos al final del ciclo hercínico, pero que puede resultar válida para los objetivos marcados en este estudio. La disponibilidad en el futuro de nuevos datos composicionales de materiales

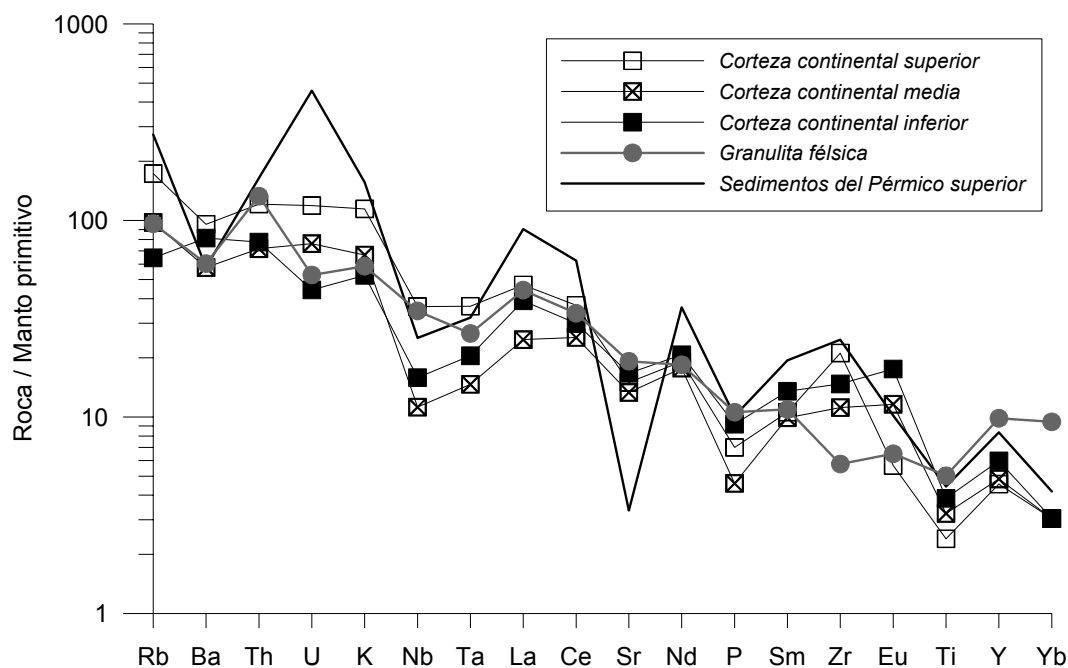


Fig 7.1. Composiciones consideradas como material asimilado en el proceso ACF.

sedimentarios y metasedimentarios representativos de diferentes niveles de la corteza pirenaica, permitirá precisar y refinar el modelo propuesto, que por el momento y dada la escasez y discutible representatividad de los datos composicionales disponibles, tendría una escasa validez general. Se ha descartado la posibilidad de utilizar sedimentos del Pérmico Superior como material asimilado puesto que tanto las doleritas como los lamprófidos se emplazan en un encajante rígido (*cfr.* capítulo 3) y no tienen ocasión real de interactuar con los sedimentos de las cuencas que en ese momento se estaban generando, como hubiera sido el caso de los basaltos de Larrún o de Anayet. Por los motivos indicados, hemos descartado los datos composicionales propios tanto de granulitas como del material sedimentario y consideraremos para la modelización la composición teórica de la corteza continental superior e inferior propuesta por Wedepohl (1995)

Otro parámetro, necesario para poder aplicar las ecuaciones que reproducen los procesos ACF y que es posible deducir a partir de las observaciones petrológicas es la asociación mineral que cristaliza. El magmatismo estudiado responde a una composición petrológica y mineral muy uniforme y sencilla, con un predominio de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, donde las diferencias entre litotipos se deben a variaciones en las proporciones modales de los minerales considerados. Los conjuntos litológicos elegidos para el modelo en cada sector (*doleritas de Aranaz y lamprófidos de Panticosa*) presentan una asociación modal simple constituida por clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita (*cfr.* capítulo 4). De tal manera, las diferentes proporciones modales utilizadas suponen pequeñas variaciones de esas tres fases minerales (Tabla 7.3), aunque en el caso de los lamprófidos, debido a la presencia de anfíbol y apatitos en algunos ejemplos, se considerarán también estas dos fases (en muy pequeña proporción).

Junto con la asociación mineral seleccionamos los coeficientes de reparto para esas fases a partir de datos recopilados en la literatura (Rollinson, 1992) y en los casos de los que no se disponía de valores se han tomado los propuestos en la base de datos G.E.R.M. (*Geochemical Earth Reference Model*), disponible en la dirección URL [www.earthref.org](http://www.earthref.org).



Tipo ref.	Granulita	Corteza			Sedimento
	CG-13	Superior	Media	Inferior	ELA-40
Rb	61	110	62	41	173
Ba	422	668	402	568	403
Th	11,3	10,3	6,1	6,6	14,0
U	1,1	2,5	1,6	0,9	9,6
Nb	28	26	8	11	18
Ta	1,1	1,5	0,6	0,8	1,3
K	14612	28650	16687	13140	39102
La	30,4	32,3	17,0	26,8	62,1
Ce	59,8	65,7	45,0	53,1	110,8
Sr	405	316	281	352	71
Nd	24,9	25,9	24,0	28,1	48,9
P	1004	665	436	872	960
Sm	4,8	4,7	4,4	6,0	8,6
Zr	65	237	125	165	277
Ti	6533	3117	4196	5010	5754
Gd	5,9	2,8	4,0	5,4	6,2
Y	45	21	22	27	38
La	30,4	32,3	17,0	26,8	62,1
Ce	59,8	65,7	45,0	53,1	110,8
Pr	6,9	6,3	7,3	8,3	13,0
Nd	24,9	25,9	24,0	28,1	48,9
Sm	4,8	4,7	4,4	6,0	8,6
Eu	1,1	0,9	1,9	2,9	1,7
Gd	5,9	2,8	4,0	5,4	6,2
Tb	1,1	0,5	0,6	0,8	0,9
Dy	7,7	2,9	3,8	4,7	4,5
Ho	1,7	0,6	0,8	1,0	0,8
Er	4,9	2,1	2,1	2,1	2,3
Tm	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	4,6	1,5	2,0	2,5	2,1
Lu	0,7	0,3	0,4	0,4	0,3

**Tabla 7.2.** Rocas seleccionadas como posible material asimilado para la realización del modelo ACF en cada uno de los sectores. Valores de corteza según Wedepohl (1995); composición de la granulita CG-13 según Galé (1999); Lutita ELA-40 (datos propios).

Para los cálculos del modelo se han seleccionado los coeficientes de reparto mineral/líquido (Tabla 7.4) para líquidos de composición basáltica, salvo para los lamprófidos, litotipo para el que se han considerado los valores de los coeficientes clinopiroxeno/líquido propuestos por Foley *et al.* (1996) y recomendados en el G.E.R.M. Esta elección de coeficientes de reparto supone utilizar algunos valores no propuestos específicamente para magmas lamprofídicos, situación que puede inducir algunos

Muestra	Litotipo	Clinopiroxeno	Plagioclasa	Óxidos Fe-Ti	Anfibol y/o Apatito
ELC-9	Dolerita con Cpx+Pl	35 %	55 %	10 %	0 %
PAN-19	Lamprófido con Cpx+Pl	45 %	50 %	5 %	0 %

**Tabla 7.3.** Proporción modal considerada en el modelo ACF en cada uno de los sectores.

desajustes entre los valores calculados y reales, simplemente por carecer de valores adecuados de los coeficientes mineral/líquido para esta composición. Sin embargo, si se comparan los valores de los coeficientes de reparto clinopiroxeno/líquido para basaltos y lamprófidos, las diferencias recaen, mayoritariamente, sobre la segunda cifra decimal, lo cual supone una variación en la tercera cifra decimal de la concentración final en el líquido, precisión que supera las incertidumbres del modelo, por lo que resultan válidos para nuestros objetivos.

Dado que el método de aproximación se basa en un *tanteo* de los parámetros, por comparación de los resultados obtenidos en cada caso frente a las rocas estudiadas, es necesario acotar, en la medida de lo posible, el rango de variabilidad de los parámetros que restan por formular:  $r$  (tasa de asimilación) y  $F$  (proporción de líquido sin cristalizar).

En el modelo con un material asimilado del tipo corteza continental superior, consideraremos un límite superior de 0,30 para el parámetro  $r$ , teniendo en cuenta las consideraciones termodinámicas que citábamos en el apartado 7.2, mientras que el límite inferior, obviamente es 0. En el caso de considerar un material asimilado del tipo corteza inferior no consideraremos un límite superior, debido a la situación térmica de estos

	Clinopiroxeno		Plagioclasa		Anfíbol		Magnetita		Apatito	
	<i>Bas</i>	<i>Lam</i>	<i>Bas</i>	<i>Lam</i>	<i>Bas</i>	<i>Lam</i>	<i>Bas</i>	<i>Lam</i>	<i>Bas</i>	<i>Lam</i>
<b>Rb</b>	0,13	0,004	0,10	0,10		1,90	0,01	0,01		
<b>Ba</b>	0,01	0,01	0,30	0,30		6,40	0,01	0,01		0,05
<b>Th</b>	0,0003	0,0003	0,05	0,05		0,11	0,10	0,10		
<b>U</b>	0,0004	0,0004	0,11	0,11		0,15	0,80	0,80		
<b>Nb</b>	0,004	0,004	0,01	0,01		0,80	0,70	0,70		
<b>Ta</b>	0,01	0,01	0,01	0,01		0,38	0,80	0,80		
<b>K</b>	0,01	0,01	0,30	0,30		0,33	0,01	0,01		
<b>Sr</b>	0,07	0,09	2,00	2,00		0,12	0,01	0,01		
<b>P</b>	0,004	0,0044								
<b>Zr</b>	0,12	0,12	0,01	0,01		1,20	0,20	0,20		
<b>Ti</b>	0,10	0,10	0,04	0,04		0,69	4,00	4,00		
<b>Y</b>	0,42	0,48	0,02	0,02		2,50	0,50	0,50		
<b>La</b>	0,05	0,04	0,02	0,02		0,17	0,02	0,02		8,6
<b>Ce</b>	0,07	0,08	0,02	0,02		0,26	0,02	0,02		11,2
<b>Pr</b>	0,14	0,14	0,17	0,17		0,35				
<b>Nd</b>	0,18	0,17	0,01	0,01		0,44	0,03	0,03		14
<b>Sm</b>	0,26	0,28	0,02	0,02		0,76	0,02	0,02		14,6
<b>Eu</b>	0,27	0,33	0,39	0,39		0,88	0,03	0,03		9,6
<b>Gd</b>	0,30	0,36	0,01	0,01		0,86	0,02	0,02		15,8
<b>Tb</b>	0,31	0,36	0,01	0,01		0,83	0,02	0,02		15,4
<b>Dy</b>	0,33	0,37	0,02	0,02		0,78	0,30	0,30		
<b>Ho</b>	0,31	0,31	0,05	0,05		0,73	0,02	0,02		13,3
<b>Er</b>	0,31	0,29	0,01	0,01		1,74				
<b>Tm</b>	0,63	0,313	0,04	0,04						
<b>Yb</b>	0,43	0,265	0,03	0,03		0,98	0,02	0,02		8,1
<b>Lu</b>	0,43	0,43	0,04	0,04		0,82	0,02	0,02		

**Tabla 7.4.** Coeficientes de reparto disponibles de los minerales seleccionados en cada sector para basaltos (sector occidental) y lamprófidos (sector central).

materiales.

Finalmente, dado que el modelo se formula para un litotipo concreto en cada sector y con una mineralogía concreta, a partir de las relaciones interelementales establecidas para cada uno de los casos (*cfr.* capítulo 6), se puede intentar extrapolar las ecuaciones hacia términos más primitivos, intentando acercarnos a la composición del protolito.

## 7.4. Propuesta de un modelo.

Una vez elegidos los parámetros deducibles previamente por criterios petrológicos y geológicos ( $C_o$ ,  $C_M$  y proporciones modales) el siguiente paso es el cálculo del modelo. Para ello diseñamos una hoja de cálculo (Fig. 7.2) con las fórmulas del proceso ACF y que contemplaba la posibilidad de realizar variaciones en todos los parámetros ( $C_o$ ,  $C_M$ ,  $C_A$ , proporciones modales,  $r$  y  $F$ ).

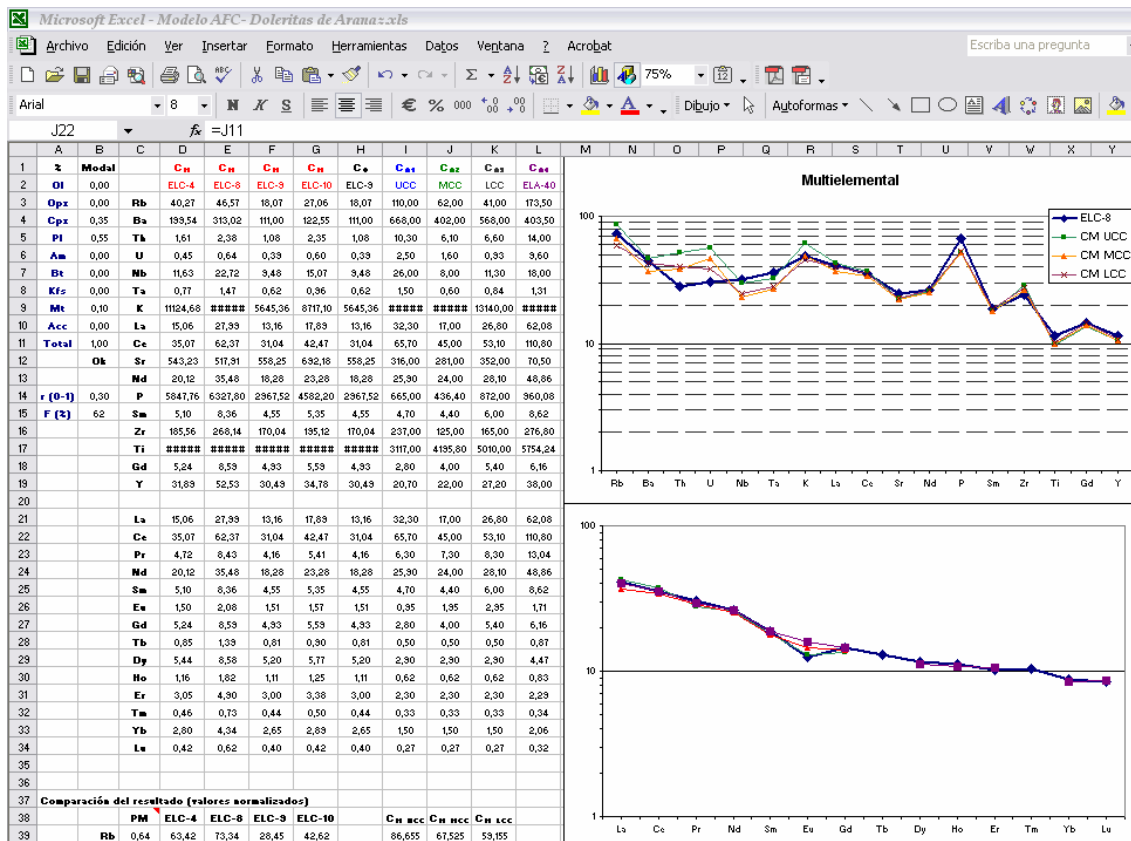
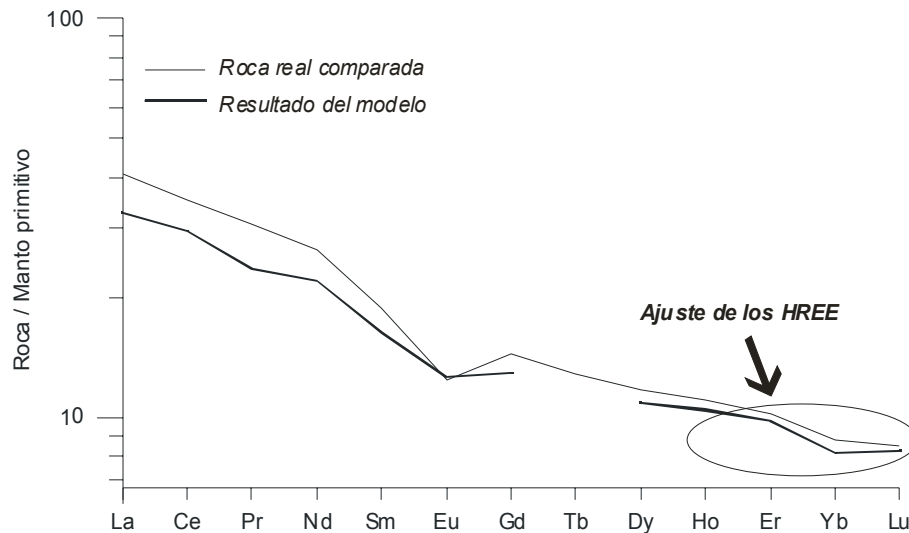


Fig. 7.2. Aspecto del área de introducción de datos en la hoja de cálculo (creada con Microsoft Excel™) desarrollada para construir el modelo ACF.

Los elementos traza cuya concentración  $C_L$  es obtenida, son los que se consideran en los diagramas multielementales y de REE, de manera que podrán ser representados, y comparados sus valores normalizados con  $C_M$ . Sin embargo, no todos los elementos han sido ponderados por igual a la hora de obtener el modelo que considerábamos más satisfactorio, puesto que el grado de alteración de las rocas nos exige tener gran cuidado en este sentido. Algunos elementos del grupo de los LILE son altamente móviles en los procesos de alteración que han podido afectar a estas rocas, por lo que la necesidad de ajustar los modelos en función de los resultados obtenidos para esos elementos es menor que en el caso de las REE, mucho más inmóviles.

Así, el inicio del ajuste de los parámetros  $r$  y  $F$ , se realizó, a partir del diagrama de REE, considerando los elementos más pesados (Fig. 7.3), que se comportan como elementos altamente incompatibles en general (cfr. capítulo 6) y que no varían significativamente con la variación de la tasa de asimilación. De esta manera se pudo ajustar el valor adecuado de la cantidad de fundido remanente ( $F$ ).

Posteriormente, con el valor obtenido de  $F$ , se estimó el valor del parámetro  $r$  necesario,



**Fig. 7.3.** Inicio del refinamiento del modelo ACF desarrollado; ajuste de los elementos HREE por medio de la variación del parámetro F.

ajustando el resultado tanto para los LREE como para los otros elementos representados en el diagrama *spider*, valorando, eso sí, las consideraciones citadas al principio acerca del grado de movilidad de algunos elementos. El rango de variación de  $r$  abarcó, inicialmente, desde 0.01 ( $\approx$  asimilación nula = cristalización fraccionada pura) hasta 0.3 (*cfr.* apartado anterior).

#### 7.4.1. Modelo propuesto en el sector Occidental.

En el sector occidental, destaca la relativa monotonía de la composición mineral involucrada en el proceso, pues los minerales principales que se fraccionan son clinopiroxeno y plagioclasa (además de magnetita como accesorio), lo cual concuerda con la mineralogía descrita para las doleritas de Aranaz (*cfr.* capítulo 4). Así, los modelos han sido obtenidos variando las proporciones de estas dos fases principales en la fraccionación y modificando, a su vez, los parámetros  $r$  y  $F$ . Los valores definitivos que han requerido los parámetros del proceso se indican en la Tabla 7.5.

Las diferencias derivadas de la naturaleza del material asimilado considerado son pequeñas; en el caso de los REE son inferiores al 2% y en los LILE y HFSE alcanza el 10% en los elementos más móviles (p.e. Rb y Ba).

Muestra	Clinopiroxeno	Plagioclasa	Accesorios	Fundido remanente	$r$ (asimilación vs cristalización)
ELC-1	60 %	35 %	05 %	65 %	0,15
ELC-3	75 %	20 %	05 %	65 %	0,15
ELC-4	75 %	20 %	05 %	90 %	0,15
ELC-5	60 %	35 %	05 %	85 %	0,15
ELC-8	15 %	80 %	05 %	56 %	0,15
ELC-10	75 %	20 %	05 %	80 %	0,15

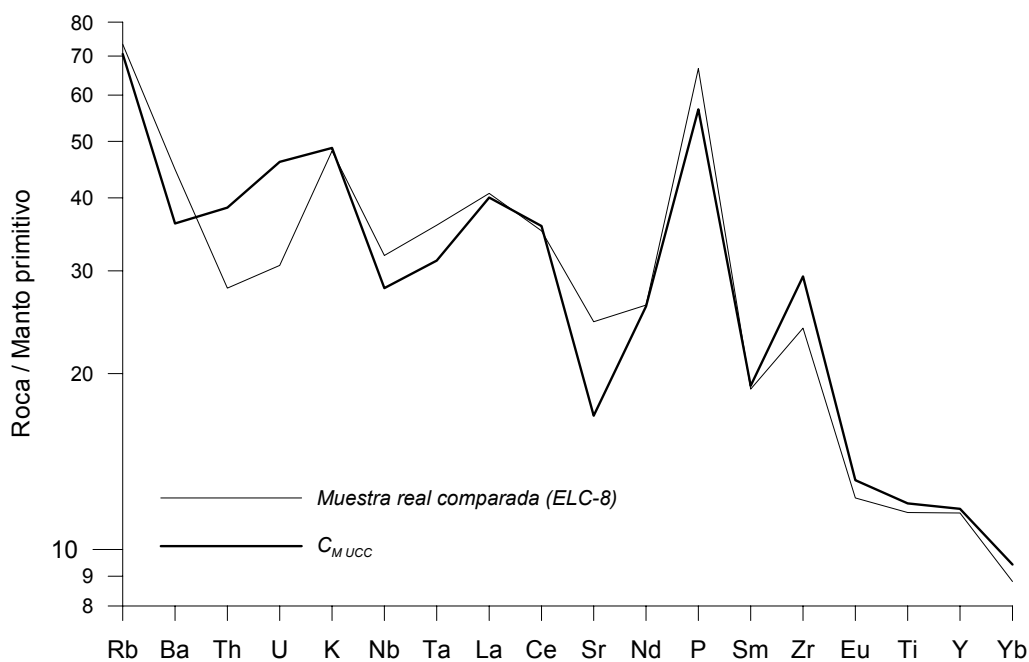
**Tabla 7.5.** Parámetros empleados en la realización del modelo ACF en el sector occidental.

Algunos elementos del grupo HFSE están mejor representados por los modelos que asimilan corteza inferior (Th y U fundamentalmente), mientras que los valores de REE y otros trazas importantes (Ti, Zr, Sr, etc.) se satisfacen mejor en los modelos diseñados con material asimilado de la corteza continental superior.

Dada la gran inmovilidad que presentan los elementos citados en el segundo grupo y su destacado carácter incompatible (*cfr.* capítulo 6), consideramos más oportunos los modelos que asimilan materiales de una composición similar a la propuesta por Wedepohl (1995) para la corteza continental superior; ahora bien, si consideramos el carácter estadístico de esta composición, resulta sencillo imaginar una corteza asimilada en nuestro caso, con características composicionales próximas al modelo de corteza superior de Wedepohl (1995) pero empobrecida en algunos HFSE (Th y U) lo cual permitiría un mejor ajuste de los modelos.

El valor del parámetro  $r$  que mejores resultados ofrece es igual en todos los ejemplos estudiados y, en concreto, el valor propuesto es  $r \approx 0.15$ . La variación de este parámetro, con valores distintos al propuesto, no reduce las diferencias entre las composiciones modelo y las rocas estudiadas. El aumento en la tasa de asimilación (incremento del parámetro  $r$ ) produce un incremento del contenido de los elementos traza más incompatibles (LILE y HFSE) mientras que los elementos menos incompatibles (HREE) apenas sufren variaciones, aumentando la pendiente de las pautas de REE.

El caso de la dolerita más diferenciada (muestra ELC-8) requiere una fraccionación predominante de plagioclasa (80%) frente al clinopiroxeno (Fig. 7.4), situación que no se repite en el resto de muestras estudiadas donde la fraccionación principal es asumida por el clinopiroxeno (Tabla 7.5). Como es lógico esperar, el modelo desarrollado para ELC-8 presenta los parámetros con la máxima fraccionación del conjunto de rocas estudiadas. También existe cierta correlación entre el grado de cristalización del fundido original y el

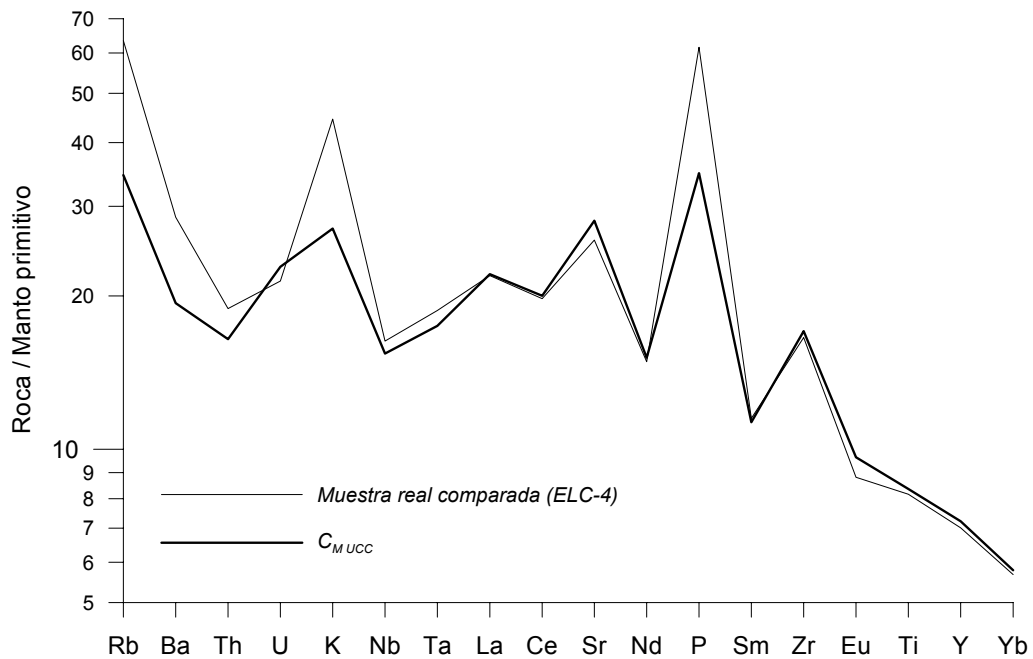


**Fig. 7.4.** Diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza superior (UCC) de Wedepohl (1995), comparados con la dolerita más diferenciada (ELC-8).

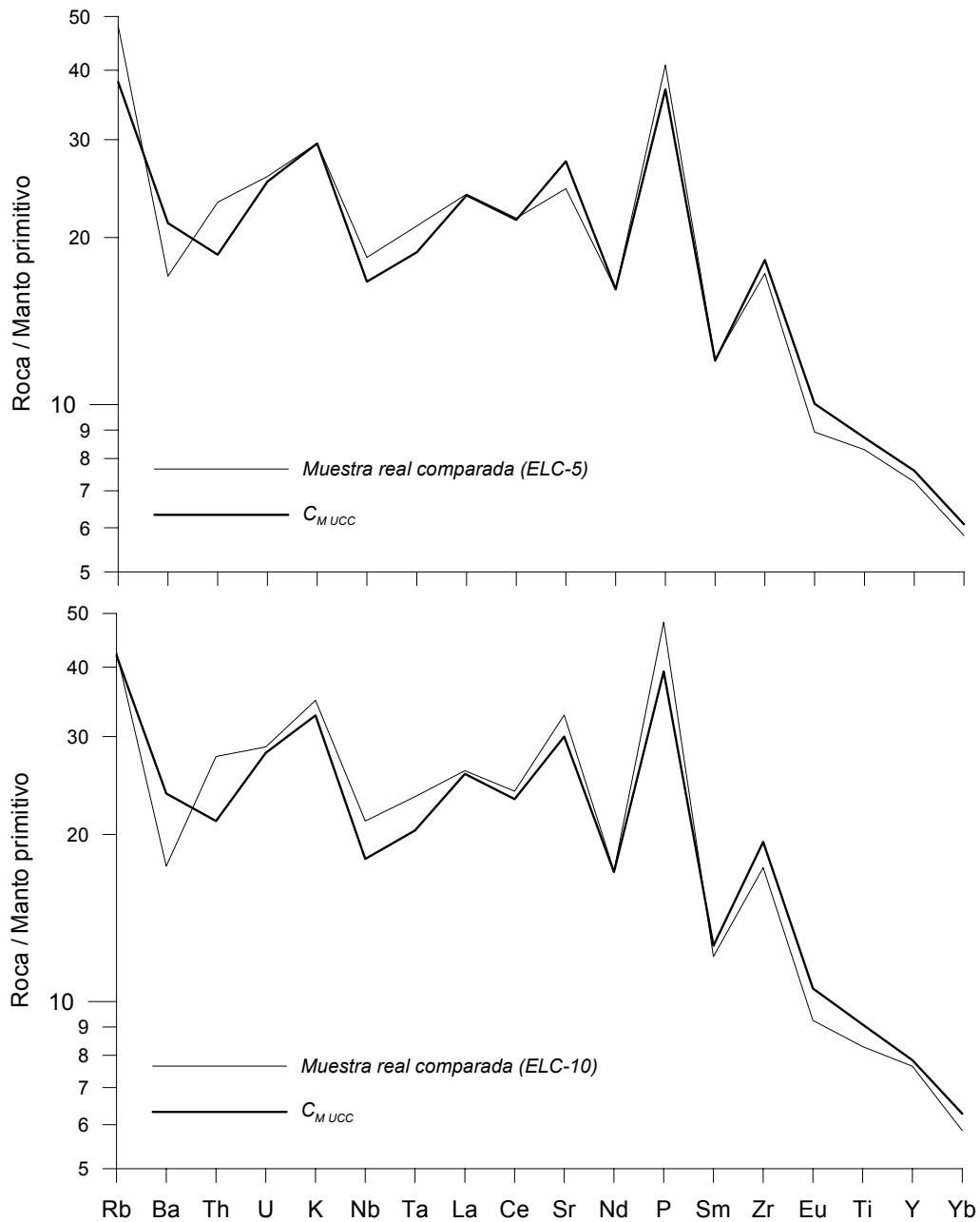
porcentaje de clinopiroxeno que se fracciona (Tabla 7.5), predominando este mineral en las etapas donde permanece todavía gran cantidad de fundido remanente; de manera inversa le ocurre a la plagioclasa, que es mucho más abundante en el ejemplo más diferenciado. Los minerales accesorios considerados (magnetita) permanecen constantes en todos los casos.

Si asumimos que los valores del parámetro  $F$  representan distintas etapas de evolución del líquido estudiado, observamos cómo en los primeros estadios el clinopiroxeno se fracciona mayoritariamente y, conforme evoluciona el líquido, la plagioclasa adquiere un mayor protagonismo. Esta suposición no corresponde exactamente con las observaciones petrográficas (*cf.* capítulo 4) en las que ambos minerales son prácticamente coetáneos o la plagioclasa empieza a cristalizar antes. Estas divergencias pueden deberse a que el modelo no considera distintas composiciones dentro de las fases minerales (p.e.  $An_{85}$  vs  $An_{65}$ ) sino que los coeficientes de reparto son genéricos para cada mineral lo cual nos valida los modelos para composiciones teóricas de los minerales que se fraccionan.

El modelo propuesto que requiere menor fraccionación global es el comparado con la muestra ELC-4 (Fig. 7.5) y en el se observa una buena adecuación de gran parte de los trazas, sobre todo los REE y algunos de elevada carga (Zr, Ti, etc.). Las mayores diferencias entre el modelo y la roca se dan en los elementos más sensibles a la alteración (K y Rb) y en el P; en este último caso, las diferencias también pueden deberse, no tanto a la alteración sino más bien a la falta de coeficientes de reparto para este elemento (Tabla 7.4). En el Th y U existen diferencias mínimas, así como en el par Nb-Ta. Estos cuatro elementos, que se encuentran en gran concentración en algunos minerales accesorios (como apatito o esfena) se ajustan bien en el modelo, por lo que no ha sido necesario fraccionar ninguno de estos minerales accesorios durante el proceso, siendo que, además, no se observan al microscopio en esta roca.



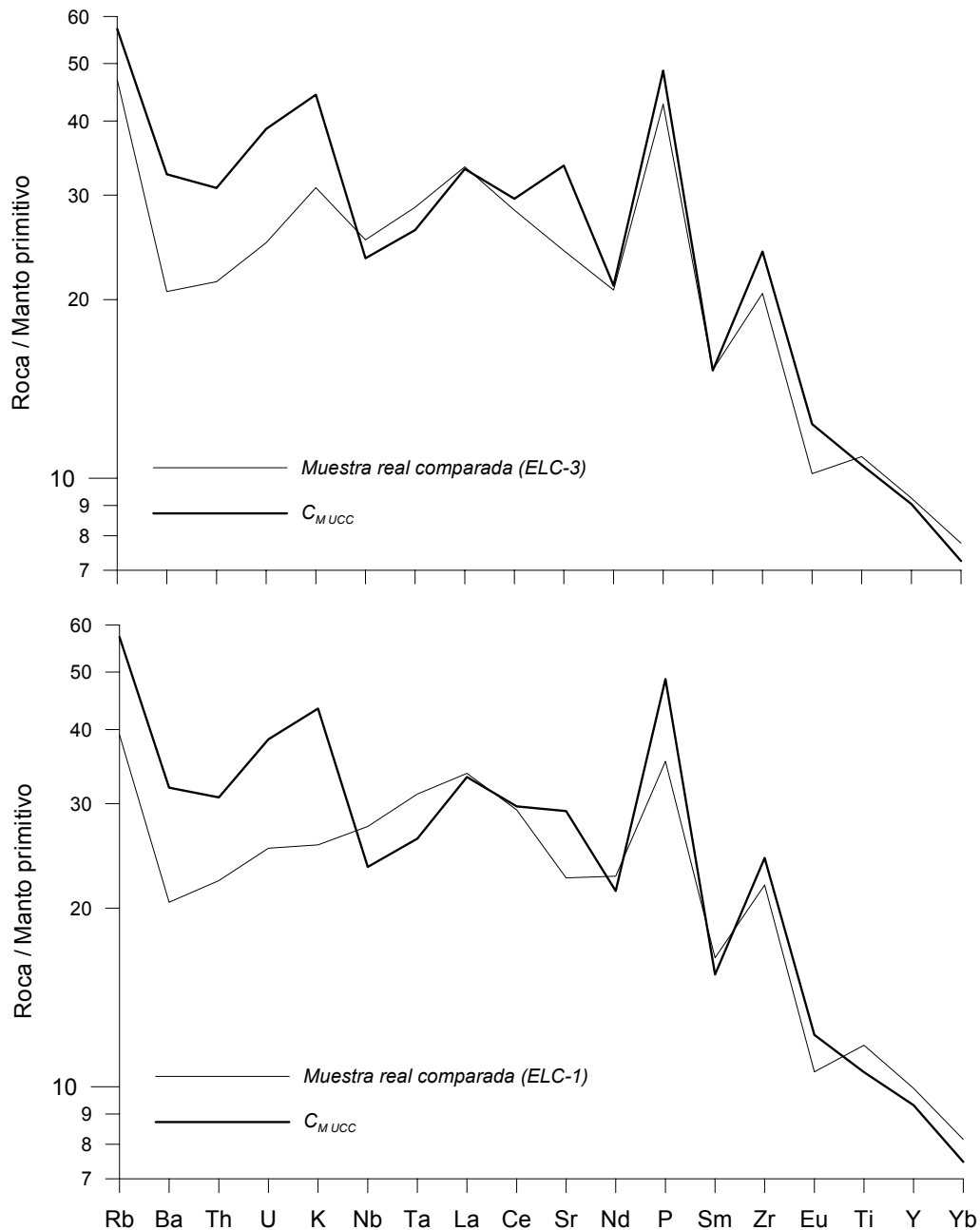
**Fig. 7.5.** Diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza superior (UCC), comparados con la dolerita más indiferenciada (ELC-4).



**Fig. 7.6.** Diagramas multielementales normalizados con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza superior (UCC) , comparados con las doleritas ELC-5 y ELC-10.

El siguiente estadio en la evolución del parámetro F es el desarrollado para las muestras ELC-5 y ELC-10 (Tabla 7.5). En ambos casos, al igual que ocurría en el anterior, los resultados son muy satisfactorios en casi todos los trazas. La elevada coincidencia que presentan los elementos más móviles no tiene porque ser necesariamente interpretada como generada por una elevada precisión del modelo, sino que puede estar relacionada con una aproximación aleatoria, debida a la movilidad de estos elementos. De igual manera, los ligeros desajustes observables para algunos elementos pueden deberse a pequeñas diferencias entre los valores (composicionales y paramétricos) considerados en el modelo y los reales o a la fraccionación de una asociación mineral ligeramente distinta a la considerada. Así, el ligero exceso que se observa en Sr y Eu puede deberse a que la





**Fig. 7.7.** Diagramas multielementales normalizados con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza superior (UCC) , comparados con las doleritas ELC-3 y ELC-1.

plagioclasa quizás se fraccionase algo menos que lo previsto por el modelo. Por el contrario, el empobrecimiento de Th, Nb y Ta puede indicarnos que algo de fraccionación de accesorios con esos trazas podría resultar útil para el modelo, aunque la diferencia es tan pequeña que la proporción modal necesaria resulta muy escasa; de hecho, no se observan estos minerales al microscopio (*cf.* capítulo 4).

Los modelos con un grado de fraccionación del líquido intermedio ( $F \approx 65\%$ ) son los más problemáticos de entre los propuestos. En ambos casos existen divergencias entre la roca y el modelo mayores que en los demás casos y, su explicación resulta algo compleja (Fig. 7.7). El enriquecimiento en Eu y Sr parece deberse a una sobre-estimación de la

fraccionación de la plagioclasa, ya de por sí pequeña en estos casos (Tabla 7.5). El par Nb-Ta se encuentra empobrecido respecto a las rocas, por lo que pudiera ser necesaria la incorporación de una pequeña proporción de esfena al sistema. Sin embargo, el enriquecimiento en Th-U de los modelos resulta más difícil de explicar pues ninguna fase con esos elementos ha sido fraccionada en el proceso. De ahí se sugiere que estas rocas en concreto, pudieran estar empobrecidas en estos dos elementos por la extracción de alguna fase rica en ellos (p.e. apatito) antes de su enfriamiento y consolidación. El resto de diferencias observadas (Fig. 7.7) atienden a elementos móviles en los procesos secundarios, por lo que, como indicábamos al principio, su interés es relativamente menor.

Finalmente, en el caso del modelo más fraccionado (ELC-8; Fig. 7.4) observamos algunas similitudes con el caso anterior, como son las diferencias en Th-U y Nb-Ta. En este caso, el Sr está empobrecido en el modelo, pese a que la fraccionación mayoritaria corresponde a la plagioclasa, mineral rico en este elemento traza. Dado que una adición de apatito al sistema (mineral también rico en Sr) supondría un aumento mayor en las proporciones finales de Th y U, descartamos esta posibilidad y nos inclinamos más hacia una posible presencia de esfena en la fraccionación, mineral rico en Ca (sustituido comúnmente por Sr) que supone, también, una fuente de Nb y Ta.

Si ahora tomamos en consideración el conjunto de los modelos propuestos observamos que en los primeros estadios de diferenciación, predomina la fraccionación del clinopiroxeno y los únicos minerales accesorios involucrados son óxidos de Fe-Ti. Por el contrario, al avanzar en el proceso, la plagioclasa adquiere un mayor peso en la fraccionación y resulta necesario incluir un mineral accesorio rico en Nb-Ta y Sr como puede ser el caso de la esfena, por otra parte, que aunque no se ha descrito en estas rocas, es un mineral común en rocas alcalinas.

#### 7.4.2. Modelo propuesto en el sector central.

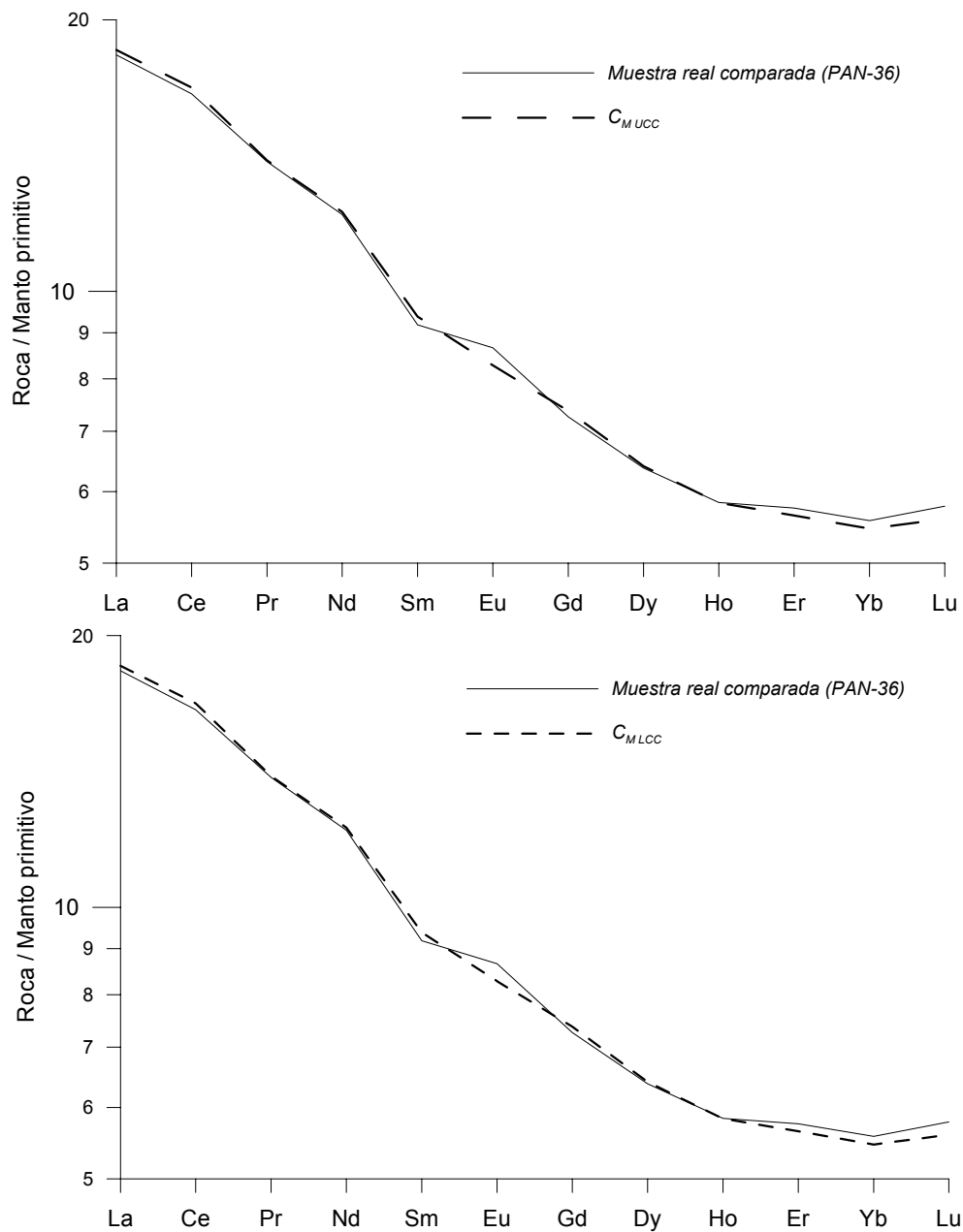
En el sector central, el modelo propuesto es más complejo que en el caso anterior, puesto que la simple variación de los dos parámetros  $r$  y  $F$ , para iguales proporciones modales, no es capaz de representar todas las rocas estudiadas (como sí ocurría en el caso de las doleritas). En este caso, resulta necesario variar la composición modal para obtener resultados que se aproximen a los ejemplos considerados (Tabla 7.6).

Muestra	Cpx	Am	Pl	Acc	Mag	Fundido	Asimilación ( $r$ )
PAN-36	40 %	0 %	50 %	03 %	02 %	93 %	0.10
PAN-37	0 %	65 %	25 %	05 %	05 %	30 %	0.15
PAN-38	35 %	10 %	45 %	05 %	05 %	53 %	0.15
PAN-39	35 %	10 %	45 %	05 %	05 %	60 %	0.15

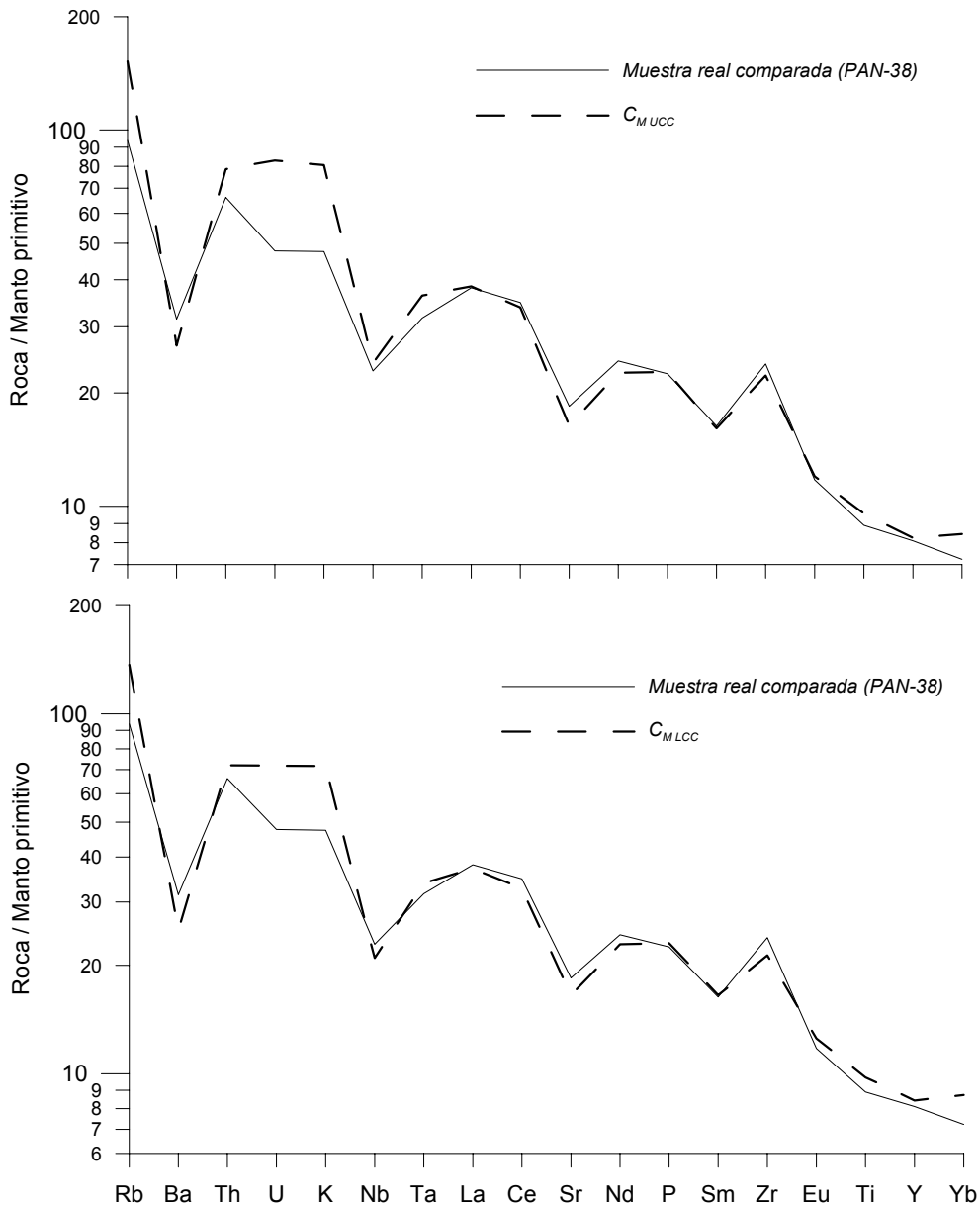
**Tabla 7.6.** Composición modal considerada en cada uno de los casos considerados, en el modelo ACF desarrollado en los lamprófidos de Panticosa (Sector central).

La principal diferencia respecto al modelo del sector occidental, resulta en la necesidad de fraccionar anfíbol y minerales accesorios (apatito, esfena y circón) para obtener pautas similares a los ejemplos de muestra, lo cual es consistente con las consideraciones extraídas del estudio geoquímico (*cfr.* capítulo 6).

El modelo obtenido (Fig. 7.9) para el lamprórido menos diferenciado de todos los comparados (PAN-36) requiere una fraccionación muy pequeña para obtener un resultado satisfactorio y es independiente del grado de asimilación de material cortical, pues no se observan variaciones en el modelo para el caso de una asimilación nula (cristalización fraccionada simple) o para los grados máximos delimitados por los otros lamprófidos ( $r \approx 0.15$ ). Podemos afirmar, por lo tanto, que este lamprórido se relaciona con el material de partida por una cristalización fraccionada simple (o con una asimilación muy pequeña), y presenta un grado de fraccionación muy pequeño (8% de cristalización) respecto al líquido considerado como punto de partida, representado en la muestra PAN-19. La composición modal que se fracciona en este modelo es idéntica a la que se observa petrográficamente (*cfr.* capítulo 4) y tanto el clinopiroxeno como la plagioclasa juegan el papel fundamental en



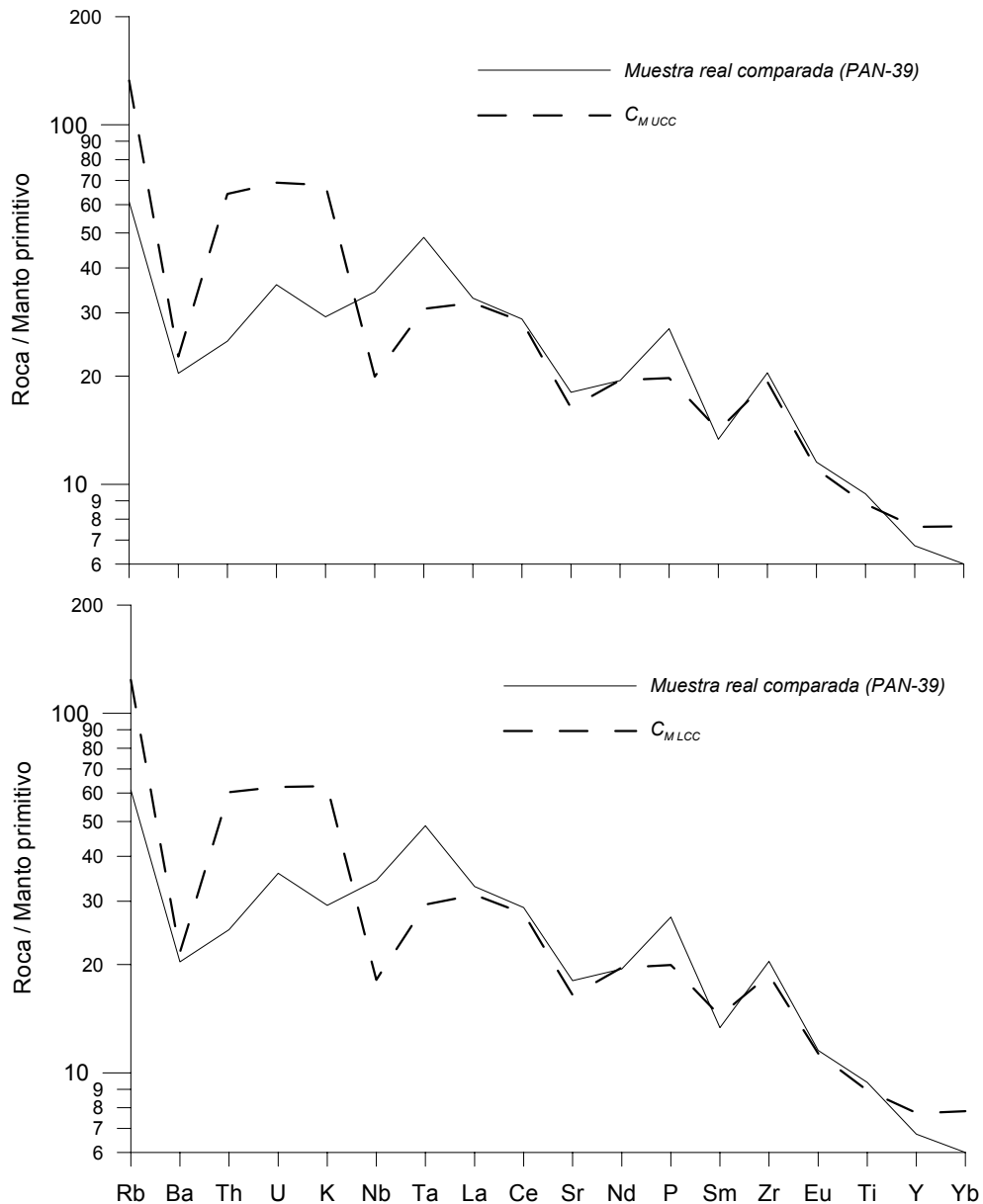
**Fig. 7.9.** Diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza superior (UCC) e inferior (LCC) de Wedepohl (1995), con el lamprórido menos diferenciado (PAN-36).



**Fig. 7.10.** Diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza inferior (LCC) de Wedepohl (1995), comparando con un lamprófidio intermedio (PAN-38).

la fraccionación. En este caso el tipo de material asimilado es, por lo dicho anteriormente, poco significativo para el resultado final (Galé *et al.*, 2004b).

En el caso de los lamprófidios intermedios (PAN-38 y PAN-39), los modelos propuestos presentan similares parámetros  $F$  (53% *vs.* 60%) y  $r$  (aprox. 0.15) y requieren una composición mineral que se fracciona (Tabla 7.6) parecida; las diferencias surgen en el grado de ajuste del modelo obtenido para cada caso. En cuanto al tipo de material asimilado, los mejores resultados se obtienen, en general, al incorporar material de corteza inferior; esto se debe a que las composiciones de corteza superior de Wedepohl (1995) consideran contenidos de los HFSE considerablemente elevados y, por lo tanto, su inclusión en el sistema eleva el contenido de dichos elementos en el modelo, sobre todo en el caso del U y Th. Esta situación contradice a las composiciones que observamos en el caso de

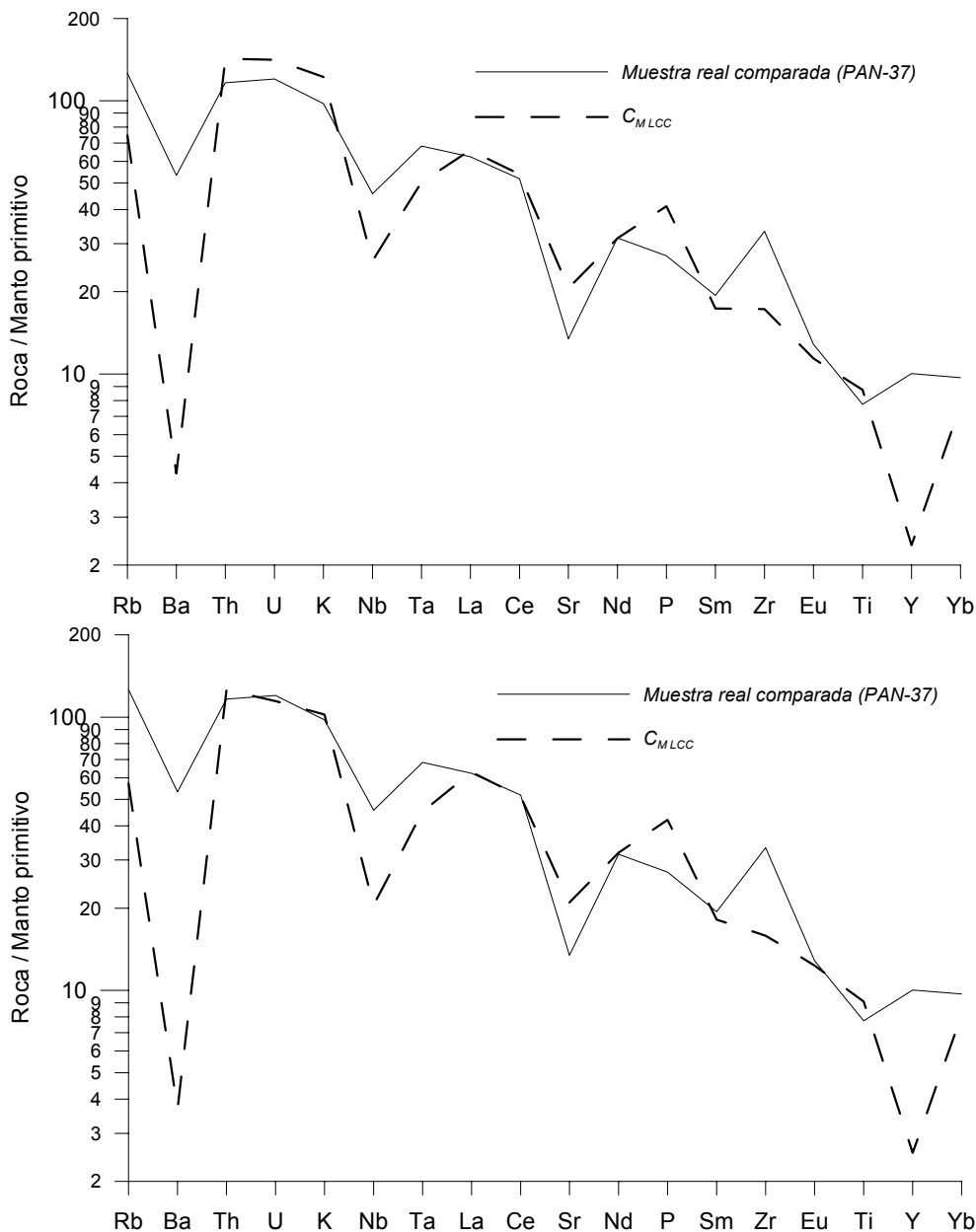


**Fig. 7.11.** Diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza inferior (LCC) de Wedepohl (1995), comparando con un lamprófido intermedio (PAN-39).

nuestros lamprófidos, puesto que no presentan destacadas anomalías positivas en Th y U, llegando, incluso, a presentar pautas planas (PAN-39, *cfr.* capítulo 6).

La modelización para el lamprófido PAN-38 (Fig. 7.10) genera valores bastante ajustados a la composición real en todos los traza (incluidos algunos de los elementos móviles en los procesos de alteración) con la única salvedad del U y el K, que resultan enriquecidos en el modelo respecto de la roca real. Sin embargo el lamprófido PAN-39 presenta buenos resultados (Fig. 7.11) en los trazas inmóviles (REE, Ti, Zr, etc.) y algunos otros como el Ba y el Sr; por el contrario, otros elementos del grupo de los HFSE arrojan valores variables, enriquecidos para el caso del Th, U y K y empobrecidos en Nb-Ta.

El caso más extremo está representado por el lamprófido rico en tschermakita (PAN-37) que requiere de un grado elevado de fraccionación (30%) y una asimilación similar a los



**Fig. 7.12.** Diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de los resultados obtenidos por el modelo con asimilación de material de corteza inferior (LCC) de Wedepohl (1995), comparando con el lamprófido más diferenciado (PAN-37).

casos anteriores ( $r \approx 0.15$ ), lo cual es compatible con su carácter mucho más diferenciado que el resto de los lamprófidos estudiados (*cfr.* capítulo 6). En este caso, el mineral más importante durante la cristalización es el anfíbol, mientras que el piroxeno no es necesario para obtener un modelo ampliamente satisfactorio (Fig. 7.12). Estas proporciones de minerales que se fraccionan (Tabla 7.6) coinciden con la composición modal establecida petrográficamente (*cfr.* capítulo 4).

En este ejemplo, la adecuación del modelo a la roca es muy buena para el Th, U, REE y Ti, mientras que otros trazas significativos presentan un empobrecimiento en el modelo (Nb, Ta, Y y Zr). Dado que en los cálculos para esta roca hemos incluido fases accesorias capaces de concentrar estos elementos, estos desajustes podrían estar relacionados bien con su inclusión en el modelo en proporciones distintas a las reales o bien con la aplicación de

coeficientes de reparto para estas fases distintos a los que realmente se produjeron (Galé *et al.*, 2004b). Ha de tenerse en cuenta que estos minerales accesorios suelen tener coeficientes de reparto elevados para los elementos traza, de modo que variaciones en estos coeficientes de reparto o pequeñas modificaciones en las proporciones modales pueden modificar drásticamente el resultado del modelo. Discutiremos estos aspectos a continuación.

Observando el conjunto de los resultados se constata que el clinopiroxeno juega un papel muy importante en los términos más indiferenciados mientras que ese rol disminuye en favor de la fraccionación de la plagioclasa y el anfíbol hacia los términos más diferenciados.

El papel que asumen los minerales accesorios es, en todos los casos, importante dada la capacidad que tienen estas fases de acumular elementos traza (Rollinson, 1992); de esta manera, una pequeña fraccionación de alguno de estos minerales, nos permite ajustar los modelos en un sentido o en otro (p.e. el circón aporta Zr e Y al sistema, el apatito aporta Th y U, etc.). En todos los casos considerados las proporciones de estos minerales que se fraccionan son similares (Tabla 7.6) si bien el ejemplo menos diferenciado (PAN-36) requiere sólo un total de 5% de estos minerales, mientras que en el resto, esta proporción alcanza el doble; aún así, las diferencias con el resto de ejemplos son pequeñas (aprox. 2-3%) (Galé *et al.*, 2004b).

En cuanto a la identidad de esos minerales accesorios, la magnetita es ubicua en todos los lamprófidos (*cfr.* capítulo 4) por lo que consideramos necesaria su presencia en el modelo. De hecho, de los minerales accesorios observados, es el que está presente en mayor proporción.

Otro accesorio fundamental que destaca petrográficamente, es el apatito; este mineral juega un papel importante en el proceso petrogenético, debido a su capacidad para incorporar elementos traza (Rollinson, 1992). En el momento de realizar la modelización, no se disponía de coeficientes de reparto de algunos elementos comunes en apatitos, como el Sr que, de ser incluidos en los modelos, pueden ofrecer ajustes óptimos en el caso de dichos elementos.

Las diferencias observadas para el par Nb-Ta entre el modelo y la roca en los casos de PAN-37 y PAN-39 pueden responder a la necesaria fraccionación de minerales ricos en esos elementos traza que no se han contemplado aquí. En concreto, la muestra PAN-37 contiene esfena como accesorio (*cfr.* capítulo 4), mineral que presenta coeficientes de reparto elevados para dichos elementos traza ( $D_{Nb}=4.65$  y  $D_{Ta}=13$ ; Rollinson, 1992), de tal manera que la inclusión de este mineral como accesorio en el sistema podría elevar sensiblemente el resultado del modelo para estos elementos. En la otra roca no se ha observado esfena al microscopio, pero su presencia en muy pequeña proporción durante la cristalización sería suficiente para obtener un modelo más satisfactorio.

Pese a que no se ha observado al microscopio, el circón podría tener cabida en el modelo para el lamprófido más diferenciado (PAN-37), puesto que, aún en pequeñas proporciones, aumentaría notablemente el valor obtenido de Zr y, en menor medida, el de Y, lo cual supondría un ajuste mejor del modelo respecto a la roca real.

En definitiva, la incorporación necesaria de algunos minerales accesorios, en pequeñas proporciones (1-2%), puede contribuir a obtener unos modelos más ajustados, si cabe, a los lamprófidos comparados (Galé *et al.*, 2004b).

### 7.4.3. Comparación entre los dos sectores.

Las diferencias más importantes que observamos entre los modelos desarrollados en ambos sectores, entendemos que atienden a la tasa y a la naturaleza del material asimilado y los minerales que se fraccionan.

Las diferentes proporciones de fundido remanente obtenidas para los modelos en ambos sectores, corresponden con las pautas de fraccionación observadas previamente (*cfr.* capítulo 6), de manera que en los lamprófidos, donde tenemos las muestras más diferenciadas (PAN-37, con mg#: 0.42, 53.56% de SiO<sub>2</sub>, presencia de anfíbol, etc.), es lógico esperar valores más elevados de fundido cristalizado (o valores más bajos de *F*), tal como en efecto se han obtenido.

Las fases minerales que se fraccionan, son un reflejo de la composición modal de las rocas consideradas y así, en el caso de las doleritas del sector occidental, cuya composición mineral es más monótona, las fases minerales que es necesario hacer cristalizar en los modelos son solamente dos, clinopiroxeno y plagioclasa (con magnetita como accesorio), y coinciden con las observaciones petrográficas (*cfr.* capítulo 4). Sin embargo, los lamprófidos presentan una composición modal algo más compleja, con la presencia de anfíbol y algunos accesorios (fundamentalmente apatito, pero también esfena) lo cual queda reflejado en los modelos en la necesidad de incluir estos minerales (y otros no observados al microscopio) en el proceso de fraccionación (Galé *et al.*, 2004b). Además esa variabilidad de composiciones se corresponde con las diferentes proporciones modales utilizadas en los modelos (Tabla 7.6).

En detalle, los modelos desarrollados para las doleritas dependen principalmente de la fraccionación de clinopiroxeno y en menor medida de la de plagioclasa (salvo en el ejemplo más fraccionado) y muy poco de la presencia de accesorios, mientras que en los lamprófidos, este papel fundamental lo comparte con el anfíbol y los minerales accesorios. En este sentido, los accesorios necesarios en el proceso difieren en ambos sectores; en el sector occidental, en los ejemplos más evolucionados, es necesaria la incorporación de una pequeña proporción de esfena para explicar algunos contenidos de trazas, mientras que en el sector occidental, la presencia de diferentes minerales accesorios (apatito, esfena y circón) resulta especialmente útil en todos los modelos considerados.

En cuanto a la naturaleza del material asimilado, en el caso del sector occidental, los resultados obtenidos más satisfactorios corresponden con modelos que asimilan material de corteza continental superior, mientras que en el sector central los modelos ofrecen mejores resultados con material propio de corteza inferior.

En este sentido, cabe preguntarse si esa diferencia entre los tipos de materiales asimilados en ambos sectores, se debe a que los procesos de interacción fundido-corteza tuvieron lugar a mayor profundidad en el sector central, o por el contrario, a que la corteza continental superior estaba algo más engrosada en el sector occidental en el momento de tener lugar dichos procesos; esta segunda posibilidad es coherente con un modelo geodinámico en el cual la extensión (y, por consiguiente, el adelgazamiento cortical), fue algo mayor en el sector central.

En cuanto a la tasa de asimilación, adquiere valores relativamente similares en



ambos casos (0.15 *vs* 0.20) por debajo del límite termodinámico considerado tradicionalmente de 0.30, si bien es algo menor en el sector occidental. Esta situación es coherente con la naturaleza del material asimilado que describíamos anteriormente, puesto que unos niveles de corteza algo más profundos, deberían encontrarse bajo unas condiciones de temperatura más elevadas. En ese contexto, el fundido no pierde tan rápidamente capacidad calorífica, al existir un contraste menor en las temperaturas, por lo que su capacidad para asimilar material cortical es algo mayor.

## 7.6. Conclusiones.

En el capítulo anterior se demostró que en el origen del magmatismo estudiado son de gran importancia los procesos del tipo ACF y los protolitos originales eran diferentes en ambos sectores. Por este motivo, se ha realizado la modelización de los procesos ACF en dos grupos litológicos, doleritas y lamprófidos, representativos del sector occidental y central respectivamente.

En las *doleritas del MCV*, los resultados obtenidos son los siguientes:

- los minerales que se fraccionan son, principalmente, clinopiroxeno y plagioclasa, y la magnetita como mineral accesorio, lo cual es coherente con la monótona composición modal que presentan estas rocas.
- El papel fundamental en la fraccionación recae sobre el clinopiroxeno, mientras que la plagioclasa tiene un rol secundario. Los accesorios no son determinantes y la presencia de un mineral del tipo esfena puede explicar las composiciones observadas.
- El material asimilado en el proceso es similar al modelo de corteza continental superior de Wedepohl (1995) y el valor que adquiere la tasa de asimilación es uniforme y próximo a  $r = 0.15$ .
- El grado de cristalización del líquido (F de 90% a 56%) corresponde con el rango relativamente corto de fraccionación observado por criterios de geoquímica de elementos traza.

En los *lamprófidos de Panticosa*, el modelo obtenido se caracteriza por:

- La mineralogía que es necesario fraccionar corresponde con clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol y minerales accesorios entre los que se encuentran apatito, esfena y magnetita. En este caso, la composición modal concuerda con las observaciones petrográficas, con la salvedad del anfíbol, puesto que en algunos de los ejemplos considerados no se ha reconocido este mineral y, sin embargo, es necesaria una pequeña fraccionación del mismo para obtener los modelos propuestos.
- El anfíbol, junto con los minerales accesorios del tipo apatito, esfena y circón, juegan un papel decisivo en este caso, mientras que los minerales principales tienen menor importancia final.
- El material asimilado en el proceso es similar al modelo de corteza continental inferior de Wedepohl (1995) y el valor que adquiere la tasa de asimilación es uniforme y próximo a  $r = 0.20$ .
- La fraccionación necesaria en este modelo es elevada (F de 93% a 30%), lo cual concuerda con la presencia de litotipos de lamprófidos muy diferenciados, con alto contenido en  $\text{SiO}_2$ , valores bajos de  $mg^\#$  y presencia de anfíbol como fase ferromagnesiana.

La comparación entre los modelos propuestos en ambos sectores sugiere diferencias a escala ámbito geodinámico entre el sector occidental y el central, que son el objeto de estudio del siguiente capítulo.



8

---

***CONTEXTO GEODINÁMICO***

## INDICE DEL CAPÍTULO

<b>8.1. Introducción.</b> _____	313.
8.1.1. <i>Planteamiento general.</i>	313.
8.1.2. <i>Los magmatismos variscos y alpinos en la cadena pirenaica.</i>	313.
8.1.3. <i>Discusión de los criterios geológicos y geoquímicos.</i>	316.
8.1.4. <i>Exposición y crítica de resultados.</i>	319.
<b>8.2. Consideraciones sobre el marco geodinámico y su evolución.</b> _____	320.

## **8.1. Introducción.**

### **8.1.1. Planteamiento general.**

La actividad volcánica tardi-varisca en los Pirineos puede dividirse en dos ciclos tectono-magmáticos (Bixel, 1984 y 1988): el primero, de naturaleza calcoalcalina, tuvo lugar durante el final del periodo Carbonífero y el inicio del Pérmico, y el segundo, con una composición progresivamente más alcalina, tuvo lugar durante el intervalo Pérmico Medio a Pérmico Superior.

En esta memoria nos hemos centrado en el estudio de las últimas expresiones de esta actividad (vulcanismo alcalino del Pérmico), que era la menos estudiada. El marco geodinámico que formulemos para este vulcanismo debe ser coherente con la evolución conocida del manto en Pirineos, desde el Paleozoico Inferior hasta el Mesozoico, por lo que es necesario considerar las hipótesis formuladas para el resto de magmatismos que se sucedieron durante los ciclos Varisco y Alpino.

En este capítulo abordaremos, en un primer lugar, las principales características de estos magmatismos, así como las hipótesis formuladas por los diferentes autores, acerca de su génesis y de su ambiente geodinámico para, posteriormente, discutir los criterios considerados en el caso del magmatismo alcalino pérmico y, finalmente, establecer un marco integrado dentro de la evolución geodinámica temporal de la cadena pirenaica.

Durante la era paleozoica se han sucedido distintos magmatismos en el dominio pirenaico, abarcando desde el Ordovícico hasta el Pérmico. Los datos disponibles acerca de estos eventos magmáticos son fragmentarios pero, en la mayoría de los casos, se han establecido unas características composicionales y unas hipótesis genéticas que nos serán de utilidad para nuestro propósito. En este sentido, la monografía de Geología de España (J. A. Vera, ed.; 2004) recoge una magnífica síntesis de los conocimientos actuales acerca de estos magmatismos que, como se verá, se enmarcan, a grandes rasgos, bajo dominios compresionales.

El magmatismo durante la era mesozoica transcurre en un contexto diferente al del Paleozoico, con dominios fundamentalmente extensionales y, dentro de este intervalo centraremos la atención en dos eventos mayores: el magmatismo toleítico triásico y el magmatismo cretácico, ampliamente extendidos a lo largo de los Pirineos y de la Cordillera Cantábrica.

### **8.1.2. Los magmatismos variscos y alpinos de la cadena pirenaica.**

El magmatismo paleozoico registrado en la cadena pirenaica se puede dividir en cuatro etapas temporales en las que se emplazan magmas composicionalmente diferentes (Tabla 8.1), que están ligados a contextos también diferentes.

El magmatismo más antiguo presente en la cadena aflora en los macizos de la Zona Axial Pirenaica (ZAP), intercalado entre la serie metasedimentaria cambro-

<i>Tiempo</i>	<i>Afinidad</i>	<i>Marco geodinámico</i>
<i>Pérmico Medio</i> a <i>Pérmico Superior</i>	Transicional a alcalino	Transtensivo
<i>Pérmico Inferior</i> - <i>Carbonífero</i>	Calco-alcalino	Fini-compresivo
<i>Ordovícico Superior</i>	Calco-alcalino + Transicional a alcalino	Distensivo ???
<i>Ordovícico Inferior</i>	Calco-alcalino + Toléítico	Fini-compresivo

**Tabla 8.1.** Distribución temporal, composición y dominio tectónico de los principales magmatismos registrados en los Pirineos

ordovícica (Navidad, 2004). La mayor parte de este magmatismo está formada por ortogneises metagraníticos peraluminicos de afinidad calco-alcalina y origen cortical, con una edad de emplazamiento Ordovícico Inferior (Navidad, 2004 y referencias que contiene). Además, se han reconocido también algunos niveles de porfiroides metavolcánicos calco-alcalinos cuya composición geoquímica evidencia su origen en un margen continental ligado a un ámbito fini-compresivo (Navidad, 2004; Navidad *et al.*, 1996).

Asociados a los porfiroides se intercalan metabasitas de afinidad toleítica, representantes de magmas poco evolucionados afines a E-MORB, ligados a un dominio de margen continental con pautas propias de ámbitos subductivos (Navidad *et al.*, 1996; Navidad, 2004).

El siguiente episodio magmático es de edad Ordovícico Superior y aflora tanto en la Zona Axial Pirenaica (Navidad, 2004) como en las Cadenas Costero-catalanas (Navidad y Barnolas, 1991). Está constituido por dos volcanismos diferentes: el más abundante es de carácter ácido, tiene afinidad calco-alcalina (Duran *et al.*, 1984) y está ligado a un contexto intraplaca (Martí *et al.*, 1986), mientras que el segundo, caracterizado por manifestaciones básicas, tiene una afinidad transicional a alcalina y su origen relacionado con un ámbito distensivo donde los aportes metasomáticos cumplieron un papel destacado (Debon *et al.*, 1996).

Sin duda alguna, el plutonismo fini-varisco constituye el evento magmático más importante de este ciclo, debido a su gran extensión a lo largo de todo el orógeno y al gran volumen de magma emplazado. La mayor parte de las intrusiones presentan una afinidad calco-alcalina (Arranz y Lago, 2004 y referencias que contiene) aunque existen, también, términos subalcalinos (p.e. plutón de Aya, Pesquera, 1985; Pesquera y Pons, 1990) y peraluminicos (p.e. Fréidançon-Bossost, Pouget *et al.*, 1989 y 1996). Las hipótesis genéticas sobre estas intrusiones apuntan a

procesos de hibridación variable entre magmas básicos subalcalinos y material cortical procedente de la anatexia de metasedimentos durante el clímax metamórfico varisco (Arranz y Lago, 2004).

El volcanismo calco-alcalino Carbonífero a Pérmico que comprende el primer ciclo tectono-magmático post-varisco de Bixel (1984 y 1988), constituye el equivalente extrusivo al citado plutonismo varisco (Gisbert, 1983; Martí, 1986; Martí y Mitjavila, 1988; Vissers, 1992) y precede al volcanismo alcalino estudiado en la presente memoria. En este magmatismo se reconocen pautas propias de magmas derivados de la corteza (Gilbert *et al.*, 1994; Innocent *et al.*, 1994) en una posible interacción con un manto litosférico (Perini *et al.*, 2004) y su origen ha sido relacionado con un ambiente geodinámico de subducción (Lago *et al.*, 2004).

El magmatismo que sigue al alcalino pérmico se emplaza durante el Triásico Superior. En este intervalo temporal, dentro ya del ciclo Alpino, en el dominio pirenaico se distinguen (Lago *et al.*, 1996) dos provincias magmáticas en relación con dos contextos geodinámicos diferentes:

- La provincia atlántica, donde se desarrolla un magmatismo toleítico (Azambre *et al.*, 1987; Morata *et al.*, 1997; Lago *et al.*, 2000), ligado a la rotación de la placa ibérica respecto a Europa, en donde tiene lugar la apertura del Golfo de Gascuña. Este dominio continuará su evolución con el inicio de la apertura del Atlántico Norte durante el Jurásico. Este magmatismo presenta las características de un manto litosférico subcontinental algo contaminado por material cortical (Alibert, 1985).
- La provincia tethysiana, donde se emplaza un magmatismo alcalino (Azambre y Rossy, 1981; Lago y Pocovi, 1984; Navidad y Álvaro, 1985; Mitjavila y Martí, 1986; Enrique *et al.*, 1987; Lago *et al.*, 1989; Azambre y Fabriés, 1989; Lago *et al.*, 1996), ligado a la apertura del Neotethys, que aflora en el Sistema Ibérico (sector norte del Moncayo), desde la región francesa de Corbières a la de Écrins-Pelvoux en los Alpes Franceses (Buffet, 1984); la del Baix Ebre en Tarragona y la Sierra de Tramuntana al NE de Mallorca. El origen de este episodio magmático (con desarrollo de manifestaciones explosivas e hipovolcánicas) está relacionado con bajas tasas de fusión a partir de un manto parcialmente metasomatizado y se encuadra en la etapa de *sin-rift*, dentro del marco geodinámico del *rifting* mesozoico del sector occidental del Neotethys.

Finalmente, durante el Cretácico, se emplazó un magmatismo alcalino en el dominio pirenaico y en el País Vasco, en un *rift* intracontinental relacionado con la apertura del Atlántico Norte (Rossy, 1988; Cabanis y LeFur Balouet, 1990). Este magmatismo se desarrolló en dos etapas, una Albiense-Cenomaniense, con las mayores tasas de extensión y de fusión de manto y, la segunda, de edad Santoniense, tuvo lugar bajo condiciones menos extensivas y sólo aflora en el sector más occidental (Cabanis y LeFur Balouet, 1989; Castañares *et al.*, 1997; Carracedo *et*



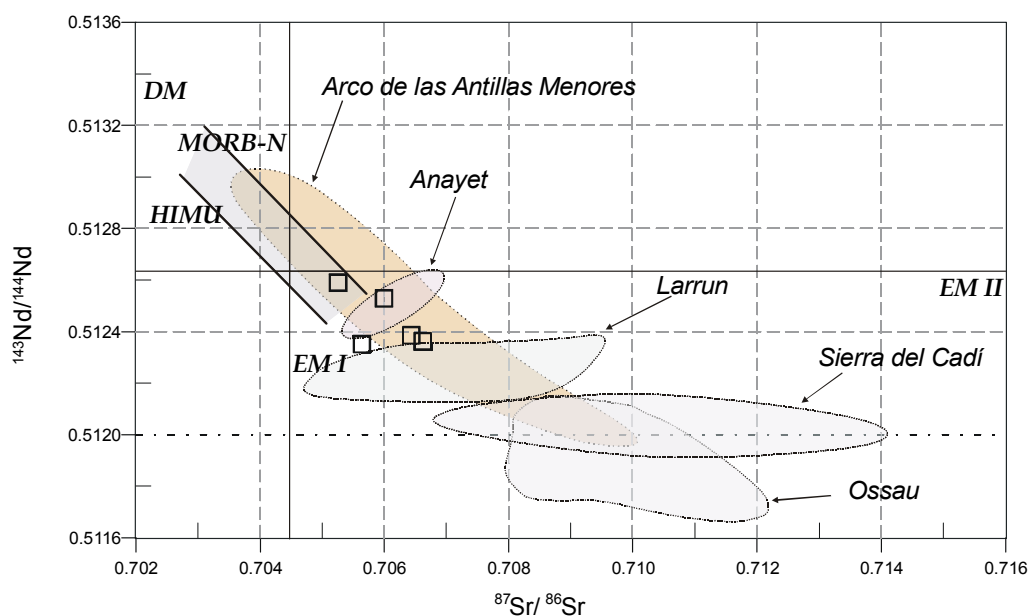
*al.*, 1999 y 2000; Castañares *et al.*, 2001 ).

Nos encontramos pues, ante una sucesión de magmatismos de diferente naturaleza y ligados a contextos tectónicos diferentes, de manera que el escenario propuesto en este apartado debe ser coherente con la evolución del ambiente geodinámico de la cadena pirenaica, desde el final del ciclo Varisco hasta el inicio del ciclo Alpino.

### **8.1.3. Criterios geológicos y geoquímicos.**

En el capítulo 6 observábamos criterios basados en la composición en elementos mayores y traza que sugerían un ambiente geodinámico de tipo post-colisional (*cfr.* apartado 6.5). En concreto, las relaciones entre los elementos traza Th, Hf, Ta, Y, Nb, Zr y La, en diagramas triangulares estadísticos, como los propuestos por Wood (1980), Meschede (1986) y Cabanis y Lecolle (1989) relacionan, en todos los casos considerados, nuestras rocas con ambientes de arco-isla y fuentes de tipo enriquecido, lo cual es coherente con una situación post-colisional.

Como veíamos en el capítulo 6, las relaciones entre elementos del grupo de los HFSE, la ausencia de una anomalía positiva en Nb y Ta, ligada a las elevadas relaciones LILE/REE, las relaciones HFSE/REE y los datos isotópicos Sr-Nd-Pb son criterios que nos permiten establecer un protolito enriquecido similar a EM I para este magmatismo (p.e. valores  $\Delta Nd$  negativos). En concreto, las relaciones isotópicas de Sr-Nd (*cfr.* capítulo 6) muestran valores moderadamente radiogénicos de  $\epsilon Sr$  y un rango variable de  $\epsilon Nd$  positivo, lo cual sugiere que estos magmas pudieron ser originados a partir de un manto continental litosférico, con una fuente heterogénea y variablemente enriquecida (Lago *et al.*, 2004a). Esta heterogeneidad isotópica representa, para algunos autores (Cabanis y LeFur Balouet, 1989; Innocent *et al.*, 1994), una característica heredada de una subducción de material cortical durante la orogenia varisca. La hipótesis de una posible subducción durante la orogenia varisca también ha sido formulada por Perini *et al.* (2004) en el caso del magmatismo tardi-varisco de otras zona del orógeno varisco (Cadena Cantábrica y Macizo Central Francés). Sin embargo, pese a que existen evidencias en otras zonas más externas del orógeno de un proceso de subducción (p.e. Zona de Ossa Morena durante el Devónico-Carbonífero; Simancas *et al.*, 2002) en el caso de las zonas internas del orógeno, como es el caso de los Pirineos, que se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental Leonesa (Julivert y Duran, 1990), este tipo de proceso no es un hecho probado. Esta situación no debe ser un argumento que invalide un modelo relacionado con un proceso de subducción, puesto que en zonas donde este marco geodinámico sí ha sido probado (p.e. Los Andes), la distancia desde la zona de subducción hasta los puntos de emisión de productos volcánicos relacionados puede alcanzar los 500 km; ahora bien, si se acepta el modelo de Simancas *et al.* (2002) sobre la evolución del Macizo Ibérico, en el que la zona más interna del orógeno se encuentra a unos 500 km de distancia de la zona de subducción del



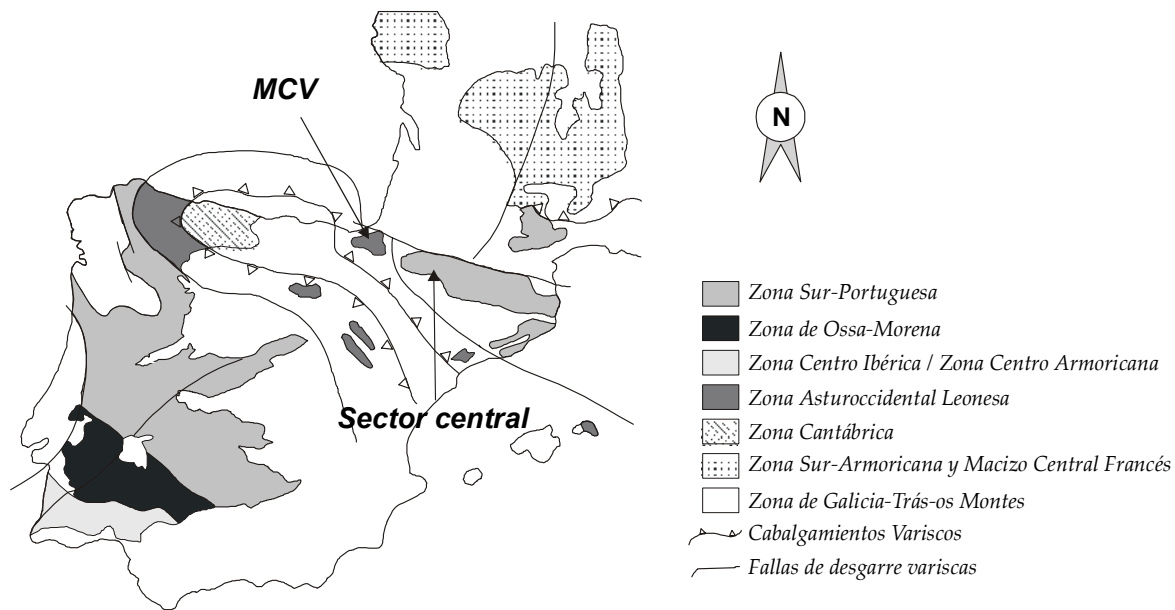
**Fig. 8.1.** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las muestras analizadas del MCV. Los campos composicionales del magmatismo tardi-varisco provienen de Innocent *et al.* (1994), Gilbert *et al.* (1994) y el campo del arco de las antillas ha sido tomado de Winter (2001). Los valores de las fuentes de DM, HIMU, EM I y EM II han sido tomados de Zindler *et al.* (1992) y Hart (1994).

Devónico Superior, es factible que ese proceso que afectó a la Zona de Ossa Morena, sea el responsable de algunos de los caracteres geoquímicos que observamos en este magmatismo y no es necesario otro proceso que afecte a partes más internas del orógeno.

La figura 8.1 muestra la composición isotópica Sr-Nd del vulcanismo alcalino pérmico frente al resto de vulcanismos tardivariscos de Pirineos y se representa, también, la pauta que describen rocas relacionadas con un proceso de subducción como es el caso del Arco de las Antillas. Se puede observar como la evolución de los magmatismos de Pirineos es análoga al ejemplo de las Antillas, que sigue una pauta similar a un "mantle array" pero algo enriquecida en Sr radiogénico.

El proceso metasomático que se deriva de los contenidos en algunos LILE y en Zr (*cfr.* capítulo 6), y de la presencia habitual de apatitos (ricos en volátiles) en los lamprófidos (*cfr.* capítulo 5) pudo tener lugar durante un proceso de subducción. Además el origen que se le asigna al polo mantélico EM I (p.e. Saunders *et al.*, 1988; López Ruiz, 1994) está ligado a un metasomatismo, durante la subducción, de un manto litosférico continental, lo cual es coherente con el conjunto de todos los criterios expuestos.

A lo expuesto anteriormente, debemos añadir la participación de material cortical en el origen de estas rocas, evidenciado (*cfr.* capítulo 6) por las relaciones entre elementos típicamente corticales, las elevadas relaciones de álcalis frente a otros elementos incompatibles, la fraccionación de las LREE frente a las HREE y los valores isotópicos de Sr. Esta asimilación de material de origen cortical es lenta y requiere un tiempo suficientemente largo de contacto entre el fundido y el material encajante.



**Fig. 8.2.** Localización del MCV y del sector central en el contexto del sur del Orógeno Varisco Europeo (modificado de Dallmeyer *et al.*, 1997).

En conjunto, las relaciones entre manto y corteza, así como el tipo de manto enriquecido (EM I), parcialmente metasomatizado, son compatibles con el marco geodinámico post-colisional propuesto.

Ahora bien, como se indicaba en el capítulo anterior, existen diferencias en los procesos que dieron lugar a las rocas del sector occidental y las sector central; esas diferencias residen, fundamentalmente, en dos aspectos: la tasa de asimilación y el material asimilado. En el sector occidental la tasa de asimilación es algo más baja ( $r = 0.15$ ) y el material asimilado es similar a una corteza continental superior, mientras que, en el sector central, la tasa es mayor ( $r = 0.20$ ) y el material asimilado es más propio de una corteza continental inferior. Estas diferencias pueden ser debidas a la posición geotectónica que ocupaban los dos sectores durante el Pérmico (Fig. 8. 2); a este respecto, el esquema tectónico de Dallmeyer *et al.* (1997) sobre la posición relativa del MCV y la ZAP, puede resultar de gran ayuda. En dicha propuesta, el MCV se sitúa en una parte más interna que la ZAP, lo cual es coherente con una situación de corteza más engrosada en el caso de el MCV. Esta situación nos permite lanzar una hipótesis para explicar las diferencias entre el material asimilado en ambos sectores: en el caso del sector occidental, los fundidos mantélicos en su ascenso se encontrarían con la corteza superior a una mayor profundidad, mientras que en el sector central, a una profundidad equivalente, el material asimilado sería más propio de una corteza inferior.

Otra diferencia importante entre ambos sectores, y que hace referencia a los fundidos mantélicos es el metasomatismo. La influencia de este proceso resultó mucho mayor en el sector central, dado que allí nos encontramos con evidencias de geoquímica elemental (*cfr.* capítulo 6) y de tipo petrológico (presencia de apatitos, minerales hidratados, litotipos de lamprófidos) que así lo señalan. Nos encontramos pues, durante el Pérmico, con un manto litosférico heterogéneo, no sólo debido a la

participación cortical que produce enriquecimientos isotópicos en Sr, sino como característica intrínseca.

#### **8.1.4. Exposición y crítica de resultados.**

Del análisis crítico de los argumentos aportados y de las consideraciones que se pueden establecer a partir del estudio petrológico, mineralógico y geoquímico de este magmatismo, podemos resaltar varias ideas capitales:

- El manto a partir del cual se formaron los fundidos que dieron lugar al magmatismo del Pérmico Medio era heterogéneo; esta idea, propuesta por Lago *et al.* (2004a) y Perini *et al.* (2004), se ve corroborada por los datos de geoquímica elemental e isotópica. Esta heterogeneidad se mantiene durante el ciclo Alpino y se refleja en el magmatismo toleítico triásico (Azambre *et al.*, 1987) y en el magmatismo alcalino cretácico (Rosy, 1988).
- Los fundidos mantélicos en su ascenso a niveles más superficiales, asimilan materiales corticales de composición diferente en cada uno de los dos sectores modelizados; en el sector occidental se asimila material de composición similar a corteza continental superior y en el central este material es similar a la corteza continental inferior. La cantidad de material asimilado es ligeramente mayor en el sector central, pero no disponemos de evidencias que nos permitan deducir el tiempo de residencia en la corteza de los fundidos.
- La heterogeneidad del manto se debió, al menos en parte, a un proceso de metasomatismo que afectó en mayor medida al sector central. Esta idea se apoya en la presencia de minerales ricos en volátiles, como anfíboles tempranos y apatitos, y en los resultados de geoquímica de elementos traza e isotópica. Por el contrario, en el sector occidental, la composición observada no señala hacia esta hipótesis. Esta hipótesis del metasomatismo la recogen Fabriés *et al.* (1989) para el magmatismo cretácico.
- Si aceptamos la coetaneidad y el cogenetismo de los magmatismos emplazados en ambos sectores, las tres ideas expuestas previamente son los factores fundamentales que condicionan las diferencias observadas entre los productos emplazados en los dos sectores estudiados.
- Finalmente, valorando la presencia posible de un metasomatismo y la naturaleza del manto del que se originaron los fundidos (EM I), parece sensato suponer la presencia de un proceso de subducción previo, durante el ciclo Varisco, que diera lugar a estas características. Los datos disponibles de composición son coherentes con este modelo, a la espera de nuevos datos de Pb (en realización) que verifiquen esta hipótesis.

## ***8.2. Consideraciones sobre el marco geodinámico y su evolución.***

En este capítulo se han integrado los resultados obtenidos del estudio petrológico y geoquímico de este magmatismo, junto con los dos modelos petrogenéticos establecidos en el capítulo anterior, dentro del esquema evolutivo de los magmatismos en el Pirineo. Así, se han podido abordar dos objetivos fundamentales: a) proponer un marco geodinámico que se integre, de manera razonada, en el esquema general del dominio pirenaico y b) establecer una evolución, a partir de los magmatismos conocidos, del manto en este dominio, durante el final del ciclo Varisco y el desarrollo del posterior ciclo Alpino. En concreto, las principales consideraciones establecidas son las siguientes:

- El marco geodinámico en el que se encuadra el magmatismo pérmico en los Pirineos es similar al de los magmatismos que se desarrollan en ambientes post-colisionales intramontañosos de tipo Andino.
- El manto a partir del cual se generaron los fundidos era heterogéneo ya en el Pérmico.
- La heterogeneidad del manto se mantuvo durante el ciclo Alpino, dando lugar al magmatismo toleítico triásico y al alcalino cretácico. En este sentido (Fig. 8.3), las diferencias en la tasa de extensión jugaron un papel determinante en las composiciones resultantes en los magmatismos pérmico (baja extensión), triásico (máxima extensión) y cretácico (de nuevo baja extensión).




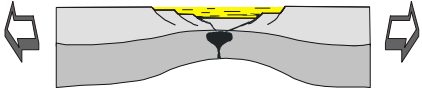
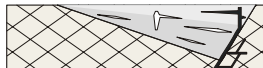

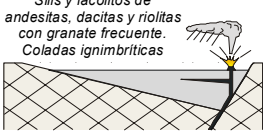
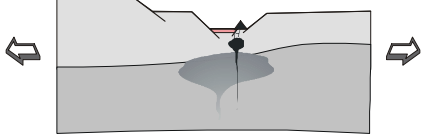
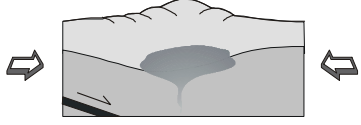
<i>Edad</i>	<i>Tectónica</i>	<i>Emplazamiento</i>	<i>Ambiente geodinámico</i>
Cretácico superior	EXTENSIÓN	Coladas submarinas y pillow-lavas de afinidad alcalina 	Vulcanismo alcalino  Final del adelgazamiento cortical
Triásico superior		Sills doleríticos de afinidad toleítica 	Magmatismo hipovolcánico toleítico  Adelgazamiento cortical
Pérmico medio-superior	TRANSTENSIÓN	Basaltos, doleritas y lamprófidos en sills y diques 	Magmatismo hipovolcánico transicional a alcalino 
Pérmico inferior		Sills y lacolitos de andesitas, dacitas y riolitas con granate frecuente. Coladas ignimbríticas 	Magmatismo calco-alcalino hipovolcánico y explosivo 
Carbonífero superior	COMPRESIÓN	Final del régimen tectónico Varisco	Plutonismo calco-alcalino  Corteza engrosada

Fig. 8.3. Evolución de los magmatismos y sus contextos geodinámico, de emplazamiento y tectónico en el dominio pirenaico desde el final del ciclo Varisco hasta el final de la distensión mesozoica.



# 9



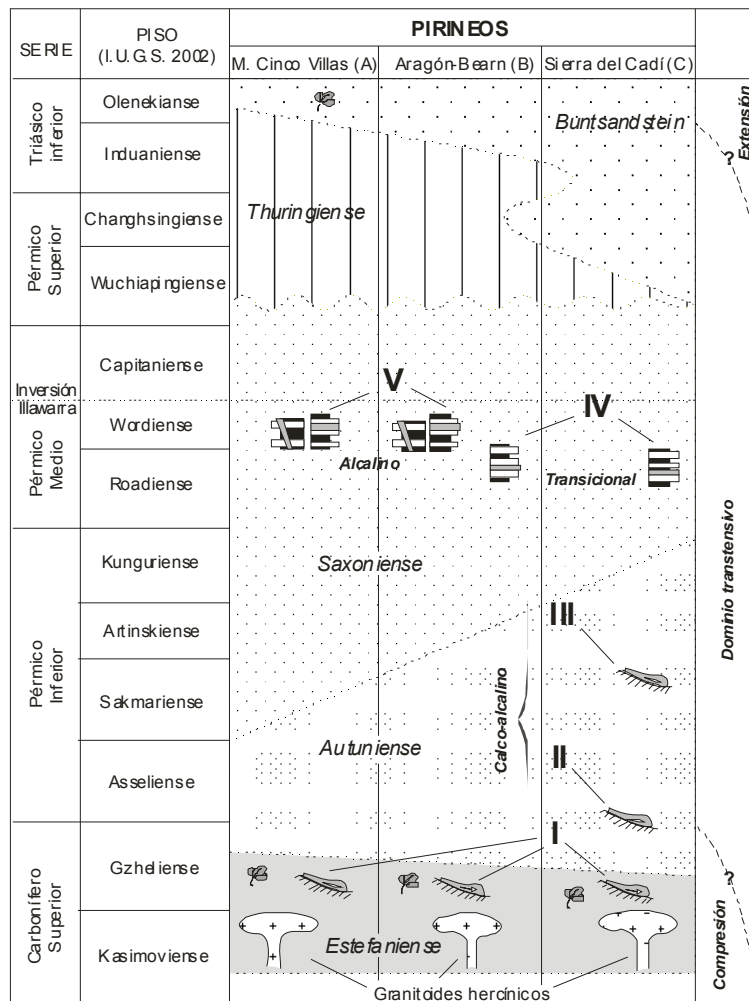
## *CONCLUSIONES*





Como consideración inicial, estudios previos y los obtenidos en este trabajo confirman que la actividad magmática post-varisca a pre-triásica en la Cadena Pirenaica corresponde a dos grandes ciclos tectono-magmáticos:

- un primer Ciclo (de edad Missisipiense a Cisulariense: Carbonífero a Pérmico Inferior), que se desarrolló bajo condiciones sin-orogénicas y que está representado por tres episodios magmáticos (I, II y III en la figura 9.1). Durante este primer ciclo se emplazaron magmas calco-alcalinos, variablemente ricos en K, expresados en forma de andesitas, dacitas y riolitas. Estas manifestaciones han sido consideradas los equivalentes al plutonismo que, con igual afinidad geoquímica, se emplazó en la corteza media y superior durante el final del ciclo Varisco.
- un segundo Ciclo (de edad Cisuraliense a Guadalupiense: Pérmico Medio) que está representado por dos episodios magmáticos (IV y V en la figura 9.1). La afinidad geoquímica de los productos generados durante este ciclo evolucionó, bajo unas condiciones progresivamente más extensionales, desde andesitas de afinidad transicional (episodio IV) a líquidos alcalinos (episodio V) relativamente diferenciados, emplazados en condiciones próximas a la superficie (sills y diques) sin desarrollo de eventos lávicos.



**Figura 9.1.** Distribución temporal y areal de los episodios magmáticos tardivariscos. Se indica su afinidad y su modalidad de emplazamiento.

Así pues, el interés del estudio del magmatismo del Pérmico Medio (episodios IV y V) de la Cadena Pirenaica reside en ser un buen marcador del contexto geodinámico transtensional tardivarisco, puesto que representa la etapa intermedia entre el magmatismo calco-alcalino fini-varisco, ligado a un dominio compresivo y los posteriores magmatismos mantélicos (toleíticos y alcalinos) desarrollados en condiciones claramente extensionales en el Trías Superior y el Cretácico Medio-Superior.

Los estudios previos sobre este Segundo Ciclo comprenden aportaciones sucesivas centradas en aspectos parciales de los magmatismos indicados, por lo que hemos considerado necesario establecer un estudio más completo y con carácter unitario, en el que se considerasen todos los afloramientos existentes y se abordasen los aspectos fundamentales de su edad, las condiciones de emplazamiento, rasgos petrológicos y petrogenéticos y el consiguiente marco geodinámico. Los resultados obtenidos permiten conocer la evolución temporal del manto, para la Cadena Pirenaica, durante el Pérmico y facilitan, también, abordar estudios similares, a escala de la placa europea, cuyo estudio detallado tiene un gran interés actual.

La exposición final de los resultados obtenidos comprende dos partes de gran interés; por un lado, se señalan las consideraciones establecidas en los diferentes aspectos abordados que, en lo esencial, han sido destacados en los apartados finales de cada capítulo y, por otra parte, la propuesta de una hipótesis que integre todos los resultados obtenidos en un modelo general.

Los materiales tardivariscos se depositaron en pequeñas cuencas continentales aisladas, con un predominio de la sedimentación terrígena, existiendo una casi completa representación desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Medio. Durante este amplio período de tiempo se registraron notables diferencias en cuanto a la sedimentación a lo largo de toda la Cadena Pirenaica, de manera que el espesor de los sedimentos y el intervalo temporal registrado disminuye notablemente según consideramos cuencas situadas progresivamente más hacia el Oeste. Así, mientras que en el sector oriental la secuencia sedimentaria es muy potente y abarca todo el intervalo temporal tardivarisco, en el sector central tiene un espesor más reducido y sólo registra el intervalo Carbonífero - Pérmico Medio y, finalmente, en las cuencas más occidentales sólo aflora parte del Carbonífero y del Pérmico Medio.

Durante el Pérmico Medio, tanto el marco estratigráfico como el régimen tectónico fue diferente en los dos dominios (central y occidental). En el dominio central (sectores de Aragón-Bearn y Sierra del Cadí), bajo un régimen de fracturas transcurrentes de dirección E-O, se emplazó el episodio IV (sills de traquiandesitas) con escasa representación volumétrica, mientras que en el sector occidental, este episodio no está presente. El desarrollo de las condiciones extensionales posteriores permitió el emplazamiento, en ambos dominios, de líquidos correspondientes al episodio V (sills y diques) presentando diferencias en volumen, modalidad de

emplazamiento y composición petrológica.

La edad de emplazamiento de las intrusiones (sills y diques) se basa en criterios estratigráficos principalmente, de los que se deduce que el clímax de tuvo lugar en el Guadalupiense (Pérmico Medio). Los criterios paleomagnéticos disponibles y, más en detalle, los datos de analogía composicional de los productos más recientes, permiten establecer una edad común para estas intrusiones que, en principio, coinciden con la edad de  $267 \pm 11$  Ma, obtenida en cristales de anfíbol de los lamprófidos del sector central (Panticosa). Los valores isotópicos (Rb-Sr y Sm-Nd), en roca total, no permiten establecer una edad radiométrica a causa de la importante alteración que afecta a estas rocas y modifica, sustancialmente, los valores iniciales.

El conjunto de los datos estratigráficos, estructurales y de emplazamiento ha permitido establecer dos dominios geodinámicos distintos: el occidental (Macizo de Cinco Villas) que sigue unas directrices de dominio atlántico y el centro-oriental (Aragón-Bearn y Sierra del Cadí) con una directriz propia de dominio tethysiano. Las diferencias de ambos dominios serán más manifiestas, durante el ciclo Alpino, bajo condiciones claramente más extensionales.

<i>Dominio</i>	<i>Roca</i>	<i>Litotipo</i>	<i>Composición petrológica</i>	<i>Temperaturas de cristalización</i>
<b>OCCIDENTAL</b>	<i>Basaltos</i>	<b><i>Ol + Cpx + Pl</i></b>	Ol + Cpx(En <sub>39</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>14</sub> - En <sub>37</sub> Wo <sub>45</sub> Fs <sub>18</sub> ) + Pl (An <sub>63-48</sub> ) + Mtt	Cpx: 963-925 °C (Kretz, 1977) Pl: 1156 °C (Kudo y Weill, 1970)
		<b><i>Ol + Pl</i></b>	Ol + Pl (albitizada) + Op	--
		<b><i>Pl</i></b>	Pl (An <sub>67-52</sub> ) + Mtt	Pl: 1081 °C (Kudo y Weill, 1970)
<b>CENTRAL</b>	<i>Doleritas</i>	<b><i>Cpx + Pl</i></b>	Cpx(En <sub>44</sub> Wo <sub>44</sub> Fs <sub>12</sub> - En <sub>33</sub> Wo <sub>46</sub> Fs <sub>21</sub> ) + Pl (An <sub>64-48</sub> ) + Mtt	Cpx: 935 °C (Kretz, 1977) Pl: 1062 °C (Kudo y Weill, 1970)
	<i>Basaltos</i>	<b><i>Cpx + Pl</i></b>	Cpx(En <sub>38</sub> Wo <sub>48</sub> Fs <sub>14</sub> - En <sub>36</sub> Wo <sub>47</sub> Fs <sub>17</sub> ) + Pl (An <sub>65-40</sub> ) + Ti-Mtt	Cpx: 889 °C (Kretz, 1977) Pl: 1057 °C (Kudo y Weill, 1970)
		<b><i>Pl</i></b>	Pl (An <sub>67-52</sub> ) + Mtt	Pl: 1081 °C (Kudo y Weill, 1970)
	<i>Lamprófidos</i>	<b><i>Cpx + Pl ± Am</i></b>	Cpx (En <sub>42</sub> Wo <sub>42</sub> Fs <sub>16</sub> - En <sub>41</sub> Wo <sub>30</sub> Fs <sub>29</sub> ) + Pl (An <sub>56-46</sub> ) ± Am (Tschem., mg#: 0.69-0.47)	Cpx: 1023 °C (Kretz, 1977) Pl: 999 °C (Kudo y Weill, 1970) Am: 1044 °C (Otten, 1984)
	<i>Andesitas</i>	<b><i>Pl ± Cpx + Op</i></b>	Pl (albitizada) ± Cpx (En <sub>42</sub> Wo <sub>42</sub> Fs <sub>16</sub> - En <sub>41</sub> Wo <sub>30</sub> Fs <sub>29</sub> ) + Op ± Ap	Cpx: 1181 °C (Kretz, 1982) 1125 °C (Lindsley, 1983)

**Figura 9.2.** Distribución de los litotipos considerados en los dos sectores pirenaicos con indicación de su composición petrológica, mineralógica y temperaturas de cristalización.

La composición petrológica de los líquidos considerados, expresados en forma de sills (basaltos) y de diques (doleritas y lamprófidos), nos ha permitido establecer 7 litotipos, cuya asociación mineral y sus rangos de temperaturas de cristalización se indican, para cada sector geodinámico, en la figura 2.

La asociación mineral de las doleritas se desarrolló bajo condiciones ligeramente más oxidantes que los basaltos.

El contenido alto en Ti del clinopiroxeno (Ti-augita) y, en cierta medida, el enriquecimiento en %Or de las plagioclasas, así como la proporción de Ti-magnetita, indican una afinidad alcalina. Las Ti-augitas presentan un rango composicional propio de un ambiente no-orogénico; su cristalización se produjo en condiciones de baja presión y simultáneamente a la plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. La cristalización de los óxidos controla de evolución de la fugacidad del oxígeno en el fundido, desde condiciones inicialmente oxidantes a las reductoras finales. La presencia, esporádica, de espinela y olivino en los términos más indiferenciados, concuerda con esta afinidad alcalina. En todos los litotipos destaca la ausencia de enclaves peridotíticos. La presencia de apatitos tanto en las andesitas del episodio IV (flúor-apatito), como en los lamprófidos del episodio V (cloro-apatito), indica fundidos parcialmente metasomatizados.

Los lamprófidos presentan dos tipos de anfíboles ricos en Ti, kaersutita y tschermakita. La kaersutita, de origen temprano (1052-1040 °C), indica una cristalización profunda (6 Kb) mientras que la tschermakita, más tardía (980-945°C), cristaliza en condiciones más superficiales. La espinela (rica en picotita) presenta un re-equilibrio tardío por un ascenso en la  $fO_2$  del sistema. Los apatitos ricos en Cl evidencian, según se indicó, un carácter parcialmente metasomático de los fundidos.

La composición en geoquímica elemental indica una clara similitud de los fundidos (cogenetismo) cuyos contenidos en álcalis, Ti,  $Ti/V > 50$ , P, alta relación  $P_2O_5/Zr$ , Nb y Ta así como las pautas multielementales y de las REE normalizadas a manto primitivo, indican una afinidad alcalina indicando, también, un carácter diferenciado (valores bajos de Ni y Mg). Destacan los siguientes aspectos:

- La composición de los traza se corresponde con valores atribuidos a una situación post-colisional.
- Las relaciones interelementales, sus pautas multielementales y el contenido en REE permiten identificar un protolito mantélico enriquecido del tipo EM I, probablemente afectado por el desarrollo de procesos de metasomatización, lo que está confirmado por las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb.
- Existen diferencias para los protolitos en el sector occidental (correspondiente al dominio Atlántico) y el sector centro-oriental (dominio tethysiano).

- Los criterios de geoquímica elemental e isotópica considerados indican procesos de cristalización fraccionada con cierta participación de material de origen cortical, para lo cual se ha efectuado una modelización del proceso de ACF en dos litotipos seleccionados de los sectores occidental (doleritas) y central (lamprófidos).

La modelización ACF ha demostrado diferencias, significativas, para este proceso en los dos dominios considerados.

- Las doleritas (Macizo de Cinco Villas del dominio atlántico) presentan una fraccionación significativa de clinopiroxeno seguida por la plagioclasa y la magnetita. Los accesorios no muestran una pauta determinante. El material asimilado en el proceso concuerda con el modelo de corteza continental superior de Wedepohl (1995) y la tasa de asimilación es próxima a  $r = 0.15$ . El grado de cristalización del líquido obtenido (F de 90 a 65%) corresponde, muy bien, al rango relativamente corto de fraccionación observado por criterios de geoquímica en elementos traza.
- En los lamprófidos (sector de Panticosa y dominio tethysiano) la mineralogía que se fracciona corresponde a clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbol y, en este caso, los accesorios (apatito, esfena y magnetita) juegan un papel determinante en el proceso ACF, lo que concuerda con las observaciones petrográficas y muestra, de manera significativa, un proceso distinto al obtenido en el sector anterior. En este contexto, debe tenerse en cuenta el papel decisivo que desempeña el anfíbol junto con los accesorios (apatito, esfena y zircón) mientras que los minerales principales (piroxeno y plagioclasa) desempeñan poca importancia. El material asimilado en el proceso es similar al modelo de corteza continental inferior de Wedepohl (1995) para una tasa superior a la del caso anterior ( $r = 0.20$ ). La fraccionación necesaria en este segundo modelo es, también, más elevada (F de 93 a 30%) lo que concuerda con la presencia de litotipos de lamprófidos muy diferenciados con alto contenido en  $\text{SiO}_2$ , valores bajos de  $\text{mg}^*$  y la presencia de anfíbol como fase magnesiana.

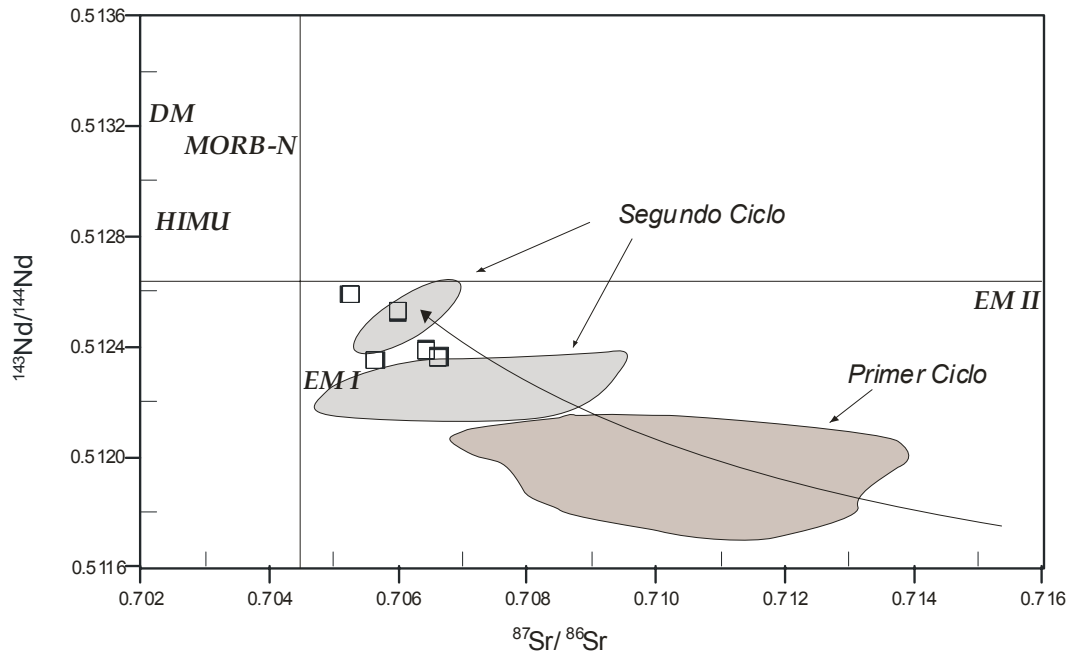
El conjunto de resultados obtenidos en los diferentes aspectos puntuales considerados en los distintos apartados, debe ser integrado de forma coherente en una hipótesis general que permita explicar las similitudes y diferencias observadas en los dos sectores considerados. Así, la propuesta de un marco geodinámico comprende los aspectos:

- Los protolitos de los dos sectores (occidental y central) evidencian cierta heterogeneidad mantélica, para una signatura mantélica común de tipo EM I. Esta heterogeneidad es, por lo tanto, patente ya en el Pérmico Medio y será más manifiesta durante el ciclo Alpino (magmatismos

toleítico triásico y alcalino cretácico) en la Cadena Pirenaica.

- Las diferencias observadas entre los dos sectores permiten atribuir, de forma incipiente, cada sector a dominios diferentes: atlántico y tethysiano; estos dominios evolucionarán de forma separada durante el Triásico, según tasas de extensión diferentes, con un magmatismo toleítico en el dominio atlántico y uno alcalino en el tethysiano.
- La composición de los líquidos finales indica un protolito parcialmente metasomatizado, proceso que es más patente en el sector central (dominio tethysiano) respecto al occidental (dominio atlántico).
- Las diferencias en composición y las obtenidas en la tasa de asimilación del material implicado de manera que en el sector occidental (dominio atlántico) la asimilación afectó a la corteza continental superior y en el central (dominio tethysiano) lo hizo a la corteza continental inferior con una tasa de asimilación ligeramente más alta que en el caso anterior. Estas diferencias confirman a regímenes geodinámicos ligeramente diferentes en ambos dominios en, al menos, el final del período Varisco para esta Cadena.
- La evolución de las relaciones isotópicas (Fig. 9.3), sugieren una disminución importante de la participación cortical en el origen de los magmas desde el Primer Ciclo magmático, donde es patente la mezcla de fundidos corticales y mantélicos, al Segundo Ciclo, donde sólo influye en forma de tasas medias de asimilación de material cortical.
- La signatura geoquímica obtenida para este magmatismo es similar a la presente en ambientes post-colisionales. El marco geodinámico más razonable que se propone, de acuerdo con un protolito parcialmente metasomatizado, es la génesis de fundidos, relativamente coetáneos, bajo condiciones de una subducción previa, apuntando hacia un modelo de cordillera montañosa de tipo andino que, según los valores obtenidos, debió estar presente en el sector central.
- La evolución posterior, durante el Ciclo Alpino (magmatismos toleítico triásico y alcalino cretácico), se refleja en líquidos correspondientes a un manto heterogéneo, con tasas de fusión claramente distintas, controladas por el desarrollo de dos riftings con un control extensional importante.

La evolución descrita para el período Carbonífero Superior-Pérmico Medio en la Cadena Pirenaica es bastante similar a la descrita por otros autores para cuencas intramontañosas del borde mediterráneo. Tanto en el caso que estudiamos como en estos otros sectores europeos próximos resulta bien manifiesto el control, importante, que ejerce la extensión en las características y la geometría de las cuencas sedimentarias y dicho control alcanza un valor máximo en el Trías Superior.



**Fig. 9.3.** Relaciones isotópicas de Sr-Nd del magmatismo tardivarisco. Superposición de las relaciones de Sr-Nd de las doleritas de MCV (sector occidental) con los campos composicionales del Primer y Segundo ciclos. El campo del "Primer Ciclo" incluye muestras de los episodios I, II y III del Macizo de Ossau y de la Sierra del Cadí (sector central). El campo "Segundo Ciclo" incluye muestras de los episodios IV y V de Anayet (sector central) y Larrún (sector occidental) respectivamente. Datos isotópicos tomados de Innocent *et al.* (1994).





# *BIBLIOGRAFÍA*



- **Aerden, D. G. A. M. (1994).** Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas massif. *Tectonophysics*, 238 (1-4): 139-160.
- **Alibert, C. (1985).** A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73: 81-90.
- **Aoki, K. I. y Shiba, I. (1973).** Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6 (1): 41-51.
- **Atlas, L. M. (1952).** The polymorphism of MgSiO<sub>3</sub> and solid-state equilibria in the system MgSiO<sub>3</sub>-CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. *J. Geol.*, 60 (2): 125-147.
- **Arevian, A., Toutin, N., Rousseau, H., Campredon, R. y Dars, R. (1979).** Les séries continentales du permien du Var. *Bulletin du B.R.G.M.*, section 1, 1: 31-43.
- **Arranz, E. y Lago, M. (2004).** El plutonismo sin- y tardi-varisco en los Pirineos. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 263-266.
- **Arthaud, F. y Matte, F. (1977).** Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa. Result of a north-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88: 1305-1320.
- **Aso, E. (1987).** *Estudio geológico del Stephaniense-Permiano del Alto Aragón: la región de Oza y su correlación con el Macizo de Anayet*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 134 p.
- **Azambre, B. y Rossy, M. (1981).** Caractère alcalin du magmatisme triasique des Corbières orientales. *Bull. Soc. géol. France*, 7-XXIII (3): 253-262.
- **Azambre, B., Rossy, M. y Lago, M. (1987).** Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.*, 110: 379-396.
- **Azambre, B. y Fabriès, J. (1989).** Mesozoic evolution of the upper mantle beneath the eastern Pyrenees: evidence from xenoliths in Triassic and Cretaceous alkaline volcanics of the eastern Corbières (France). *Tectonophysics*, 170: 213-230.
- **Bixel, F. (1970).** *Le volcanisme de l'Ossau (Pyrénées Atlantiques)*. *Petrologie, analyse structurale*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Université Paul Sabatier. Toulouse.
- **Bixel, F. (1973).** Structure du complexe volcanique de l'Ossau (Pyrénées Atlantiques). *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, 2, 3: 165-178.
- **Bixel, F. (1984).** *Le volcanisme stephano-permien des Pyrénées*. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Paul Sabatier, Toulouse III. 636 p.
- **Bixel, F. (1988).** Le magmatisme stéphano-permien des Pyrénées. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 12 : 661-706.
- **Bixel, F. y Lucas, C. (1983).** Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 24 (4): 329-342.
- **Bixel, F., Kornprobst, J. y Vincent, P. (1983).** Le massif du Pic du Midi d'Ossau: un

cauldron calco-alcalin stéphano-permien dans la Zone Axiale des Pyrénées. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 24 (4): 315-328.

- **Blundy, J.D. y Holland, T. J. B. (1990).** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 208-224.
- **Boyd, F. R. y Schairer, J. F. (1964).** The system  $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$ . *J. Petrol.*, 5 (2): 275-309.
- **Boissevain, H. (1934).** Étude géologique et morphologique de la vallée de la Haute Segre. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 66, p: 3-170.
- **Bokij, G. B. y Ginzburg, I. V. (1985).** Classification of mineral species in the pyroxene group. En: *X-ray diffraction analysis and molecular spectroscopy of minerals* (Arkhipenko, D. K., edit.). Trudy Instituta Geologii i Geofiziki, Novosibirsk, 610: 12-35.
- **Boschma, D. (1963).** Successive hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 28: 103-176.
- **Bresson, A. (1903).** Études sur les formations anciens des montes et Basses Pyrénées (Haute Chaine). *Bull. Serv. Carte. Geol. France*, 14, 93, p. 276.
- **Briqueu, L y Innocent, C. (1993).** Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316 (sér. II): 623-628.
- **Broutin, J. y Gisbert, J. (1985).** Entorno paleoclimático y ambiental de la flora Stephano-Autuniente del Pirineo Catalán. *International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology.*, vol. 10 (3): 53-66.
- **Broutin, J., Doubinger, J., Gisbert, J. y Satta-Pasini, S. (1988).** Premières datations palynologiques dans la faciès Buntsandstein des Pyrénées catalanes espagnoles. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 306: 159-163.
- **Buffet, G. (1984).** Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du Massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises). *Sciences de la Terre. Série Informatique Géologique*, 20, 254 p.
- **Bureau, E. (1866).** Note sur les plantes fossiles du dépôt houiller de la Rhune (Basses Pyrénées). *Bull. Soc. geol. France*, 2<sup>a</sup> serie, t. XXIII: 846-850.
- **Cabanis, B. y Lecolle (1989).** Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309: 2023-2029.
- **Cabanis, B. y Le Fur-Balouet, S. (1989).** Les magmatismes stéphano-permiens des Pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la chaîne: apport de la géochimie des éléments en traces. *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, p. 105-130.
- **Calvet, F., Solé de Porta, N. y Salvany, J. M. (1993).** Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico. *Acta geol. hisp.*, 28 (4): 33-48.
- **Cameron, E. P. y French, W. J. (1977).** The relationship of the order of crystallization of basalt melts to their classification and to the definition of rock series. *Miner. Mag.*, 41: 239-251.

- **Campos, J. (1979).** Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa. *Munibe*, 31 (1-2): 3-139.
- **Caralp, J. (1903).** Note sur l'existence du Permien dans les Pyrénées espagnoles. *Bull. Soc. Geol. France*, 4<sup>ème</sup> serie, t. III, p. 146.
- **Carracedo, M., Larrea, F. J. y Alonso, A. (1999).** Estructura y organización de las coladas submarinas: caracterización de las lavas almohadilladas de edad cretácica que afloran en la Cordillera Vasco-Cantábrica. *Est. geol.*, 55 (5-6): 209-222.
- **Carracedo, M., Larrea, F. J., Sarrionandia, F. y Jiménez, R. (2000).** Estructura y organización de las coladas volcánicas submarinas: relación entre coladas tabulares y lavas almohadilladas cretácicas en la Cordillera Vasco-Cantábrica (País Vasco). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 45-53.
- **Carreras, J. y Capella, I. (1994).** Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *J. Struc. Geol.*, 16 (11): 1509-1524.
- **Cassinis, G., Di Stefano, P., Massari, F., Neri, C. y Venturini, C. (2000).** Permian of south Europe and its interregional correlation. In: *Permo-Triassic evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*, (H. Yin, J.M. Dickins, G.R. Shi y J. Tong; edits.). Elsevier Science.
- **Castañares, L. M., Robles, S. y Vicente-Bravo J. C. (1997).** Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santonense de la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia). *Geogaceta*, 22: 43-46.
- **Castañares, L. M., Robles, S., Gimeno, D. y Vicente Bravo, J. C. (2001).** The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain); stratigraphic framework, facies, and sequences. *J. Sedim. Res.*, 71 (2): 318-333.
- **Cebriá, J. M. (1992).** *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 314 p.
- **Choukroune, P. (1992).** Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20 : 143-158.
- **Choukroune, P. y Mattauer, M. (1978).** Tectonique des plaques et Pyrénées : sur la fonctionnement de la faille transformante nord-pyréenne; comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5: 689-700.
- **Clin, M., Heddebaut, C., Mirouse, R., Müller, J., Roger, P. H. y Waterlot, M. (1970).** Le cycle hercynien dans les Pyrénées. *Ann. Soc. Geol. Nord*, 4: 253-276.
- **Czamanske, G. K. y Wones, D. R. (1973).** Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway; part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, (3): 349-380.
- **Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. y Aller, J. (1997).** Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.

- **Dalloni, M. (1910).** Etude géologique des Pyrénées de'Aragn. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19. 436 p.
- **Dalloni, M. (1930).** Etude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26/3. 373 p.
- **De Boer, H. U. (1965).** *Das Paläozoikum nördlich der Magnesitevorkommen von Eugui/Navarra in den spanischen Westpyrenaen und die Wasserversorgung der Gemeinde Irurita/Navarra.* Unveröfftl. Diplomarbeit, Geol. Ins. Bergakademie Clausthal-Tech. Hochschule, 88 p.
- **De la Riva, J. (2000).** Caracterización climática del Alto Valle de Tena. *Bol. Glaciol. Aragonés*, 1: 45-80.
- **DePaolo, D. (1981).** Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53: 189-202.
- **DePaolo, D. (1988).** *Neodymium isotope geochemistry: an introduction.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 187 p.
- **De Sitter, L. U. y Zwart, H. J. (1960).** Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain. *Proc. 21<sup>st</sup> Intern. Congress, Copenhagen*, 18: 248-256.
- **Debon, F. (1972).** *Carte géologique à 1/50.000 des massifs granitiques de Cauterets et Panticosa (Pyrénées occidentales) et notice explicative.* Ed. B.R.G.M., Órleans et C.N.R.S. Paris, 37 p.
- **Debon, F. (1975).** *Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves: une étude pétrographique et géochimique.* Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Nancy (France). Mémoire n° 33, 420 p.
- **Debon, F., Enrique, P. y Autran, A. (coord.). (1996).** Magmatisme Hercynien. In: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, tome 1: Cycle Hercynien. Ed. BRGM-ITGE.
- **Debon, F. y Zimmermann, J. L. (1993).** Mafic dykes from some plutons of the Western Pyrenean Axial Zone (France, Spain): markers of the transition from late-Variscan to early-Alpine events. *Schweiz. Miner. Petro. Mitt.*, 73: 421-433.
- **Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. (1997).** *Rock forming minerals: vol 2B, Double-Chain silicates.* The Geological Society, Bath (UK), 764 p.
- **Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. (1982).** *Rock forming minerals: Orthosilicates.* Longman Group, London (UK), 932 p.
- **Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Sánchez-Moya, Y., Hoyos, M., Cebriá, J. M., Capote, R., Hernández Enrile, J. L., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A. y Sopena, A. (1994).** Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, 238 (1-4): 95-116.
- **Doblas, M., Oyarzun, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J. M., Youbi, N., Mahecha, V., Lago, M., Pocoví, A. y Cabanis, B. (1998).** Permo-Carboniferous volcanism in Europe and northwest Africa: a superplume exhaust valve in the centre of Pangaea?. *J. African Earth Sci.* 26 (1): 89-99.

- **Doubinger, J. R. y Mouline, M. (1961).** Sur la flore fossile du Carbonifère de Larroun et de l'Ibantelly (Basses Pyrénées). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 253 (25): 3029-3031.
- **Doubinger, J. R., López-Gómez, J. y Arche, A. (1990).** Pollen and spores from the permian and triassic sediments of the Southeastern Iberian Ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 66: 25-45.
- **Drake, M. J. (1976).** Plagioclas-melt equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 457-465.
- **Droop, G. T. R. (1987).** A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Miner. Mag.*, 57: 431-435.
- **Duran, M., Gil Ibarguchi, J. I., Julivert, M. y Ubach, S. (1984).** Early Palaeozoic and volcanism in the Catalanian Coastal Ranges (North Western Mediterranean). PICG nº 5. *Newsletter* (F. P. Sassi y M. Julivert, Ed.), 6: 33-43.
- **Enrique, P., Lago, M., Pocoví, A. y Vaquer, R. (1987).** Aspectos petrológicos y geoquímicos del magmatismo alcalino, de edad triásica, en la Sierra Norte de Mallorca. *II Congreso de Geoquímica de España*, vol. comunicaciones: 215-218.
- **Fabriès, J., Bodinier, J. L., Dupuy, C., Lorand, J. P. y Benkerrou, C. (1989).** Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Cassou (Northeastern Pyrenees, France). *J. Petrol.*, 30 (1): 199-228.
- **Faci, E., Galán, G., García de Domingo, A., Cabra, P., González, J., Martínez Torres, L. Pesquera, A. y Díaz, G. (2002).** *Memoria de la actualización e informatización de la cartografía de Navarra a escala 1:25.000, hojas 64 y 65.* Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones, Diputación Foral de Navarra. 130 p.
- **Fleet, M. E. y Pan, Y. (1995)a.** Crystal chemistry of rare earth elements in fluorapatite and some calc-silicates. *Eur. J. Miner.*, 7 (3): 591-605.
- **Fleet, M. E. y Pan, Y. (1995)b.** Site preference of rare earth elements in fluorapatite. *Amer. Miner.*, 80 (3-4): 329-335.
- **Floquet, M. y Mathey, B. (1984).** Evolution sedimentologique, paleogeographique et structurale des marges iberique et europeenne dans les regions basco-cantabrique et nord-iberique au Cretacé moyen et superieur. *Travaux Laborat. Stratig. Paleocol.*, 3: 129-136.
- **Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenough, J. D. y Jenner, G. A. (1996).** Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60(4): 629-638.
- **Ford, C. E. (1976).** The stability field of a natural kaersutite. *Prog. Expt. Petr. NERC*, 3: 285-288.
- **French, W. J. y Cameron, E. P. (1981).** Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melt. *Miner. Mag.*, 44: 12-26.
- **Galé, C. (1999).** *Materiales volcanoclásticos, diques y enclaves en el Alto Baliera (Huesca, España): petrología, geoquímica y composición mineral.* Tesis de Licenciatura, Universidad



de Zaragoza, 177 p.

- **Galé, C., Arranz, E. y Lago, M. (2000).** Petrología de enclaves granulíticos hercínicos en el sector de Denuy (Pirineo Aragonés). *Geotemas*, 1(3): 241-244.
- **Galé, C., Lago, M. y Arranz, E. (2001a).** Geochemistry of the Permian alkaline magmatism of the Pyrenees. *III Iberian Geochemical Meeting y VIIIº Congreso Español de Geoquímica. Vol. Comunicaciones*, pp: 379-382.
- **Galé, C., Lago, M., Arranz, E., Gil, A. y Lasheras, E. (2001b).** The Permian alkaline magmatism of the Central Pyrenees (Huesca, Spain). *International meeting on the Stratigraphic and structural evolution on the late carboniferous to triassic continental and marine successions in Tuscany (Italy). Regional reports and general correlation. Vol. Abstracts*, pp: 40-41.
- **Galé, C., Lago, M., Gil, A., Arranz, E. y Pocovi, A. (2004a).** Emplazamiento, petrología y composición mineral de los basaltos alcalinos del Pérmico Superior del sector de Anayet (Pirineo central, Huesca). *Geotemas*, 6 (1): 45-48.
- **Galé, C., Lago, M., Gil, A., Arranz, E. y Pocovi, A. (2004b).** Geoquímica de los basaltos alcalinos del Pérmico superior del sector de Anayet (Pirineo central, Huesca). *Geotemas*, 6 (1): 49-52.
- **García Mondejar, J. (1982).** Aptiense - Albiense. In: *El Cretácico de España*. (Ed. Grupo Español de Trabajo, nº 58 Mid Cretaceous Events, Programa internacional de correlación geológica). Universidad Complutense, Madrid. 680 p.
- **G.E.R.M.** Geochemical earth reference model. En: [www.earthref.org/GERM/index.html](http://www.earthref.org/GERM/index.html).
- **Gil, A., Lago, M., Galé, C., Pocovi, A. y Arranz, E. (2002).** Magnetic fabric in folded sills and lava flows. A case study in the Permian basalts of the Anayet Massif (Pyrenean Axial Zone, Spain). *Tectonophysics*, 350 : 1-15.
- **Gilbert, J. S., Bickle M. J. y Chapman, H. J. (1994).** The origin of Pyrenean Hercynian volcanic rocks (France-Spain): REE and Sm-Nd constraints. *Chem. Geol.*, 111: 207-226.
- **Gisbert, J. (1981).** *El Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lérida): diagénesis y sedimentología*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 314 p.
- **Gisbert, J, Martí, J. y Gascón, J. (1985).** *Guía de la excursión al Stephaniense, Pérmico y Triásico inferior del Pirineo Catalán*. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu de Urgell, 79 pp.
- **Gradstein, F. M., Ogg, J. G. y Smith, A. G. (editores) (2004).** *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 p.
- **Grapes, R., Yagi, K. y Okumura, K. (1979).** Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69, (2): 97-103.
- **Haggerty, S E. (1976a).** Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. En: *Reviews in mineralogy: Vol. 3 Oxide minerals* (D. Rumble III, Ed.), Mineralogical Society of America, Washington D. C. (USA), pp: HG101-HG300.
- **Haggerty, S E. (1976b).** Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. En: *Reviews in mineralogy: Vol. 3 Oxide minerals* (D. Rumble III, Ed.), Mineralogical Society of

- America, Washington D. C. (USA), pp: HG1-HG98.
- **Haq, B. U. y Van Eysinga, W. B. (1987).** *Geological Time Scale (4th edition)*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam,
  - **Hart, S. R. (1988).** Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 273-296.
  - **Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. y Whitehead, J. A. (1992).** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256: 517-520.
  - **Hartvelt, J. J. A. (1970).** Geology of the Upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 45: 167-236.
  - **Haskin, M. A. y Haskin, L. A. (1966).** Rare earths in european shales: a redetermination. *Science*, 154 (3748): 507.
  - **Heddebaut, C. (1965).** Recherches stratigraphiques et paleontologiques dans le massif des Aldudes (Basses Pyrénées). *Bull. Soc. géol. France*, 7: 631-639.
  - **Heddebaut, C. (1967).** Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses Pyrénées). *C.R. Somm Seances Soc. géol. France*, 7: 631-639.
  - **Heddebaut, C. (1975).** Études géologiques dans les massifs paléozoïques basques. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, IV-I: 5-30.
  - **Helz, R. T. (1973).** Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5\text{kb}$  as a function of oxygen fugacity; part I, mafic phases. *J. Petrol.*, 14 (2): 249-302.
  - **Helz, R. T. (1979).** Alkali exchange between hornblende and melt; a temperature-sensitive reaction. *Amer. Miner.*, 64 (9-10): 953-965.
  - **Hoffman, A. W. (2004).** Sample mantle heterogeneity throught oceanic basalts: isotopes and trace elements. En: *Treatise on geochemistry*, (H. D. Holland y K. K. Turekian, Edits.), vol. 2. Elsevier. pp: 61-101.
  - **Huggins, F. E., Virgo, D. y Huckenholz, H. G. (1977).** Titanium-containing silicate garnets; II, The crystal chemistry of melanites and schorlomites. *Amer. Mineral.*, 62 (7-8): 646-665.
  - **Innocent, C., Briquieu, L. y Cabanis, B. (1994).** Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension?. *Tectonophysics*, 238: 161-181.
  - **Juch, D. (1970).** *Das Variszikum von Maya de Baztán (Spanische west-Pyrenäen)*. These dipl. Geol. Inst. Techn. Univ. Clausthal, 102 p.
  - **Juch, D. y Schäfer, D. (1974).** L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizkun dans la patie orientale du Massif de Cinco Villas (Pyrénées occidentales d'Espagne). *Pirineos*, 111: 41-58.
  - **Julivert, M. y Duran, H. (1990).** The Hercynian structure of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 25: 13-21.
  - **Klarr, K. (1971).** Der geologische Bau des südösllichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real massiv (Spanische westpyrenäen). *Clausthaler Geol. Abh.*, 11, 184 p.

- **Kleinsmeide, W. F. J. (1960).** Geology of the valley de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geol. Med.*, 25: 129-244.
- **Kokelaar, B. P. (1982).** Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London*, 139: 21-33.
- **Krausse, H. P. (1974).** The tectonical evolution of the Western Pyrenees. *Pirineos*, 111: 69-96.
- **Kretz, R. (1982).** Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 46: 411-421.
- **Kudo y Weill (1970).** An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, 25: 52-65.
- **Kushiro, I. (1960).** Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 258 (8): 548-554.
- **Lagny, P. (1963).** *Etude géologique et métallogénique de la bordure meridionale du Massif de Labourd aux environs d'Ifxassou.* Thèse Doct. 3eme cycle. Univ. Paris. 104 p.
- **Lago, M. (1980).** *Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de rocas ofíticas en el Norte de España.* Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 444 p.
- **Lago, M. y Pocoví, A. (1984).** Las espilitas del área del Moncayo (Zaragoza-Soria): caracteres geológicos y petrológicos. *Actas del I. Congr. Español Geología*, 2: 161-176.
- **Lago, M., Vaquer, R., Zachmann, D., Pocovi, A., Torres, J. A. y Enrique, P. (1989).** Estudio geoquímico de procesos de espilitización afectando a basaltos alcalinos, Keuper terminal-Rhetiense, en la Cadena Ibérica, Cadenas Costeras Catalanas y Sierra Norte de Mallorca. *IIIº Congreso de Geoquímica de España*. Tomo I: 139-150.
- **Lago, M., Pocovi, A., Bastida, J., Arranz, E., Vaquer, R., Dumitrescu, R., Gil, A., y Lapuente, M. P. (1996).** El magmatismo alcalino, Hettangiense, en el dominio nord-oriental de la Placa Ibérica. *Cuad. Geol. Iber.*, 20: 109-138.
- **Lago San José, M., Galé Bornaio, C., Arranz Yagüe, E., Vaquer Navarro, R., Gil Imaz, A. y Pocovi Juan, A. (2000).** Triassic tholeiitic dolerites ("ophites") of the El Grado diapir (Pyrenees, Huesca, Spain): emplacement and composition. *Est. Geol.*, 56 (1-2): 3-18.
- **Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C. y Gil-Imaz, A. (2004a).** Upper Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from the late-Hercynian compression to the early alpine distension. En: *Permo-Carboniferous Magmatism & Rifting in Europe*, (M. Wilson, E. R. Neumann, G. Davies, M. Timmerman, M. Heeremans y B. T. Larsen, edits.). The Geological Society of London. 498 p.
- **Lago, M., Galé, C., Gil, A., Arranz, E. y Pocovi, A. (2004b).** Los lamprófidos alcalinos del Pérmico superior emplazados en el plutón granitoideo de Panticosa (Huesca): petrología y mineralogía. *Geotemas*, 6 (1): 61-64.
- **Lago, M., Galé, C., Gil, A., Arranz, E. y Pocovi, A. (2004c).** Geoquímica de los lamprófidos alcalinos del plutón granitoideo de Panticosa (Huesca). *Geotemas*, 6 (1):

65-68.

- **Lago, M., Galé, C., Arranz, E. y Gil, A. (2004d).** El magmatismo pérmico. En: *Geología de España* (J. A. Vera, ed.), SGE-IGME, Madrid, pp: 271-272.
- **Lapparent, J. (1911).** Le Pic du Midi D'Ossau. *Bull. Soc. Franc. Min.*, 34: 270-317.
- **Lapuente, P., Ortiga, M. y Arnedo, M. J. (1985).** Petrología de las rocas volcánicas del Paleozoico superior al WNW de Sallent (Huesca). *Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza, serie 2ª*, 40: 129-141.
- **Larrasoaña, J. C., Parés, J. M., del Valle, J. y Millán, H. (2003).** Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian-Eurasian Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, 362: 161-182.
- **Lasheras, E., Lago, M. y García Bellés, J. (1997).** Magmatismo Pérmico en el macizo hercínico pirenaico de Cinco Villas (Navarra): primeros resultados. *XIVª Reuniao de Geología do Oeste Peninsular (Vila Real, Portugal). Vol. Comunic.*, pp: 71-76.
- **Lasheras, E. (1998).** *Geología, petrología y geoquímica del magmatismo pérmico en el Pirineo navarro*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 159 p.
- **Lasheras, E., Lago, M., García Bellés, J. y Arranz, E. (1999a).** Petrología de diques doleríticos y basaltos, Pérmico superior, en el macizo de Cinco Villas. *Geogaceta*, 25: 115-118.
- **Lasheras, E., Lago, M., García Bellés, J. y Arranz, E. (1999b).** Emplazamiento de sills y diques del pérmico superior en el macizo de Cinco Villas (Pirineo Navarro). *Geogaceta*, 25: 123-126.
- **Lasheras, E., Lago, M., García Bellés, J. y Arranz, E. (1999c).** Geoquímica del magmatismo, Pérmico Superior, del Macizo de Cinco Villas (Pirineo Navarro). *Geogaceta*, 25: 119-122.
- **Lasheras, E., Lago, M., García Bellés, J. y Arranz, E. (1999d).** Geoquímica del magmatismo alcalino, Pérmico Superior, del Macizo de Cinco Villas (Navarra). *II Congreso Ibérico de Geoquímica y XIª Semana de Geoquímica* (Lisboa, Portugal), vol. Actas, pp: 53-56.
- **Lasheras, E., Lago, M., Galé, C., Arranz, E. y Gil, A. (2001).** The late Permian alkaline magmatism of the Cinco Villas Massif (Western Pyrenees, Spain): a record of the late-Variassic evolution of the Pyrenees. *Natura Bresciana*, 25: 170-180.
- **Le Maitre, R. W. (editor) (2002).** *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 p.
- **Leake, B. E., Wooley, A. R., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J. y Mandarino, J. (1997).** Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Miner. Mag.*, 61: 295-321.
- **LeBas, (1962).** The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, 260 (4): 267-288.
- **LeFur-Balouet, S. (1985).** *Les sequences paleovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le*

*stephano-permien jusqu'au Crétace: un essai d'identification basée su l'étude géochimique des elements en traces.* Thesis 3<sup>eme</sup> cycle. Universite Pierre et Marie Curie. 320 p.

- **Leterrier, J., Maury, R., Thonon, P., Girard, D. y Marchal, M. (1982).** Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. letters*, 59: 139-154
- **Lindsley, D. H. (1983).** Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, 68: 477-493.
- **Lindsley, D. H. y Andersen, D. J. (1983).** A two pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, 88 (supplement): A887-A906.
- **Lindsley, D. H. y Dixon, S. A. (1976).** Diopside-enstatite equilibria at 850 degrees to 1400 degrees C, 5 to 35 kb. *Amer. J. Sci.*, 276 (10): 1285-1301.
- **Locock, A., Luth, R., Cavell, R. G., Smith, D. G. W., Duke, M. J. M. (1995).** Spectroscopy of the cation distribution in the schorlomite species of garnet. *Amer. Mineral.*, 80 (1-2): 27-38.
- **López-Gómez, J. y Arche, A. (1992).** Paleogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines clays, muds and marls Fm.) in the Iberian Ranges, Eastern Spain. *Palaeogeogr. palaeoclimatol. palaeoecol.*, 91: 347-361.
- **López Ruiz, J. (1994).** Componentes del manto deducidos de la signatura geoquímica de los basaltos oceánicos y continentales. En: *Geología y metalogenia en ambientes oceánicos. Depósitos hidrotermales submarinos* (J. Rey, J. Martínez-Frías y R. Lunar), Instituto español de oceanografía, publicaciones especiales, 18: 127-143.
- **López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1990).** *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Rueda, Madrid, 168 p.
- **Lucas, C. (1985).** *Le grès rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la geodynamique de depots continentaux du Permien et du Trias.* Thèse Doctorat d' Etat (Sciences). Toulouse III, 269 p.
- **Lucas, C. y Gisbert, J. (coord.) (1996).** Carbonifère Supérieur-Permien. Chap. 8. En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (Barnolas, A. y Chiron, J. C., edits.). Ed. BRGM-ITGE, vol. 1, pp: 340-359.
- **Maillard, P. (1966).** *Étude géologique et métallogenetique de la région de Valcarlos (Navarre).* Thèse Doct. 3<sup>eme</sup> cycle. Univ. Paris, 108 p.
- **Mallada, L. (1878).** Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, vol. 15, 439 p.
- **Majeste-Menjoulas, C. (1979).** Structure du Paleozoique dans la Nappe alpine de Gavarnie (Pyrenees centrales); influence de la configuration du socle. *Bull. Soc. Geol. France*, 21 (2) : 195-199.
- **Manhès, G., Minster, J. F. y Allègre, C. J. (1987).** Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr study of the Saint Séverin amphoterite: consequence for early solar system chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39: 14-24.
- **Mathez, E. A. (1973).** Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and the application to basaltic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 61-72.

- **Martí, J. (1986).** *El vulcanisme explosiu tardihercinia del Pirineu catalá.* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 306 p.
- **Martí, J., Muñoz, J. A. y Vaquer, R. (1986).** Les roches volcaniques de l'Ordovicien Superieur de la region Ribes de Freser-Rocabruna (Pyrenees Catalanes): caracteres et signification. *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci. serie D*, 302 (20): 1237-1242.
- **Martí, J. y Mitjavila, (1988).** El Volcanismo tardihercinico del Pirineo Catalan. II: caracterizacion de la actividad explosiva. *Acta Geol. Hisp.*, 23 (1): 21-31.
- **Martínez-Catalán, J. R. (1990).** A non-cylindrical model for the northwest Iberia allochthonous terranes and their equivalents in the Variscan belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179: 253-272.
- **Martínez-Torres, L. M. (1989).** *El Manto de los Mármoles (Pirineo Occidental): Geología estructural y evolución geodinámica.* Tesis doctoral. Univ. País Vasco. 290 pp.
- **Martínez-Torres, L. M. y Ramón-Lluch, R., (1984).** Relaciones entre estructuras y deslizamientos de laderas en el Macizo de Cinco Villas (Pirineo Occidental). *Actas del VIII Simp. Nac. Reconocimiento de Macizos Rocosos*, Madrid, 1: 1-8.
- **Mathey, B., Floquet, M. y Martínez-Torres, L. M. (1999).** The Leiza palaeo-fault: role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris, ser. Ila*, 328: 393-399.
- **Matte, P. (1986).** Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- **Menning, M. (1995).** A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. In: P. A. Scholle, T. M. Peryt y D. S. Ulmer-Scholle (eds), *The Permian of Northern Pangea, vol. 1*, Springer-Verlag, 77-97.
- **Menning, M. (2001).** A Permian time scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra reversal (265 Ma). *Natura Bresciana*, 25: 355-362.
- **Merrill, R. B. y Wyllie, P. J. (1975).** Kaersutite and kaersutite eclogite from Kakanui, New Zealand; water-excess and water-deficient melting to 30 kilobars. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86 (4): 555-570.
- **Meschede, M. (1986).** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- **Mey, P. H. W. (1967).** Evolution of the Pyrenean Basins during the Late Palaeozoic. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 2: 1157-1166.
- **Mey, P. H. W., Nagtegaal, R. J. C., Roberti, K. J. y Hartevelt, J. J. A. (1968).** Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 221-228.
- **Middlemost, E. A. K. (1991).** Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sci. Rev.*, 31: 73-87.
- **Mirouse, R. (1959).** Sur l'âge des andesites de la haute vallée du Gave d'Aspe (Basses Pyrénées). *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*, p: 65-66.

- **Mirouse, R. (1966).** Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mem. Carte Géol. France*. 451 p.
- **Mitjavila, J. M. y Martí, J. (1986).** El volcanismo triásico del S de Catalunya. *Rev. Inv. Geol.*, 42/43: 89-103.
- **Molin, G. y Zanazzi, P. F. (1991).** Intracrystalline Fe<sup>2+</sup>-Mg ordering in augite; experimental study and geothermometric applications. *Eur. J. Miner.*, 3 (5): 863-875.
- **Morata, D., Puga, E., Demant, A. y Aguirre, L. (1997).** Geochemistry and tectonic setting of the "ophites" from the External Zones of the Betic Cordilleras (S. Spain), *Est. Geol.*, 53 (3-4): 107-120.
- **Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1988).** Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111: 535-550.
- **Morre, N. y Thiébaud, J. (1962).** Les roches volcaniques du Trias inferieur du versant nord des Pyrénées. *Bull. Soc. Geol. France*, 7<sup>eme</sup> serie, t. IV, p: 539-546.
- **Morre, N. y Thiébaud, J. (1964).** Constitution de quelques roches volcaniques permienes de la Sierra del Cadi (Pyrénées Catalanes). *Bull. Soc. Geol. France*, 7<sup>eme</sup> serie, t. VI, p: 389-396.
- **Morse, S A. (1980).** Kiglapait mineralogy II; Fe-Ti oxide minerals and the activities of oxygen and silica. *J. Petrol.*, 21 (4): 685-719.
- **Müller, D. (1969).** *Perm und Trias im valle de Baztan (Spanische-West Pyrenees)*. Dissertation. Clausthal Fak. fur Natur und Geisteswiss. Tech. Univ. 129 p.
- **Müller, D. (1973).** Perm und Trias im valle de Baztan - ein Beitrag zur stratigraphie und Paläogeographie der spanische west-Pyrenaën. *N. J. geol. Paläont. Abh.*, 142 (1): 30-43.
- **Müller, J. y Roger, P. (1977).** L'évolution des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Geol. Alpine*, 53: 141-191.
- **Nagtegaal, P. J. C. (1969).** Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the south-central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 42: 143-238.
- **Navidad, M. (2004).** El magmatismo del Ordovícico Superior de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 249-250.
- **Navidad, M. y Alvaro, M. (1985).** El Vulcanismo alcalino del Triasico Superior de Mallorca (Mediterraneo Occidental). *Bol. Geol. Min.*, 96 (1): 10-22.
- **Navidad, M. y Barnolas, A. (1991).** El magmatismo (ortogneises y volcanismo del Ordovicio Superior) del Paleozoico de las Catalanides. *Bol. Geol. Min.*, 102 (2): 187-202.
- **Navidad, M., Liesa, M. y Carreras, J. (1996).** Magmatismo Paleozoico en el Macizo del Roc De Frausa (Pirineos Orientales). *Acta Geol. Hisp.*, 31 (4): 1-15.
- **Nenova, P. I. (1997).** "Fe23": a computer program for calculating the number of Fe<sup>2+</sup> and Fe<sup>3+</sup> ions in minerals. *Comp. Geosc.*, 23 (2): 215-219.
- **Oba, T., Yagi, K. y Hariya, Y. (1986).** Stability relation of kaersutite, reinvestigated on

- natural and synthetic samples. En: *Morphology and phase equilibria in minerals* (proc. 13 General Meeting I.M.A., Varna, 1982), 353-363.
- **Otten, M. T. (1984).** The origin of brown hornblende in the Artfället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 86: 189-199.
  - **Papike, J. J., Cameron, R. L. y Baldwin, K. (1974).** Amphiboles and pyroxenes: characterisation of other than quadrilateral component and estimation of ferric iron from microprobe date. *Abstr. Prog. Geol. Soc. Am.*, 6: 1053-1054.
  - **Pearce, J. A. (1983).** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: *Continental basalts and mantle xenoliths* (C. J. Hawkesworth y M. J. Norry, Edits.). Shiva, Nantwich, pp 230-249.
  - **Perini, G., Cebriá, J. M., López-Ruiz, J. y Doblas, M. (2004).** Carboniferous-Permian mafic magmatism in the Variscan belt of Spain and France: implications for mantle sources. En: *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe* (M. Wilson, E. R. Neumann, G. R., Davies, M. J. Timmerman, M. Heremans y B. T. Larsen, Edits.), *Geological Society*, London, Special publications, 223: 415-438.
  - **Pesquera, A. (1985).** *Contribución a la mineralogía, petrología y metalogía del macizo paleozoico de Cinco Villas (Pirineos Vascos)*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, 579 p.
  - **Pesquera, A. y Velasco, F. (1988).** Metamorphism of the Paleozoic Cinco Villas Massif (Basque Pyrenees). *Mineral. Mag.*, 52: 615-625.
  - **Pesquera, A. y Pons, J. (1990).** Le pluton hercynien de Aya (Pyrénées basques espagnoles). Structure, mise en place et incidentes tectoniques régionales. *Bull. Soc. géol. France*, 1: 13-21.
  - **Peucat, J. J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. y Condie, K. C. (1988).** Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archaean low- and high-transition zone of southern India: syn-accretion vs post-accretion granulites. *J. Geol.*, 97: 537-550.
  - **Poblet, J. (1991).** *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona. 604 pp.
  - **Popp, R. K. y Bryndzia, L. T. (1992).** Statistical analysis of Fe<sup>3+</sup>, Ti and OH in kaersutite from alkalic igneous rocks and mafic mantle xenoliths. *Amer. Min.*, 77: 1250-1257.
  - **Pouget, P., Lamouroux, C., Dahmani, A., Debat, P., Driouch, Y.; Mercier, A., Soula, J. C. y Vezat, R. (1989).** Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les pyrenees hercyniennes. *Geol. Rundschau*, 78: 537-554.
  - **Pouget, P., Liesa, M., Alias, G., Vaquer, R. (1996).** Metamorphisme Hercynien: Le Massif de Bossost. En: *Synthese géologique et géophysique des pyrenees. vol. 1. Cycle Hercynien* (A. Barnolas, J. C. Chiron y B. Guérange, Eds.). BRGM-ITGE, Orleans-Madrid, pp. 561-564.
  - **Powell, R. (1984).** Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *J. Geol. Soc. London*, 141: 447-452.



- **Ramírez del Pozo, J. (1971).** *Bioestratigrafía y facies del Jurásico y Cretácico del norte de España*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España. 354 p.
- **Rat, P. (1959).** *Les Pays Basco Cantabriques*. Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon, T. 18.
- **Rat, P., Amiot, M., Feuillee, P., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A. y Salomon, J. (1983).** Vue sur le Cretacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique; Une marge et son arrière-pays, ses environnements sedimentaires. *Memoires Geol. Univ. Dijon*, 9: 177-191.
- **Rayleigh, J. W. S. (1896).** Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag.*, 42: 77-107.
- **Reiners, P. W., Nelson, B. K. y Ghiorso, M. S. (1995).** Assimilation of felsic crust by basaltic magmas: theoretical limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. *Geology*, 23: 563-566.
- **Requadt, H. (1971).** *Zur stratigraphie und facies des Unter-und middle devons in den Spanischen Westpyrenäen*. These Doct. Fak. Natur. Geist. Techn. Univ. Clausthal, 170 p.
- **Requadt, H. (1974).** Aperçu sur la stratigraphie et le facies du Devonien inferieur et Moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne. *Pirineos*, 111: 109-127.
- **Requadt, H. (1981).** Stratigraphie im Variszikum des oestlichen Cinco-Villas-Massives in den Spanischen Westpyrenaen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. 132; 1: 191-200.
- **Richard, P. (1986).** Structure et evolution alpines des Massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque Francais). *Doc du B.R.G.M.*, 2, I (4): 384-401.
- **Ríos, L. M., Galera, J. y Baretino, D. (1989).** *Memoria de la hoja nº 145 del Mapa Geológico de España: Sallent*. E. 1/50.000. I.T.G.E., 61 p.
- **Robertson, A. H. F., Dixon, J. E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. y Ustaomer, T. (1996).** Alternative tectonic models for the late Palaeozoic-early Tertiary development of Tethys in the eastern Mediterranean region. En: *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean region* (A. Morris, y D. H. Tarling edits.). Geological Society Special Publications, 105: 239-263. Londres.
- **Rollinson, H. (1993).** *Using geochemical data: evaluation, presenation, interpretation*. Pearson Education Limited, Harlow (England), 352 p.
- **Ross, M. y Huebner, J. S. (1975).** A pyroxene geothermometer based on composition-temperature relationships of naturally occurring orthopyroxene, pigeonite, and augite. En: *International conference on geothermometry and geobarometry; extended abstracts* (Boettcher, A. L., edit.). Pa. State Univ., University Park, Pa., USA.
- **Rossy, M. (1988).** *Contribution a l'etude du magmatisme mesozoïque du domaine pyreneen*. Université de Franche-Comté Besançon, 368 p.
- **Rudnick, R. L. y Fountain, D. M. (1995).** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33 (3): 267-310.
- **Sack, R. O. y Carmichael, I. S. E. (1984).**  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$  and  $TiAl_2 \leftrightarrow MgSi_2$  exchange reactions between clinopyroxenes and silicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 103-115.

- **Salvany, J. M. (1990).** Introducción a las evaporitas triásicas de las cadenas periféricas de la Cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineo y Región Cantábrica. In: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas periféricas, y de la zona de Levante* (Ortí, F. y Salvany, J. M., eds.), pp: 9-20. ENRESA-GPPC. Universitat de Barcelona.
- **Sampelayo, P. H. (1957).** *Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca, hoja 47. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000.* I.T.G.E. Madrid.
- **San Miguel de la Cámara, M. (1936).** Estudio de las rocas eruptivas de España. *Mem. Acad. Cien. Exac. Fís. Nat. Madrid*, tomo VI, p. 660.
- **Saunders, A. D., Norry, M. J. y Tarney, J. (1988).** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol.*, Special Lithosphere Issue: 415-445.
- **Saxena, S. K. (1976).** Two-pyroxene geothermometer; a model with an approximate solution. *Amer. Miner.*, 61 (7-8): 643-652.
- **Schwarz, E. J. (1962).** Geology and paleomagnetism of the valley of the río Aragón Subordan north and east of Oza (Spanish Pyrenees, province of Huesca). *Est. Geol.*, 18: 193-239.
- **Sengör, A. M. C., Yilmaz, Y. y Songurlu, O. (1984).** Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: J. E. Dixon y A. F. H. Robertson (Eds.), *The geological evolution of eastern Mediterranean.* Geological Society London Special Publications, 17, 77-112.
- **Shervais, J. W. (1982).** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101-118.
- **Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Exposito, I., Azor, A. y Martínez Poyatos, D. (2002).** Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and Western European Variscides. En: *Variscan-Appalachian Dynamics: The building of the Late Paleozoic basement* (J. R. Martínez Catalán, R. D. Hatcher Jr., R. Arenas y F. Díaz García, Edits.), *Geological Society of America*, Special Paper, 364: 253-262
- **Soula, J. C. (1984).** Genèse des bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent: modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 93 (1-2): 83-104.
- **Soula, J. C., Lucas, C. y Bessiere, G. (1979).** Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older variscan structures: field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58: 1-9.
- **Spear, F. S. (1981).** An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, 21: 697-734.
- **Spear, F. S. (1993).** *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.* Mineralogical Society of America, Washington, D. C., 799 p.
- **Speksnijder, A. (1985).** Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of the southern Pyrenees, Spain. *Sedim. Geol.*, 44: 179-223.
- **Stampfli, G. M. (1996).** The Intra-Alpine terrane: a Palaeotethyan remnant in the

Alpine Variscides. *Eclog. geol. Helv.*, 89: 13-42.

- **Stuart-Menteath, P. W. (1881).** Sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd. *Bull. Soc. Geol. France*, 3<sup>ème</sup> serie, t. IX, p: 304-333.
- **Stuart-Menteath, P. W. (1891).** Note sur une carte géologique de la Haute et Basse Navarre. *Bull. Soc. Geol. France*, 3<sup>ème</sup> serie, t. XIX, p: 929-932.
- **Sun, S. S. y McDonough, W. F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: *Magmatism in the ocean basins* (A. D. Saunders y M. J. Norry), *Geological Society*, London, Special Publications, 42: 313-345.
- **Taylor, R. W. (1964).** Phase equilibria in the system FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> at 1300 degrees. *Amer. Miner.*, 49: 1016-1030.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1995). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- **Tracy, R. J. y Robinson, P. (1977).** Zoned titanite augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Amer. Miner.*, 62 (7-8): 634-645.
- **Valero, B. (1986).** *El marco geológico del Stephaniense-Pérmico del Alto Aragón y Alto Gállego*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 234 p.
- **Valero, B. (1991).** *Los sistemas lacustres carbonatados del Stephaniense y Pérmico en el Pirineo Central y Occidental*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 413 p.
- **Valero, B. (1993).** Lacustrine deposition and related volcanism in a transtensional tectonic setting: Upper Stephanian-Lower Autunian in the Aragón-Bearn Basin, western Pyrenees (Spain-France). *Sedim. Geol.*, 83: 133-160.
- **Valero, J. (1974).** *Géologie structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa, Province de Huesca (Espagne)*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Bordeaux, 78 p.
- **Van den Eeckhout, B. y Zwart, H. J. (1988).** Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16: 135-138.
- **Van der Lingen, G. J. (1960).** Geology of the Spanish Pyrenees: North of Canfranc, Huesca province. *Est. Geol.* 16 (4): 205-242.
- **Van der Voo, R. y Boessenkool, A. (1973).** Permian paleomagnetic result from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and Stable Europe. *J. Geophys. Res.*, 78 (23): 5118-5127.
- **Velde, B. y Kushiro, I. (1978).** Structure of sodium aluminosilicate melts quenched at high pressure; infrared and aluminum K-radiation data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40 (1): 137-140.
- **Vera, J. A. (editor) (2004).** *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- **Vera, J. A., Salas, R., Bizer, K., Mas, R. y Roca, E. (2001).** Iberia and the Western Mediterranean. In: *The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain* (G. Stampfli, G. Borel, W. Cavazza, J. Mosar y P. A. Ziegler, edits.), CD-ROM. Edited by the European Geophysical Union.

- **Viennot, P. (1929).** Les erupciones basálticas permianas dans les Pyrénées. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, pp: 29-32.
- **Villalobos, L. (1975).** *Mapa geológico de España, 90 -Sumbilla-*, E. 1:50.000. I.G.M.E. 55 p.
- **Vissers, R. L. M. (1992).** Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11 (6): 1369-1384.
- **Vitrac, A. y Allègre, C. J. (1975).** A study of the formation and history of a piece of continental crust by  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  method: the case of the French Oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 257-285.
- **Walker, G. P. L., Canon-Tapia, E. y Herrero-Bervera, E. (1999).** Origin of vesicle layering and double imbrication by endogenous growth in the Birkett basalt flow (Columbia River Plateau). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88: 15-28.
- **Wang, P. y Glover III, L. (1992).** A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth Sci. Rev.*, 33: 111-131.
- **Wass, S. Y. (1979).** Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12 (2): 115-132.
- **Weaver, B. L. (1991).** The origin of ocean island basalt end-member composition: trace elements and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.
- **Wedepohl, K. H. (1995).** The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59 (7): 1217-1232.
- **Wells, P. R. A. (1977).** Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-139.
- **Wensink, H. (1962).** Paleozoic of upper Gállego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. *Est. Geol.*, 18 (1-2): 1-74.
- **Wilson, M. (1989).** *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- **Winchester, M. A. y Floyd, P. A. (1976).** Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 459-469.
- **Winchester, M. A. y Floyd, P. A. (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- **Winter, J. D. (2001).** *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 697 p.
- **Wood, D. A. (1980).** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 11-30.
- **Wood, B. J. y Banno, S. (1973).** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, 42: 109-124.

- **Yagi, K., Hariya, Y., Onuma, K., Fukushima, N. (1975).** Stability relation of kaersutite. *J. Fac. Sci., Hokkaido University, Series 4: Geology and Mineralogy*, 16 (4): 331-342.
- **Zandvliet, J. (1960).** The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Med.*, 25: 1-127.
- **Zeiller, M. R. (1895).** Notes sur la flore des gisements houillers de la Rhune et D'ibantelly (Basses Pyrénées). *Bull. Soc. geol. France*, 3<sup>eme</sup> série, t. XXIII: 482-489.
- **Ziegler, P. A. (1988).** Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys. *A.A.P.G., Memoir 43*, 198 pp.
- **Zindler, A., Jagoutz, E. y Goldstein, S. (1982).** Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature*, 298: 519-523.
- **Zwart, H. J. (1963).** The structural evolution of the paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundrs.*, 53: 170-205.
- **Zwart, H. J. (1979).** The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50 (1): 1-74.

***ANEXOS***

## INDICE DE LOS ANEXOS

<b>Anexo I. Composición mineral.</b>	<b>355.</b>
<i>Anexo I.1. Metodología.</i>	357.
<i>Anexo I.2. Análisis de plagioclasas.</i>	359.
<i>Anexo I.3. Análisis de piroxenos.</i>	375.
<i>Anexo I.4. Análisis de anfíboles.</i>	411.
<i>Anexo I.5. Análisis de apatitos.</i>	423.
<i>Anexo I.6. Análisis de espinelas.</i>	427.
<i>Anexo I.7. Análisis de óxidos de Fe-Ti.</i>	431.
<i>Anexo I.8. Análisis de chorlomita.</i>	435.
<b>Anexo II. Composición geoquímica de roca total.</b>	<b>439.</b>
<i>Anexo II.1. Metodología.</i>	441.
<i>Anexo II.2. Composición geoquímica de roca total (mayores y trazas).</i>	443.
<i>Anexo II.3. Composición normativa (norma C.I.P.W.).</i>	449.
<i>Anexo II.4. Composición isotópica (Isótopos de Sr, Nd y Pb).</i>	455.

*ANEXO I.*

*COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.*





### *Anexo I.1. Metodología de análisis de los minerales analizados mediante microsonda electrónica.*

El presente anexo incluye una selección de los análisis realizados mediante microsonda electrónica en los minerales principales presentes en los grupos litológicos estudiados. Del total de análisis realizados, se han excluido aquellos que no satisfacían los criterios estequiométricos de *suma total de óxidos* y ajuste de *posiciones estructurales*. Como límite de confianza se consideran aceptables análisis con una desviación de  $\pm 2\%$  respecto del 100% de la suma total de óxidos, aunque en el caso de minerales hidratados el rango puede ser algo mayor, puesto que no es posible, mediante esta técnica, evaluar el contenido de H<sub>2</sub>O de los minerales. Otros criterios estequiométricos que se han valorado han sido que la suma total de cationes, por unidad de fórmula, se aproxime a la suma teórica para el número de aniones considerado y que los cationes ocupen las posiciones estructurales (p.e. tetraédrica, octaédrica, etc.) correctamente.

Los análisis se realizaron en los *Servicios Científico-Técnicos* de la Universidad de Oviedo y de la Universidad de Barcelona, con una microsonda electrónica, en ambos casos, modelo CAMECA SX-50, que dispone de cuatro espectrómetros dispersores de longitud de onda (WDS) dotados de los siguientes cristales analizadores:

Espectrómetro 1: cristales PET, TAP, ODPB, PC1.

Espectrómetro 2: cristales LIF, PET.

Espectrómetro 3: cristales LIF, PET.

Espectrómetro 4: cristales TAP, PC2.

Las condiciones analíticas utilizadas para todos los elementos excepto para el Na fueron un potencial de aceleración de 15 kV, una corriente de 15nA, diámetro del haz de 3mm y un tiempo de contaje de 10 segundos. En el caso del Na se utilizó un potencial de aceleración de 15 kV, 10 nA de intensidad de la corriente, un diámetro del haz de 20 $\mu$ m y un tiempo de contaje de 10s. La corrección de efectos interelementales se llevó a cabo mediante la sistemática ZAF y los estándares utilizados fueron los siguientes:

Ortoclasa (K, Si)

Wollastonita (Ca)

Albita (Na, Al)

Pirofanita (Mn,Ti)

Hematites (Fe)

Estroncianita (Sr)

Barita (Ba)

Estándares sintéticos de MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb<sub>2</sub>O y NiO.

En todos los casos, el recálculo de cationes se ha realizado atendiendo a las recomendaciones de la I.M.A. y el número de oxígenos considerado se indica en las respectivas tablas de composición. Para el cálculo de la fórmula estructural, se han diseñado hojas de cálculo específicas para cada grupo mineral, utilizando el software Microsoft™ Excel©. El contenido en Fe ha sido, en todos los casos, analizado como FeO<sub>T</sub> y, posteriormente, se han realizado los recálculos oportunos para considerar el contenido de Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup>; los métodos de recálculo en cada grupo mineral se indican en el texto.

En las tablas de composición de los clinopiroxenos se incluyen las proporciones de las moléculas de Enstatita (En), Ferrosilita (Fe) y Wollastonita (Wo) calculadas siguiendo las recomendaciones indicadas por la I.M.A. (1998). En el caso de las plagioclasas se incluyen las proporciones de las moléculas de Anortita (An), Albita (Ab) y Ortosa (Or). En los grupos donde se incorpora el parámetro *mg*, éste ha sido calculado según la relación:

$$mg = \frac{Mg}{(Mg + Fe^{2+} + Mn)}$$



*Anexo I.2. Análisis de plagioclasas.*



## Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Ol+Cpx+Pl"

Tabla 1

	ELA-33 Fxl-barr #25	ELA-33 Fxl-barr #26	ELA-33 Fxl-barr #27	ELA-33 Fxl-barr #28	ELA-33 Fxl-barr #29	ELA-33 Fxl-barr #30	ELA-33 Fxl-barr #31	ELA-33 Fxl-barr #32	ELA-33 Fxl-barr #33	ELA-33 Fxl-barr #34	ELA-33 Fxl-barr #35	ELA-33 Fxl-barr #36	ELA-33 Fxl-barr #37	ELA-33 Fxl-barr #38	ELA-33 Fxl-barr #39
SiO <sub>2</sub>	52,40	52,74	52,19	53,40	52,29	52,35	52,24	53,07	52,25	51,10	51,28	52,05	51,91	50,79	50,69
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	0,11	0,11	0,09	0,04	0,09	0,03	0,09	0,11	0,15	0,43	0,09	0,07	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,90	29,93	29,94	29,91	29,88	29,87	29,89	29,45	29,84	30,23	30,24	30,38	29,94	30,20	30,68
MgO	0,11	0,10	0,12	0,21	0,16	0,10	0,10	0,11	0,08	0,10	0,08	0,14	0,07	0,07	0,05
CaO	12,82	12,74	12,79	11,72	12,78	12,81	12,70	12,31	12,22	12,74	13,06	12,61	12,64	12,84	13,39
MnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,21	0,14	0,19	0,31	0,26	0,26	0,22	0,17	0,27	0,29	0,31	0,20	0,19	0,25	0,48
SrO	0,14	0,23	0,26	0,21	0,21	0,21	0,18	0,22	0,15	0,27	0,25	0,23	0,25	0,20	0,22
BaO	0,00	0,00	0,00	0,16	0,01	0,04	0,03	0,05	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,04	0,01
Na <sub>2</sub> O	4,02	4,34	4,21	3,95	4,02	4,18	4,11	4,27	4,49	4,05	4,02	3,86	4,18	3,98	3,86
K <sub>2</sub> O	0,24	0,24	0,28	0,61	0,23	0,21	0,27	0,30	0,27	0,25	0,28	0,29	0,27	0,27	0,23
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00
Total:	99,94	100,53	100,08	100,59	99,94	100,06	99,82	99,96	99,65	99,15	99,71	100,58	99,53	98,69	99,71
Si	2,38	2,38	2,37	2,41	2,38	2,38	2,38	2,41	2,38	2,35	2,35	2,36	2,37	2,34	2,32
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	1,60	1,60	1,60	1,59	1,60	1,60	1,60	1,58	1,60	1,64	1,63	1,62	1,61	1,64	1,66
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,62	0,62	0,62	0,57	0,62	0,62	0,62	0,60	0,60	0,63	0,64	0,61	0,62	0,63	0,66
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Sr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,35	0,38	0,37	0,34	0,35	0,37	0,36	0,38	0,40	0,36	0,36	0,34	0,37	0,36	0,34
K	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total:	5,00	5,01	5,01	4,98	5,00	5,01	5,00	5,00	5,02	5,02	5,02	5,00	5,01	5,02	5,02
An:	62,91	61,04	61,67	59,86	62,84	62,12	62,09	60,33	59,11	62,58	63,19	63,24	61,61	63,08	64,85
Ab:	35,69	37,62	36,70	36,46	35,81	36,66	36,35	37,91	39,35	35,97	35,20	35,05	36,84	35,36	33,82
Or:	1,40	1,34	1,63	3,68	1,35	1,22	1,56	1,76	1,54	1,45	1,61	1,71	1,56	1,57	1,33

Tabla 2

	ELA-33 a #1	ELA-33 a #2	ELA-33 a #3	ELA-33 a #4	ELA-33 a #5	ELA-33 a #6	ELA-33 a #7	ELA-33 a #8	ELA-33 a #9	ELA-33 b #1	ELA-33 b #2	ELA-33 b #3	ELA-33 b #4	ELA-33 c #1	ELA-33 c #2
SiO <sub>2</sub>	52,75	52,49	52,55	51,97	52,81	52,48	52,77	52,51	52,36	51,64	52,23	51,52	50,66	53,33	54,49
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,10	0,07	0,05	0,03	0,10	0,06	0,11	0,07	0,20	0,10	0,10	0,08	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,22	29,36	29,48	29,25	29,24	29,43	29,34	29,35	29,56	28,35	28,00	28,28	28,16	26,95	27,16
MgO	0,07	0,11	0,07	0,10	0,11	0,10	0,07	0,08	0,07	0,09	0,10	0,05	0,07	0,81	0,03
CaO	12,86	13,07	12,91	13,18	12,93	13,11	12,67	12,90	13,08	13,18	12,55	13,08	12,99	12,17	12,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO	0,15	0,11	0,17	0,16	0,24	0,22	0,21	0,21	0,21	0,31	0,53	0,15	0,21	1,62	0,57
SrO	0,11	0,10	0,16	0,10	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,13	0,10	0,09	0,11	0,12	0,13
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	4,41	4,41	4,51	4,31	4,55	4,41	4,49	4,41	4,26	4,17	4,50	4,20	4,29	4,56	4,79
K <sub>2</sub> O	0,31	0,31	0,27	0,30	0,29	0,29	0,36	0,22	0,28	0,29	0,27	0,27	0,27	0,29	0,34
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	99,93	100,01	100,23	99,46	100,31	100,16	100,10	99,82	100,06	98,23	98,47	97,75	96,84	99,97	99,81
Si	2,40	2,39	2,39	2,38	2,40	2,39	2,40	2,39	2,38	2,40	2,42	2,40	2,39	2,44	2,48
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	1,57	1,58	1,58	1,58	1,56	1,58	1,57	1,58	1,59	1,55	1,53	1,55	1,56	1,45	1,46
Mg	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00
Ca	0,63	0,64	0,63	0,65	0,63	0,64	0,62	0,63	0,64	0,66	0,62	0,65	0,66	0,60	0,59
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,39	0,39	0,40	0,38	0,40	0,39	0,40	0,39	0,38	0,38	0,40	0,38	0,39	0,40	0,42
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	5,02	5,03	5,03	5,03	5,03	5,03	5,02	5,02	5,02	5,02	5,02	5,02	5,03	5,04	5,01
An:	60,63	61,03	60,38	61,78	60,11	61,16	59,68	61,03	61,93	62,56	59,73	62,28	61,64	58,59	57,18
Ab:	37,64	37,24	38,12	36,55	38,31	37,22	38,30	37,72	36,50	35,81	38,77	36,21	36,86	39,74	40,89
Or:	1,73	1,73	1,50	1,67	1,58	1,62	2,03	1,25	1,57	1,63	1,51	1,51	1,50	1,67	1,93

*Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Ol+Cpx+Pl"*

Tabla 3

Cristal:	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33
	c #3	c #4	c #5	c #6	c #7	c #8	c #9	c #10	PI 2 #40	PI 2 #41	PI 2 #42	PI 2 #43	PI 2 #44	PI 2 #45
SiO <sub>2</sub>	53,34	53,92	53,50	54,30	54,11	55,35	55,20	56,79	51,07	51,97	52,02	51,11	53,45	51,75
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,17	0,17	0,15	0,10	0,14	0,21	0,13	0,07	0,11	0,10	0,10	0,16	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,68	27,48	28,26	27,27	27,51	27,04	26,42	26,14	30,78	30,10	29,92	30,52	29,27	29,98
MgO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,25	0,05	0,08	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05
CaO	12,70	12,28	12,98	12,11	12,08	11,74	11,25	10,28	13,34	12,39	13,01	13,47	11,85	12,72
MnO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	0,58	0,61	0,61	0,48	0,49	0,63	0,81	0,71	0,52	0,52	0,57	0,39	0,56	0,54
SrO	0,12	0,17	0,12	0,13	0,01	0,09	0,06	0,13	0,22	0,21	0,21	0,18	0,21	0,17
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,06	0,00	0,02	0,00
Na <sub>2</sub> O	4,62	4,79	4,46	4,71	4,85	4,86	5,17	5,62	3,85	4,27	4,03	3,82	4,68	4,18
K <sub>2</sub> O	0,27	0,29	0,28	0,32	0,28	0,31	0,37	0,43	0,24	0,27	0,25	0,26	0,28	0,22
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	99,45	99,77	100,41	99,50	99,58	100,28	99,75	100,28	100,19	99,90	100,20	99,90	100,51	99,74
Si	2,44	2,46	2,43	2,48	2,47	2,50	2,51	2,56	2,33	2,37	2,37	2,33	2,42	2,36
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	1,49	1,48	1,51	1,47	1,48	1,44	1,42	1,39	1,65	1,62	1,61	1,64	1,56	1,61
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,62	0,60	0,63	0,59	0,59	0,57	0,55	0,50	0,65	0,61	0,63	0,66	0,57	0,62
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,41	0,42	0,39	0,42	0,43	0,43	0,46	0,49	0,34	0,38	0,36	0,34	0,41	0,37
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	5,02	5,02	5,01	5,00	5,01	4,99	5,01	5,00	5,02	5,02	5,01	5,02	5,01	5,02
An:	59,41	57,70	60,68	57,64	57,02	56,18	53,47	49,01	64,78	60,63	63,16	65,09	57,38	61,92
Ab:	39,08	40,69	37,78	40,57	41,40	42,07	44,45	48,54	33,84	37,77	35,38	33,42	40,99	36,82
Or:	1,51	1,62	1,54	1,80	1,58	1,75	2,08	2,45	1,38	1,60	1,46	1,48	1,63	1,26

## Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Ol+Pl"

Tabla 1

	ELA-1 a #1	ELA-1 a #2	ELA-1 a #3	ELA-1 a #4	ELA-1 a #5	ELA-1 a #6	ELA-1 a #7	ELA-1 a #8	ELA-1 a #9	ELA-1 a #10	ELA-1 a #11	ELA-1 a #12	ELA-1 b #1	ELA-1 b #2	ELA-1 b #3
SiO <sub>2</sub>	68,75	68,03	67,39	68,81	68,27	68,59	68,40	67,17	68,53	68,10	67,41	68,49	66,89	67,51	67,17
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,04	0,07	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,42	19,10	19,29	19,37	19,23	19,26	19,59	19,45	19,40	19,26	19,67	19,74	20,55	19,26	19,63
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	0,00	0,08	0,13	0,13	0,11	0,15	0,21	0,09	0,13	0,12	0,40	0,16	0,20	0,10	0,38
MnO	0,04	0,01	0,05	0,08	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00
FeO	0,21	0,06	0,21	0,08	0,04	0,00	0,13	0,08	0,10	0,01	0,12	0,12	0,59	0,04	0,00
SrO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,04	0,00
Na <sub>2</sub> O	12,02	11,93	11,78	12,18	12,03	12,14	12,10	12,17	12,14	12,25	11,89	12,27	11,36	12,30	12,17
K <sub>2</sub> O	0,21	0,07	0,34	0,05	0,07	0,08	0,18	0,09	0,09	0,10	0,12	0,12	0,78	0,23	0,08
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,12	0,05	0,07	0,08	0,14	0,07	0,09	0,05	0,11	0,07	0,08	0,12	0,13	0,08
Total:	100,63	99,47	99,28	100,80	99,88	100,39	100,74	99,15	100,45	99,94	99,81	101,11	100,53	99,68	99,52
Si	2,99	3,00	2,98	2,99	2,99	2,99	2,98	2,97	2,99	2,99	2,97	2,97	2,93	2,98	2,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,00	0,99	1,01	0,99	0,99	0,99	1,01	1,01	1,00	1,00	1,02	1,01	1,06	1,00	1,02
Mg	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,01	1,02	1,01	1,03	1,02	1,03	1,02	1,04	1,03	1,04	1,01	1,03	0,97	1,05	1,04
K	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	5,02	5,02	5,03	5,03	5,02	5,03	5,03	5,05	5,03	5,04	5,03	5,04	5,04	5,05	5,05
An:	0,00	0,36	0,59	0,59	0,49	0,66	0,93	0,40	0,57	0,55	1,82	0,72	0,93	0,45	1,69
Ab:	98,88	99,27	97,58	99,13	99,11	98,90	98,13	99,11	98,93	98,94	97,53	98,64	94,78	98,36	97,88
Or:	1,12	0,37	1,83	0,28	0,40	0,44	0,94	0,49	0,49	0,51	0,65	0,64	4,29	1,19	0,42

Tabla 2

	ELA-1 b #4	ELA-1 b #5	ELA-1 b #6	ELA-1 b #7	ELA-1 b #8	ELA-1 b #9	ELA-1 b #10	ELA-1 b #11	ELA-1 b #12	ELA-1 b #13	ELA-1 b #14	ELA-1 b #15	ELA-1 b #16	ELA-1 b #17
SiO <sub>2</sub>	67,47	68,57	68,38	68,39	67,62	67,94	66,70	67,94	68,63	68,28	68,25	68,13	68,05	67,80
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,00	0,08	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,34	19,41	19,79	19,42	19,08	19,19	20,81	19,87	19,46	19,46	19,59	19,67	19,51	19,30
MgO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CaO	0,05	0,08	0,25	0,17	0,16	0,15	0,47	0,15	0,13	0,21	0,16	0,12	0,13	0,18
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
FeO	0,09	0,03	0,21	0,06	0,28	0,12	0,19	0,22	0,05	0,11	0,02	0,07	0,10	0,01
SrO	0,00	0,04	0,09	0,01	0,00	0,20	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,06
Na <sub>2</sub> O	12,13	12,48	11,97	12,43	11,83	12,27	10,75	11,61	12,42	12,16	12,10	12,12	12,28	12,14
K <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,10	0,09	0,12	0,04	0,91	0,46	0,07	0,11	0,10	0,25	0,10	0,03
Rb <sub>2</sub> O	0,06	0,09	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08	0,11	0,15	0,09	0,06	0,06	0,08	0,09
Total:	99,23	100,78	100,97	100,64	99,18	100,02	100,00	100,36	100,99	100,43	100,32	100,45	100,28	99,67
Si	2,98	2,99	2,97	2,98	2,99	2,98	2,93	2,97	2,98	2,98	2,98	2,98	2,98	2,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,01	1,00	1,01	1,00	0,99	0,99	1,08	1,02	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00
Mg	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,04	1,05	1,01	1,05	1,01	1,04	0,92	0,98	1,05	1,03	1,02	1,03	1,04	1,04
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	5,04	5,05	5,03	5,05	5,02	5,04	5,01	5,02	5,04	5,04	5,03	5,04	5,04	5,04
An:	0,21	0,36	1,14	0,73	0,73	0,67	2,23	0,68	0,56	0,95	0,70	0,53	0,56	0,80
Ab:	99,57	99,32	98,34	98,82	98,61	99,10	92,64	96,79	99,09	98,44	98,78	98,13	98,93	99,06
Or:	0,22	0,32	0,52	0,45	0,66	0,23	5,13	2,53	0,35	0,61	0,52	1,33	0,51	0,14



*Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Ol+Pl"*

Tabla 3

	ELA-2 a #1	ELA-2 a #2	ELA-2 a #3	ELA-2 a #4	ELA-2 a #5	ELA-2 a #6	ELA-2 a #7	ELA-2 a #8	ELA-2 a #9	ELA-2 a #10	ELA-2 b #1	ELA-2 b #2	ELA-2 b #3	ELA-2 b #4	ELA-2 b #5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67,16	68,15	67,07	65,66	67,25	66,72	67,53	67,51	68,60	68,61	67,46	68,63	67,36	66,03	66,89
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	1,26	0,01	0,06	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,82	18,76	19,18	19,77	18,82	19,11	19,74	19,82	19,73	19,31	19,97	19,74	19,33	18,79	20,60
<b>MgO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>CaO</b>	0,17	0,07	0,08	0,23	0,27	0,19	0,19	0,19	0,15	0,16	0,38	0,11	0,13	0,06	0,17
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,06	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	0,18	0,15	0,22	0,14	0,42	0,10	0,07	0,46	0,14	0,13	0,13	0,26	0,37	0,17	0,58
<b>SrO</b>	0,00	0,02	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,01	0,06	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,88	12,17	12,18	11,79	11,22	11,69	12,12	11,67	12,03	12,01	11,96	12,07	11,74	6,50	11,39
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,12	0,10	0,13	0,33	0,22	0,10	0,08	0,16	0,15	0,13	0,09	0,20	0,15	8,72	1,26
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,11	0,07	0,05	0,13	0,05	0,04	0,06	0,06	0,08	0,11	0,09	0,09	0,00	0,07
<b>Total:</b>	99,44	99,53	98,95	98,06	98,54	99,23	99,81	99,99	101,06	100,48	100,18	101,16	99,20	100,30	100,94
<b>Si</b>	2,96	3,00	2,98	2,95	3,00	2,95	2,97	2,96	2,98	2,99	2,96	2,98	2,98	2,98	2,93
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,03	0,97	1,00	1,05	0,99	1,00	1,02	1,03	1,01	0,99	1,03	1,01	1,01	1,00	1,06
<b>Mg</b>	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
<b>Ca</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	1,02	1,04	1,05	1,03	0,97	1,00	1,03	0,99	1,01	1,02	1,02	1,02	1,01	0,57	0,97
<b>K</b>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,50	0,07
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,03	5,03	5,05	5,05	5,00	5,01	5,04	5,02	5,03	5,02	5,04	5,03	5,03	5,06	5,06
<b>An:</b>	0,80	0,33	0,34	1,07	1,31	0,89	0,86	0,87	0,69	0,71	1,73	0,48	0,62	0,27	0,77
<b>Ab:</b>	98,54	99,12	98,98	97,16	97,41	98,54	98,73	98,26	98,52	98,59	97,77	98,47	98,53	52,96	92,52
<b>Or:</b>	0,66	0,55	0,68	1,77	1,27	0,57	0,42	0,87	0,79	0,70	0,50	1,05	0,84	46,78	6,71

Tabla 4

	ELA-2 c #1	ELA-2 c #3	ELA-2 c #4	ELA-2 c #5	ELA-2 c #7	ELA-2 c #9	ELA-2 c #10	ELA-2 c #12	ELA-2 c #13	ELA-2 c #14	ELA-2 c #16	ELA-2 c #17	ELA-2 c #19	ELA-2 c #20	ELA-2 c #21
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68,07	68,07	63,62	67,69	67,49	67,55	67,53	67,62	64,88	68,02	68,22	67,86	66,79	68,22	67,60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,06	0,01	0,03	0,02	0,00	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,82	19,42	17,99	19,79	20,76	19,53	19,63	19,76	21,28	19,55	19,65	19,78	19,75	19,48	19,47
<b>MgO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>CaO</b>	0,23	0,21	0,03	0,19	0,40	0,07	0,21	0,25	0,30	0,19	0,03	0,31	0,14	0,31	0,20
<b>MnO</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03
<b>FeO</b>	0,02	0,09	0,05	0,13	0,22	0,17	0,11	0,11	0,42	0,01	0,02	0,01	0,16	0,01	0,07
<b>SrO</b>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>BaO</b>	0,03	0,00	0,45	0,06	0,01	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,89	11,86	0,47	11,99	11,45	11,80	11,70	12,12	10,29	12,28	12,22	12,06	8,38	11,97	12,03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,19	0,04	16,14	0,25	0,34	0,14	0,15	0,13	1,29	0,02	0,22	0,07	5,25	0,06	0,10
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,08	0,14	0,00	0,07	0,06	0,09	0,08	0,16	0,05	0,09	0,08	0,09	0,09	0,00	0,08
<b>Total:</b>	100,35	99,87	98,80	100,17	100,92	99,41	99,48	100,26	98,55	100,20	100,52	100,22	100,71	100,11	99,59
<b>Si</b>	2,97	2,99	2,99	2,97	2,94	2,98	2,98	2,96	2,90	2,98	2,98	2,97	2,96	2,98	2,98
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,02	1,00	1,00	1,02	1,07	1,01	1,02	1,02	1,12	1,01	1,01	1,02	1,03	1,00	1,01
<b>Mg</b>	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
<b>Ca</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	1,01	1,01	0,04	1,02	0,97	1,01	1,00	1,03	0,89	1,04	1,03	1,02	0,72	1,02	1,03
<b>K</b>	0,01	0,00	0,97	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,00	0,01	0,00	0,30	0,00	0,01
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,03	5,02	5,01	5,04	5,02	5,02	5,02	5,04	5,02	5,04	5,04	5,03	5,03	5,02	5,04
<b>An:</b>	1,05	0,98	0,13	0,84	1,85	0,33	0,97	1,12	1,46	0,82	0,14	1,37	0,66	1,42	0,89
<b>Ab:</b>	97,94	98,79	4,21	97,80	96,28	98,90	98,20	98,20	91,03	99,09	98,67	98,25	70,33	98,28	98,60
<b>Or:</b>	1,01	0,23	95,66	1,36	1,87	0,77	0,83	0,68	7,52	0,08	1,19	0,38	29,01	0,30	0,51

## Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"

Tabla 1

	AN-5 Fxl #1	AN-5 Fxl #2	AN-5 Fxl #3	AN-5 Fxl #4	AN-5 Fxl #5	AN-5 Fxl #6	AN-5 Fxl #7	AN-5 Fxl #8	AN-5 Fxl #9	AN-5 Fxl #10	AN-5 Fxl #11	AN-5 Fxl #12	AN-5 Fxl #1	AN-5 Fxl #2	AN-5 Fxl #3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53,86	53,14	53,05	56,54	57,03	52,63	52,99	52,75	53,77	54,85	57,53	59,42	54,43	54,62	53,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,04	0,09	0,05	0,13	0,05	0,11	0,10	0,14	0,07	0,14	0,15	0,21	0,07	0,07	0,09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28,38	28,03	28,09	26,65	26,33	28,33	28,63	28,68	28,11	27,07	25,89	24,86	28,73	29,00	28,84
<b>MgO</b>	0,07	0,06	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,02	0,11	0,05	0,03	0,04
<b>CaO</b>	11,30	11,46	11,47	9,27	8,75	12,13	11,85	11,92	11,29	10,22	8,27	6,62	11,27	11,20	11,37
<b>MnO</b>	0,00	0,01	0,06	0,04	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,03	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	0,43	0,42	0,34	0,43	0,37	0,63	0,68	0,63	0,63	0,52	0,45	0,50	0,44	0,22	0,36
<b>SrO</b>	0,13	0,11	0,06	0,10	0,10	0,03	0,04	0,03	0,10	0,00	0,03	0,09	0,07	0,07	0,21
<b>BaO</b>	0,00	0,02	0,00	0,23	0,31	0,23	0,14	0,16	0,00	0,00	0,13	0,09	0,11	0,03	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,11	4,93	4,91	6,01	6,19	4,56	4,83	4,72	5,13	5,55	6,58	7,45	5,18	5,15	5,06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,34	0,38	0,32	0,49	0,59	0,31	0,29	0,32	0,35	0,44	0,62	0,84	0,33	0,34	0,32
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	99,65	98,66	98,39	99,92	99,74	99,04	99,65	99,43	99,56	98,88	99,68	100,29	100,68	100,73	100,15
<b>Si</b>	2,45	2,45	2,45	2,55	2,58	2,42	2,42	2,42	2,45	2,51	2,60	2,66	2,45	2,45	2,44
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,52	1,52	1,53	1,42	1,40	1,54	1,54	1,55	1,51	1,46	1,38	1,31	1,53	1,54	1,54
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,55	0,57	0,57	0,45	0,42	0,60	0,58	0,59	0,55	0,50	0,40	0,32	0,54	0,54	0,55
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,45	0,44	0,44	0,53	0,54	0,41	0,43	0,42	0,45	0,49	0,58	0,65	0,45	0,45	0,44
<b>K</b>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,02	5,02	5,02	5,01	5,01	5,02	5,03	5,02	5,03	5,02	5,01	5,02	5,02	5,01	5,02
<b>An:</b>	53,94	55,03	55,31	44,74	42,35	58,49	56,60	57,18	53,76	49,17	39,56	31,36	53,59	53,53	54,42
<b>Ab:</b>	44,11	42,82	42,89	52,46	54,27	39,76	41,73	40,98	44,26	48,33	56,91	63,88	44,53	44,54	43,79
<b>Or:</b>	1,96	2,15	1,81	2,80	3,38	1,75	1,67	1,84	1,97	2,50	3,53	4,76	1,88	1,93	1,79

Tabla 2

	AN-5 Fxl #4	AN-5 Fxl #5	AN-5 Fxl #6	AN-5 Fxl #7	AN-5 Fxl #8	AN-5 MI #1	AN-5 MI #4	AN-5 MI #1	AN-5 MI #2	AN-5 MI #3	AN-5 MI #4	AN-5 MI #5	AN-5 MI #6	AN-5 MI #7	AN-5 MI #8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,87	53,75	53,94	54,52	54,01	52,08	51,77	52,92	53,52	51,16	51,13	51,38	51,86	52,89	53,10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,12	0,11	0,15	0,11	0,07	0,17	0,08	0,12	0,13	0,12	0,10	0,09	0,10	0,07	0,05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28,99	29,20	28,69	28,76	28,36	28,39	29,66	28,85	28,70	30,24	30,35	30,24	29,96	29,17	28,98
<b>MgO</b>	0,02	0,02	0,03	0,05	0,08	0,02	0,07	0,04	0,09	0,10	0,06	0,06	0,04	0,05	0,02
<b>CaO</b>	11,59	11,42	11,00	10,97	10,97	11,90	12,69	11,56	11,57	13,21	13,44	13,00	12,93	11,35	11,42
<b>MnO</b>	0,02	0,05	0,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,06	0,02	0,02	0,02
<b>FeO</b>	0,29	0,31	0,22	0,32	0,34	0,55	0,77	0,52	0,53	0,47	0,56	0,37	0,44	0,40	0,34
<b>SrO</b>	0,05	0,00	0,07	0,10	0,12	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00	0,17	0,05	0,27
<b>BaO</b>	0,11	0,19	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,18	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,81	4,85	5,24	5,27	5,19	4,62	4,23	4,69	4,76	3,84	3,91	3,81	3,94	4,79	4,74
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,23	0,31	0,29	0,32	0,33	0,31	0,22	0,29	0,33	0,26	0,22	0,24	0,23	0,35	0,36
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	99,09	100,20	99,78	100,43	99,47	98,04	99,48	99,22	99,64	99,57	99,98	99,25	99,68	99,14	99,30
<b>Si</b>	2,42	2,43	2,45	2,46	2,46	2,42	2,37	2,42	2,44	2,34	2,34	2,35	2,37	2,42	2,43
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,56	1,56	1,53	1,53	1,52	1,55	1,60	1,56	1,54	1,63	1,63	1,63	1,61	1,57	1,56
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,57	0,55	0,53	0,53	0,53	0,59	0,62	0,57	0,56	0,65	0,66	0,64	0,63	0,56	0,56
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,43	0,43	0,46	0,46	0,46	0,41	0,38	0,42	0,42	0,34	0,35	0,34	0,35	0,42	0,42
<b>K</b>	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,01	5,01	5,02	5,01	5,02	5,02	5,02	5,01	5,01	5,01	5,02	5,00	5,00	5,02	5,01
<b>An:</b>	56,35	55,52	52,79	52,52	52,85	57,73	61,63	56,72	56,26	64,55	64,67	64,41	63,60	55,57	55,91
<b>Ab:</b>	42,35	42,70	45,54	45,66	45,27	40,50	37,12	41,59	41,85	33,95	34,04	34,17	35,05	42,39	41,98
<b>Or:</b>	1,30	1,78	1,66	1,81	1,88	1,77	1,25	1,69	1,89	1,50	1,28	1,42	1,35	2,04	2,11

*Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"*

Tabla 3

	AN-8 Fxl #1	AN-8 Fxl #2	AN-8 Fxl #3	AN-8 Fxl #4	AN-8 Fxl #5	AN-8 Fxl #6	AN-8 Fxl #7	AN-8 MI #1	AN-8 MI #2	AN-8 MI #3	AN-8 MI #4
SiO <sub>2</sub>	53,20	55,21	54,71	54,19	53,44	53,48	53,44	51,72	51,16	52,30	50,91
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,07	0,05	0,07	0,09	0,09	0,08	0,10	0,04	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,05	28,51	28,53	29,38	29,14	29,24	29,07	30,38	30,35	30,12	31,10
MgO	0,04	0,29	0,56	0,05	0,03	0,06	0,03	0,05	0,03	0,07	0,09
CaO	11,76	10,94	10,86	11,85	11,87	12,08	11,83	13,74	13,74	13,58	13,97
MnO	0,00	0,00	0,16	0,04	0,02	0,03	0,05	0,00	0,03	0,08	0,03
FeO	0,56	0,57	0,84	0,48	0,30	0,60	0,38	0,54	0,50	0,60	0,50
SrO	0,06	0,04	0,05	0,15	0,21	0,04	0,10	0,18	0,08	0,00	0,07
BaO	0,12	0,00	0,00	0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,05
Na <sub>2</sub> O	4,62	5,48	5,17	4,66	5,02	4,77	4,88	3,87	3,74	4,02	3,68
K <sub>2</sub> O	0,32	0,28	0,28	0,35	0,35	0,34	0,31	0,18	0,27	0,27	0,24
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	99,76	101,36	101,22	101,27	100,52	100,73	100,17	100,73	100,19	101,08	100,71
Si	2,42	2,47	2,45	2,43	2,42	2,41	2,42	2,34	2,34	2,36	2,31
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,56	1,50	1,51	1,55	1,55	1,56	1,55	1,62	1,63	1,60	1,66
Mg	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,57	0,52	0,52	0,57	0,58	0,58	0,57	0,67	0,67	0,66	0,68
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,41	0,47	0,45	0,41	0,44	0,42	0,43	0,34	0,33	0,35	0,32
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	5,01	5,03	5,02	5,01	5,03	5,02	5,02	5,02	5,02	5,02	5,02
An:	57,38	51,61	52,84	57,24	55,54	57,21	56,27	65,58	65,97	64,14	66,85
Ab:	40,77	46,79	45,52	40,76	42,54	40,89	41,95	33,42	32,48	34,37	31,82
Or:	1,85	1,60	1,64	2,00	1,92	1,89	1,78	1,00	1,55	1,49	1,34

Tabla 4

	AN-19B Fxl #26	AN-19B Fxl #27	AN-19B Fxl #28	AN-19B Fxl #29	AN-19B Fxl #30	AN-19B Fxl #31	AN-19B Fxl #32	AN-19B Fxl #33	AN-19B Fxl #34	AN-19B Fxl #35	AN-19B Fxl #36	AN-19B Fxl #37	AN-19B Fxl #38	AN-19B Fxl #39	AN-19B Fxl #40
SiO <sub>2</sub>	52,50	52,74	51,27	52,22	51,93	52,24	51,23	50,98	51,80	51,45	52,23	52,45	52,21	52,73	52,51
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,05	0,07	0,06	0,03	0,09	0,07	0,01	0,10	0,04	0,08	0,17	0,10	0,11	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,36	28,87	30,10	29,66	29,43	29,56	29,94	30,16	29,79	30,32	29,57	29,66	29,90	29,80	29,19
MgO	0,09	0,08	0,11	0,10	0,08	0,13	0,08	0,09	0,15	0,09	0,12	0,11	0,09	0,10	0,05
CaO	12,82	12,35	13,95	12,86	12,93	13,18	13,80	13,62	13,31	13,89	12,97	13,26	13,11	12,55	12,68
MnO	0,00	0,03	0,00	0,08	0,05	0,00	0,02	0,01	0,03	0,05	0,02	0,02	0,08	0,03	0,02
FeO	0,44	0,28	0,27	0,48	0,39	0,41	0,36	0,57	0,47	0,36	0,39	0,39	0,44	0,37	0,31
SrO	0,21	0,10	0,07	0,18	0,15	0,15	0,03	0,05	0,28	0,00	0,10	0,00	0,04	0,03	0,04
BaO	0,00	0,12	0,00	0,17	0,21	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,12	0,00
Na <sub>2</sub> O	4,11	4,08	3,64	4,10	3,99	4,03	3,63	3,55	4,07	3,47	4,04	3,98	3,88	4,19	4,29
K <sub>2</sub> O	0,34	0,36	0,33	0,33	0,31	0,29	0,24	0,26	0,27	0,25	0,27	0,31	0,31	0,30	0,33
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	99,91	99,07	99,81	100,21	99,50	100,11	99,41	99,29	100,28	99,91	99,79	100,37	100,16	100,32	99,51
Si	2,39	2,42	2,34	2,38	2,38	2,38	2,35	2,34	2,36	2,35	2,38	2,38	2,37	2,39	2,40
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	1,58	1,56	1,62	1,59	1,59	1,59	1,62	1,63	1,60	1,63	1,59	1,59	1,60	1,59	1,57
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,63	0,61	0,68	0,63	0,63	0,64	0,68	0,67	0,65	0,68	0,63	0,64	0,64	0,61	0,62
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Sr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,36	0,36	0,32	0,36	0,35	0,36	0,32	0,32	0,36	0,31	0,36	0,35	0,34	0,37	0,38
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	5,01	4,99	5,01	5,01	5,01	5,01	5,01	5,01	5,02	5,00	5,01	5,01	5,00	5,00	5,01
An:	62,05	61,25	66,65	62,24	63,03	63,28	66,81	66,92	63,40	67,86	62,95	63,68	63,93	61,23	60,87
Ab:	36,02	36,60	31,50	35,87	35,17	35,04	31,82	31,56	35,04	30,68	35,51	34,57	34,26	37,01	37,24
Or:	1,93	2,15	1,85	1,89	1,79	1,68	1,37	1,51	1,55	1,46	1,54	1,75	1,81	1,76	1,89

*Análisis de plagioclasas del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"*

Tabla 5

	AN-19B Fxl #41	AN-19B Fxl #42	AN-19B Fxl #43	AN-19B Fxl #44	AN-19B Fxl #45	AN-19B Fxl #46	AN-19B Fxl #47	AN-19B Fxl #48	AN-19B Fxl #49	AN-19B Fxl #50	AN-19B MI #1	AN-19B MI #2	AN-19B MI #3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,16	51,87	52,57	52,27	52,43	52,60	52,33	52,43	52,02	52,11	56,66	52,96	52,69
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,13	0,11	0,08	0,09	0,09	0,02	0,06	0,10	0,09	0,12	0,15	0,14	0,08
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,42	29,67	29,66	29,62	29,36	29,48	29,60	28,71	29,29	29,31	27,67	28,78	31,19
<b>MgO</b>	0,09	0,09	0,11	0,14	0,09	0,10	0,09	0,10	0,06	0,05	0,02	0,03	0,32
<b>CaO</b>	13,06	13,18	12,85	13,11	13,02	12,73	13,00	12,43	12,79	12,57	10,66	12,14	4,40
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>FeO</b>	0,38	0,30	0,45	0,36	0,33	0,47	0,45	0,78	0,85	0,72	0,92	0,78	1,51
<b>SrO</b>	0,13	0,29	0,08	0,18	0,22	0,10	0,18	0,00	0,05	0,20	0,03	0,07	0,00
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,11	0,05	0,00	0,10	0,00	0,06	0,16	0,12
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,16	4,09	4,17	4,06	4,04	4,18	4,06	4,53	4,33	4,29	5,84	4,64	2,79
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,34	0,29	0,31	0,28	0,33	0,30	0,38	0,29	0,24	0,27	0,42	0,29	6,08
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	99,85	99,88	100,30	100,19	99,99	100,13	100,18	99,43	99,81	99,64	102,43	99,99	99,18
<b>Si</b>	2,38	2,37	2,39	2,38	2,39	2,39	2,38	2,40	2,38	2,38	2,51	2,41	2,43
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,58	1,60	1,59	1,59	1,58	1,58	1,59	1,55	1,58	1,58	1,44	1,55	1,69
<b>Mg</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>Ca</b>	0,64	0,64	0,62	0,64	0,64	0,62	0,63	0,61	0,63	0,62	0,51	0,59	0,22
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06
<b>Sr</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,37	0,36	0,37	0,36	0,36	0,37	0,36	0,40	0,38	0,38	0,50	0,41	0,25
<b>K</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,36
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,02	5,02	5,01	5,01	5,01	5,01	5,01	5,03	5,03	5,02	5,03	5,02	5,03
<b>An:</b>	62,23	62,99	61,87	63,08	62,81	61,67	62,49	59,29	61,17	60,88	49,06	58,14	26,36
<b>Ab:</b>	35,85	35,36	36,37	35,31	35,27	36,60	35,35	39,07	37,45	37,59	48,66	40,19	30,22
<b>Or:</b>	1,92	1,66	1,76	1,61	1,92	1,74	2,16	1,64	1,38	1,53	2,28	1,67	43,42

## Análisis de plagioclasas del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"

Tabla 1

	ELC-1 a #1	ELC-1 a #2	ELC-1 a #3	ELC-1 a #4	ELC-1 a #5	ELC-1 a #6	ELC-1 a #7	ELC-1 a #8	ELC-1 a #9	ELC-1 a #10	ELC-1 a #11	ELC-1 a #12	ELC-1 a #13	ELC-1 a #14	ELC-1 a #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,61	52,22	51,45	52,41	51,55	52,33	51,75	51,89	51,94	51,48	51,90	51,94	51,60	52,83	52,06
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28,82	28,82	28,71	28,81	29,02	29,15	28,86	28,86	28,99	29,19	29,11	29,15	29,13	28,75	29,16
<b>MgO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>CaO</b>	12,81	12,62	12,82	12,77	12,90	12,84	12,56	12,91	12,95	13,14	12,97	12,77	13,24	12,72	13,22
<b>MnO</b>	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,06	0,00	0,01	0,04	0,08
<b>FeO</b>	0,45	0,25	0,14	0,23	0,16	0,16	0,22	0,19	0,19	0,11	0,30	0,16	0,17	0,23	0,21
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,12	0,07	0,08	0,00	0,01	0,05	0,07	0,10	0,10	0,02	0,08	0,09	0,02
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,53	4,44	4,55	4,58	4,38	4,44	4,53	4,26	4,49	4,28	4,20	4,36	4,28	4,38	4,28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,21	0,21	0,19	0,26	0,22	0,18	0,23	0,22	0,21	0,20	0,27	0,39	0,18	0,20	0,18
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,05	0,08	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,07
<b>Total:</b>	98,59	98,65	98,06	99,22	98,39	99,15	98,21	98,45	98,96	98,56	98,93	98,84	98,76	99,31	99,27
<b>Si</b>	2,39	2,41	2,39	2,41	2,39	2,40	2,40	2,40	2,39	2,38	2,39	2,39	2,38	2,42	2,39
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,57	1,57	1,57	1,56	1,58	1,57	1,58	1,57	1,57	1,59	1,58	1,58	1,58	1,55	1,58
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,63	0,62	0,64	0,63	0,64	0,63	0,62	0,64	0,64	0,65	0,64	0,63	0,65	0,62	0,65
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,41	0,40	0,41	0,41	0,39	0,39	0,41	0,38	0,40	0,38	0,37	0,39	0,38	0,39	0,38
<b>K</b>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,04	5,02	5,03	5,03	5,03	5,02	5,03	5,01	5,03	5,02	5,02	5,02	5,02	5,01	5,02
<b>An:</b>	60,23	60,33	60,26	59,76	61,16	60,89	59,72	61,83	60,71	62,24	62,08	60,46	62,47	60,94	62,44
<b>Ab:</b>	38,58	38,44	38,67	38,81	37,59	38,08	38,99	36,90	38,10	36,65	36,39	37,37	36,51	37,95	36,57
<b>Or:</b>	1,19	1,22	1,07	1,43	1,25	1,03	1,28	1,27	1,19	1,11	1,53	2,17	1,02	1,11	0,99

Tabla 2

	ELC-1 a #16	ELC-1 b #1	ELC-1 b #2	ELC-1 b #3	ELC-1 b #4	ELC-1 b #5	ELC-1 b #6	ELC-1 b #7	ELC-1 b #8	ELC-1 b #9	ELC-1 b #10	ELC-1 b #11	ELC-1 b #12	ELC-1 b #13	ELC-1 b #14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,49	53,38	52,77	51,85	51,93	50,82	51,65	52,24	52,51	53,05	57,20	52,61	52,09	52,60	51,93
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,02	0,00	0,01	0,04	0,05	0,00	0,02	0,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,54	28,26	28,24	28,47	29,12	30,63	29,19	28,65	28,81	27,65	27,80	29,19	28,60	28,88	29,17
<b>MgO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>CaO</b>	13,39	11,80	12,05	12,42	12,88	9,56	12,96	12,78	12,46	12,08	6,66	12,50	12,63	12,74	12,95
<b>MnO</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01
<b>FeO</b>	0,31	0,46	0,46	0,41	0,38	0,98	0,23	0,28	0,24	0,58	0,37	0,18	0,32	0,19	0,20
<b>SrO</b>	0,11	0,06	0,03	0,09	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,11	0,17	0,00	0,02	0,04	0,08
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,11	4,73	4,67	4,55	4,41	3,10	4,30	4,50	4,62	4,85	5,67	4,43	4,41	4,41	4,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,14	0,26	0,30	0,24	0,24	2,94	0,23	0,18	0,23	0,21	2,13	0,28	0,18	0,23	0,19
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,06	0,09	0,06	0,06	0,09	0,10	0,07	0,08	0,03	0,04	0,00	0,09	0,08	0,03	0,09
<b>Total:</b>	99,19	99,06	98,59	98,14	99,06	98,21	98,77	98,78	98,92	98,61	100,06	99,36	98,36	99,12	99,12
<b>Si</b>	2,37	2,45	2,43	2,41	2,39	2,37	2,38	2,41	2,41	2,45	2,57	2,41	2,41	2,41	2,39
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,60	1,53	1,53	1,56	1,58	1,68	1,59	1,56	1,56	1,50	1,47	1,57	1,56	1,56	1,58
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,66	0,58	0,60	0,62	0,63	0,48	0,64	0,63	0,61	0,60	0,32	0,61	0,63	0,63	0,64
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,37	0,42	0,42	0,41	0,39	0,28	0,38	0,40	0,41	0,43	0,49	0,39	0,40	0,39	0,40
<b>K</b>	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,17	0,01	0,01	0,01	0,01	0,12	0,02	0,01	0,01	0,01
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,02	5,01	5,02	5,03	5,03	5,02	5,02	5,02	5,02	5,02	5,00	5,01	5,02	5,01	5,03
<b>An:</b>	63,78	57,09	57,75	59,33	60,89	51,19	61,64	60,49	59,09	57,24	34,23	59,97	60,61	60,72	60,72
<b>Ab:</b>	35,43	41,43	40,54	39,29	37,74	30,05	37,03	38,50	39,63	41,57	52,74	38,44	38,35	38,01	38,20
<b>Or:</b>	0,79	1,47	1,71	1,38	1,36	18,76	1,33	1,01	1,27	1,19	13,03	1,59	1,03	1,28	1,09

*Análisis de plagioclasas del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 3

	ELC-1 b #15	ELC-1 b #16	ELC-1 b #17	ELC-1 b #18	ELC-1 b #19	ELC-1 b #1	ELC-10 a #1	ELC-10 a #2	ELC-10 a #3	ELC-10 a #4	ELC-10 a #5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,22	51,56	51,10	51,78	51,38	59,86	54,89	54,77	54,32	55,04	55,55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,02	0,03	0,03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,33	29,48	29,41	28,95	28,97	27,58	27,23	27,14	27,75	27,91	27,26
<b>MgO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>CaO</b>	12,94	13,19	12,98	13,11	12,94	2,07	10,51	10,75	11,19	11,17	10,40
<b>MnO</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,04	0,00
<b>FeO</b>	0,25	0,23	0,26	0,36	0,33	0,44	0,59	0,53	0,51	0,57	0,61
<b>SrO</b>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,30	0,11	0,07	0,02	0,05	0,00
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,56	4,05	3,96	4,57	4,58	6,46	5,55	5,36	5,21	5,36	6,02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,23	0,14	0,51	0,19	0,17	3,84	0,49	0,37	0,23	0,25	0,31
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,04	0,04	0,04	0,08	0,09	0,03	0,08	0,05	0,08	0,05	0,07
<b>Total:</b>	99,59	98,74	98,26	99,09	98,50	100,67	99,49	99,09	99,33	100,47	100,25
<b>Si</b>	2,39	2,38	2,37	2,38	2,38	2,66	2,50	2,50	2,48	2,48	2,51
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,58	1,60	1,61	1,57	1,58	1,44	1,46	1,46	1,49	1,48	1,45
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,63	0,65	0,65	0,65	0,64	0,10	0,51	0,53	0,55	0,54	0,50
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,40	0,36	0,36	0,41	0,41	0,56	0,49	0,48	0,46	0,47	0,53
<b>K</b>	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,22	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,03	5,01	5,02	5,04	5,04	5,00	5,03	5,01	5,01	5,02	5,04
<b>An:</b>	60,27	63,79	62,55	60,68	60,42	11,31	49,72	51,45	53,57	52,78	48,02
<b>Ab:</b>	38,44	35,40	34,51	38,27	38,65	63,78	47,50	46,46	45,11	45,83	50,29
<b>Or:</b>	1,30	0,81	2,95	1,05	0,92	24,91	2,78	2,09	1,32	1,39	1,69

## Análisis de plagioclasas del litotipo "Lamprófido con Cpx+Pl"

Tabla 1

	PAN-38-6 barrido #1	PAN-38-6 barrido #2	PAN-38-6 barrido #3	PAN-38-6 barrido #4	PAN-38-6 barrido #5	PAN-38-6 barrido #6	PAN-38-6 barrido #7	PAN-38-6 barrido #8	PAN-38-6 barrido #9	PAN-38-6 barrido #10	PAN-38-6 barrido #11	PAN-38-6 barrido #12	PAN-38-6 barrido #13	PAN-38-6 barrido #14	PAN-38-6 barrido #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,01	54,66	53,04	55,06	55,17	55,68	54,92	54,90	55,51	55,31	55,19	55,89	56,93	55,89	54,36
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,07	0,11	0,14	0,07	0,10	0,09	0,06	0,10	0,04	0,07	0,10	0,08	0,08	0,06	0,07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28,22	28,19	29,15	28,03	27,88	28,07	27,34	26,30	28,34	27,82	28,25	28,35	27,43	28,10	27,05
<b>MgO</b>	0,04	0,13	0,04	0,09	0,20	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,05	0,05	0,08	0,07	0,08
<b>CaO</b>	10,20	10,76	11,55	10,30	5,39	10,01	10,10	10,32	10,29	10,33	10,50	10,47	10,29	10,05	10,01
<b>MnO</b>	0,03	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00
<b>FeO</b>	0,46	0,54	0,44	0,50	0,79	0,34	0,37	0,38	0,39	0,35	0,37	0,42	0,39	0,51	0,38
<b>SrO</b>	0,36	0,36	0,37	0,36	0,35	0,35	0,37	0,35	0,35	0,36	0,39	0,38	0,34	0,34	0,38
<b>BaO</b>	0,12	0,05	0,00	0,08	0,00	0,06	0,02	0,11	0,05	0,00	0,12	0,03	0,11	0,00	0,09
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,78	5,45	4,81	5,72	5,14	5,71	5,36	5,57	5,47	5,58	5,58	5,57	5,90	5,64	5,67
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,46	0,36	0,43	0,51	3,13	0,52	0,51	0,53	0,56	0,52	0,49	0,48	0,50	0,55	0,48
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	100,75	100,65	99,95	100,73	98,15	100,91	99,09	98,61	101,09	100,41	101,07	101,74	102,04	101,24	98,56
<b>Si</b>	2,48	2,47	2,41	2,48	2,54	2,50	2,51	2,53	2,49	2,50	2,48	2,49	2,53	2,50	2,50
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,50	1,50	1,56	1,49	1,51	1,48	1,47	1,43	1,50	1,48	1,50	1,49	1,43	1,48	1,47
<b>Mg</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Ca</b>	0,49	0,52	0,56	0,50	0,27	0,48	0,49	0,51	0,49	0,50	0,51	0,50	0,49	0,48	0,49
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
<b>Sr</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,51	0,48	0,42	0,50	0,46	0,50	0,47	0,50	0,47	0,49	0,49	0,48	0,51	0,49	0,51
<b>K</b>	0,03	0,02	0,02	0,03	0,18	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,04	5,03	5,02	5,04	5,02	5,02	5,01	5,02	5,02	5,02	5,03	5,02	5,02	5,02	5,03
<b>An:</b>	48,10	51,11	55,63	48,44	29,25	47,78	49,50	49,06	49,37	49,08	49,59	49,55	47,73	48,04	48,04
<b>Ab:</b>	49,35	46,87	41,91	48,72	50,51	49,28	47,51	47,96	47,45	48,00	47,65	47,74	49,51	48,81	49,23
<b>Or:</b>	2,55	2,02	2,45	2,84	20,24	2,94	2,99	2,98	3,18	2,92	2,76	2,71	2,76	3,15	2,73

Tabla 2

	PAN-38-6 barrido #16	PAN-38-6 barrido #17	PAN-38-6 barrido #18	PAN-38-6 barrido #19	PAN-38-6 barrido #21	PAN-38-6 barrido #22	PAN-38-6 barrido #23	PAN-38-6 barrido #24	PAN-38-6 barrido #25	PAN-38-6 barrido #26	PAN-38-6 barrido #27	PAN-38-6 barrido #28	PAN-38-6 barrido #29	PAN-38-6 barrido #30	PAN-38-6 barrido #31
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,09	56,90	56,55	56,33	54,54	56,16	55,75	56,01	55,63	55,90	55,43	55,99	55,88	55,80	55,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,06	0,09	0,12	0,08	0,12	0,07	0,11	0,08	0,11	0,04	0,07	0,10	0,10	0,11	0,09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	27,73	27,20	27,53	27,65	28,99	27,87	27,47	27,39	27,99	27,82	27,77	27,89	27,80	27,46	28,01
<b>MgO</b>	0,08	0,13	0,08	0,07	0,07	0,10	0,10	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,04	0,08
<b>CaO</b>	10,27	9,79	9,64	10,02	11,56	10,20	9,87	9,95	10,20	10,05	10,36	10,24	10,35	10,07	10,05
<b>MnO</b>	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00
<b>FeO</b>	0,53	0,63	0,54	0,45	0,44	0,51	0,61	0,44	0,49	0,39	0,54	0,45	0,55	0,54	0,58
<b>SrO</b>	0,33	0,38	0,36	0,36	0,36	0,35	0,34	0,36	0,34	0,33	0,38	0,39	0,35	0,36	0,35
<b>BaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,62	5,80	5,85	5,83	4,93	5,40	5,93	5,58	5,48	5,52	5,48	5,70	5,85	5,56	5,83
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,52	0,59	0,55	0,60	0,38	0,52	0,55	0,56	0,53	0,56	0,53	0,56	0,55	0,59	0,52
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	101,27	101,51	101,22	101,40	101,39	101,27	100,77	100,54	100,82	100,69	100,64	101,41	101,53	100,56	101,37
<b>Si</b>	2,51	2,54	2,53	2,52	2,44	2,51	2,51	2,52	2,50	2,51	2,50	2,50	2,50	2,51	2,50
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,46	1,43	1,45	1,46	1,53	1,47	1,46	1,45	1,48	1,47	1,47	1,47	1,46	1,46	1,48
<b>Mg</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Ca</b>	0,49	0,47	0,46	0,48	0,55	0,49	0,48	0,48	0,49	0,48	0,50	0,49	0,50	0,49	0,48
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Sr</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,49	0,50	0,51	0,51	0,43	0,47	0,52	0,49	0,48	0,48	0,48	0,49	0,51	0,49	0,51
<b>K</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,02	5,01	5,01	5,02	5,01	5,00	5,03	5,01	5,01	5,01	5,02	5,02	5,04	5,01	5,03
<b>An:</b>	48,74	46,64	46,17	47,06	55,21	49,55	46,43	48,01	49,15	48,57	49,56	48,24	47,95	48,33	47,33
<b>Ab:</b>	48,31	50,00	50,68	49,60	42,61	47,45	50,47	48,76	47,83	48,22	47,43	48,62	49,05	48,32	49,73
<b>Or:</b>	2,96	3,36	3,15	3,34	2,18	2,99	3,10	3,23	3,02	3,20	3,02	3,14	3,01	3,35	2,94

*Análisis de plagioclasas del litotipo "Lamprófido con Cpx+Pl"*

Tabla 3

	PAN-38 a5 #2	PAN-38 a5 #5	PAN-38 a5 #6	PAN-38 a5 #8	PAN-38 a5 #9	PAN-38 a5 #10	PAN-38 a5 #11	PAN-38 a5 #12	PAN-38 a5 #13	PAN-38 a5 #14	PAN-38 a5 #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54,94	56,03	56,34	56,52	56,35	56,36	56,42	56,15	55,99	55,66	56,39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,09	0,09	0,14	0,08	0,12	0,09	0,09	0,08	0,07	0,11	0,14
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28,57	28,12	27,23	27,77	27,45	27,42	27,62	27,61	27,71	28,09	27,74
<b>MgO</b>	0,08	0,08	0,05	0,05	0,09	0,06	0,06	0,08	0,07	0,04	0,10
<b>CaO</b>	11,16	9,94	9,88	9,69	9,80	9,72	9,91	9,97	10,06	10,48	9,90
<b>MnO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>FeO</b>	0,50	0,56	0,45	0,48	0,54	0,45	0,50	0,47	0,51	0,40	0,47
<b>SrO</b>	0,20	0,24	0,13	0,19	0,24	0,18	0,21	0,19	0,17	0,13	0,15
<b>BaO</b>	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,09	5,28	5,37	5,32	5,65	5,40	5,57	5,52	5,44	5,34	5,41
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,58	0,55	0,60	0,60	0,58	0,57	0,58	0,61	0,53	0,53	0,58
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	101,23	100,90	100,22	100,69	100,83	100,25	101,00	100,68	100,55	100,82	100,89
<b>Si</b>	2,46	2,51	2,54	2,53	2,53	2,53	2,52	2,52	2,52	2,50	2,52
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,51	1,48	1,44	1,46	1,45	1,45	1,46	1,46	1,47	1,48	1,46
<b>Mg</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>Ca</b>	0,54	0,48	0,48	0,46	0,47	0,47	0,47	0,48	0,48	0,50	0,47
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Sr</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,44	0,46	0,47	0,46	0,49	0,47	0,48	0,48	0,47	0,46	0,47
<b>K</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,02	4,99	4,99	4,98	5,01	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99
<b>An:</b>	52,97	49,33	48,62	48,35	47,33	48,18	47,93	48,20	49,00	50,47	48,60
<b>Ab:</b>	43,74	47,41	47,86	48,06	49,34	48,46	48,71	48,32	47,94	46,50	48,04
<b>Or:</b>	3,29	3,26	3,52	3,58	3,33	3,36	3,36	3,48	3,06	3,03	3,36



*Análisis de plagioclasas del litotipo "Andesita con Am+Pl"*

Tabla 1

	SSAL-4 Fxl #1	SSAL-4 Fxl #2	SSAL-4 Fxl #3	SSAL-4 Fxl #4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68,87	69,92	70,37	68,14
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,54	20,40	20,07	21,50
<b>MgO</b>	0,03	0,01	0,00	0,03
<b>CaO</b>	0,31	0,47	0,19	0,18
<b>MnO</b>	0,00	0,01	0,00	0,03
<b>FeO</b>	0,14	0,06	0,06	0,08
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,06
<b>BaO</b>	0,00	0,02	0,05	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,19	11,55	11,63	10,98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,35	0,01	0,05	0,53
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	101,42	102,44	102,41	101,53
<b>Si</b>	2,97	2,98	3,00	2,94
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,04	1,02	1,01	1,09
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,01	0,02	0,01	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,94	0,95	0,96	0,92
<b>K</b>	0,02	0,00	0,00	0,03
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,99	4,98	4,98	4,99
<b>An:</b>	1,47	2,19	0,90	0,88
<b>Ab:</b>	96,57	97,76	98,85	96,08
<b>Or:</b>	1,96	0,05	0,25	3,04

## Análisis de plagioclasas del enclave de gabro (Cpx+Pl)

Tabla 1

	AN-19B Enc #1	AN-19B Enc #2	AN-19B Enc #3	AN-19B Enc #4	AN-19B Enc #5	AN-19B Enc #6	AN-19B Enc #7	AN-19B Enc #8	AN-19B Enc #9	AN-19B Enc #10	AN-19B Enc #11	AN-19B Enc #12	AN-19B Enc #13	AN-19B Enc #14	AN-19B Enc #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,75	52,90	52,16	52,75	52,86	53,27	54,21	54,33	54,69	54,97	55,35	54,97	55,72	55,42	55,55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,04	0,03	0,07	0,07	0,00	0,04	0,02	0,00	0,10	0,05	0,00	0,06	0,02	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29,32	29,47	29,67	29,70	29,69	29,35	28,46	28,12	28,17	27,59	27,56	27,78	27,32	27,40	27,00
<b>MgO</b>	0,06	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,01	0,04	0,07	0,01	0,00	0,04
<b>CaO</b>	11,80	12,47	12,65	12,22	12,61	11,89	11,26	10,92	10,44	10,24	10,39	10,16	10,01	10,13	9,67
<b>MnO</b>	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,11	0,01	0,03	0,05	0,05	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00
<b>FeO</b>	0,15	0,24	0,19	0,22	0,23	0,11	0,14	0,28	0,31	0,12	0,23	0,36	0,23	0,18	0,27
<b>SrO</b>	0,10	0,10	0,12	0,05	0,13	0,07	0,10	0,06	0,02	0,04	0,21	0,08	0,02	0,18	0,11
<b>BaO</b>	0,24	0,00	0,00	0,23	0,05	0,31	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00	0,07	0,16	0,01	0,15
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,35	4,21	4,16	4,32	4,32	4,55	4,83	4,95	5,27	5,24	5,35	5,40	5,51	5,53	5,68
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,40	0,31	0,29	0,28	0,25	0,34	0,40	0,37	0,47	0,45	0,43	0,48	0,50	0,48	0,52
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	99,18	99,78	99,31	99,88	100,23	100,01	99,48	99,21	99,47	98,82	99,68	99,35	99,52	99,43	98,99
<b>Si</b>	2,41	2,41	2,39	2,40	2,40	2,42	2,46	2,48	2,48	2,51	2,51	2,50	2,53	2,52	2,53
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,58	1,58	1,60	1,59	1,59	1,57	1,52	1,51	1,51	1,48	1,47	1,49	1,46	1,47	1,45
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,58	0,61	0,62	0,60	0,61	0,58	0,55	0,53	0,51	0,50	0,50	0,49	0,49	0,49	0,47
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,39	0,37	0,37	0,38	0,38	0,40	0,43	0,44	0,46	0,46	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50
<b>K</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	5,00	5,00	5,01	5,00	5,01	5,01	5,00	5,00	5,01	4,99	5,00	5,01	5,00	5,01	5,01
<b>An:</b>	58,58	60,98	61,61	60,01	60,85	57,91	54,97	53,75	50,82	50,52	50,47	49,54	48,67	48,91	47,04
<b>Ab:</b>	39,06	37,22	36,71	38,36	37,70	40,14	42,69	44,11	46,45	46,81	47,04	47,69	48,43	48,33	49,97
<b>Or:</b>	2,37	1,81	1,68	1,62	1,45	1,95	2,34	2,15	2,74	2,67	2,49	2,78	2,90	2,76	2,99

Tabla 2

	AN-19B Enc #16	AN-19B Enc #17	AN-19B Enc #18	AN-19B Enc #19	AN-19B Enc #20	AN-19B Enc #21	AN-19B Enc #22	AN-19B Enc #23	AN-19B Enc #24	AN-19B Enc #25
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,24	55,30	55,41	53,67	54,61	54,45	54,43	53,96	54,21	53,80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,01	0,06	0,12
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	27,15	27,34	27,61	28,22	28,19	28,25	28,16	28,30	28,33	28,22
<b>MgO</b>	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03	0,06	0,03	0,05	0,02
<b>CaO</b>	9,76	10,11	10,24	11,12	11,00	11,06	11,11	11,46	11,37	11,30
<b>MnO</b>	0,04	0,06	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
<b>FeO</b>	0,15	0,14	0,16	0,19	0,24	0,34	0,26	0,17	0,21	0,24
<b>SrO</b>	0,11	0,15	0,18	0,19	0,09	0,07	0,05	0,26	0,13	0,12
<b>BaO</b>	0,03	0,00	0,26	0,00	0,15	0,03	0,12	0,00	0,14	0,06
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,59	5,67	5,53	4,82	4,87	5,03	4,93	4,93	4,72	4,86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,52	0,50	0,50	0,40	0,41	0,37	0,39	0,38	0,37	0,41
<b>Rb<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	99,61	99,36	99,95	98,66	99,63	99,63	99,58	99,49	99,60	99,16
<b>Si</b>	2,54	2,51	2,51	2,46	2,48	2,47	2,47	2,46	2,46	2,46
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,45	1,47	1,47	1,53	1,51	1,51	1,51	1,52	1,52	1,52
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,47	0,49	0,50	0,55	0,53	0,54	0,54	0,56	0,55	0,55
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,49	0,50	0,49	0,43	0,43	0,44	0,43	0,44	0,42	0,43
<b>K</b>	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Rb</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,99	5,02	5,01	5,00	4,99	5,00	5,00	5,01	4,99	5,00
<b>An:</b>	47,64	48,21	49,12	54,76	54,22	53,67	54,18	55,02	55,87	54,89
<b>Ab:</b>	49,36	48,94	48,02	42,91	43,40	44,22	43,54	42,83	41,98	42,74
<b>Or:</b>	3,00	2,85	2,86	2,33	2,38	2,12	2,29	2,14	2,15	2,38



*Anexo I.3. Análisis de piroxenos.*



## Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Ol+Cpx+Pl"

Tabla 1

	ELA-33A a #1	ELA-33A a #2	ELA-33A a #3	ELA-33A b #1	ELA-33A b #2	ELA-33A b #3	ELA-33A b #4	ELA-33A b #5	ELA-33A b #6	ELA-33A b #7	ELA-33A b #8	ELA-33A b #9	ELA-33A b #10	ELA-33A b #11	ELA-33A b #12
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,43	48,80	48,76	48,56	47,61	48,49	48,40	48,35	48,11	48,31	49,38	47,73	47,97	45,92	48,85
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,15	2,40	2,44	2,71	2,76	2,52	2,45	2,28	2,37	2,40	1,73	2,46	2,37	2,34	1,94
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,04	3,56	3,34	3,59	3,59	3,79	3,86	3,73	3,53	3,58	2,32	3,29	3,61	3,79	2,67
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,19	0,17	0,20	0,23	0,23	0,29	0,20	0,17	0,16	0,18	0,18	0,13	0,25	0,17	0,19
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,05	0,15	0,26	0,30	0,32	0,18	0,17	0,00	0,12	0,17	0,24	0,04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,45	2,62	2,81	3,48	3,58	3,57	3,71	3,53	3,61	3,42	4,07	4,42	5,04	6,98	3,37
<b>MgO</b>	13,23	12,49	12,57	13,43	13,24	13,45	13,52	13,49	13,68	13,57	13,06	13,37	13,55	13,38	13,33
<b>CaO</b>	21,53	20,96	21,08	21,18	21,12	21,80	21,40	21,69	21,55	21,89	21,60	21,49	21,90	21,56	21,46
<b>MnO</b>	0,30	0,35	0,21	0,25	0,18	0,36	0,20	0,14	0,25	0,15	0,25	0,18	0,14	0,26	0,15
<b>FeO</b>	7,15	8,34	8,07	6,63	6,30	5,60	6,02	5,56	5,39	5,57	6,75	5,55	4,51	2,75	6,82
<b>CoO</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>NiO</b>	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00	0,06	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,52	0,57	0,59	0,52	0,48	0,50	0,50	0,50	0,43	0,42	0,54	0,48	0,55	0,51	0,41
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,01	100,29	100,11	100,73	99,26	100,69	100,57	99,80	99,30	99,66	99,91	99,21	100,09	97,92	99,24
<b>Si</b>	1,84	1,83	1,84	1,81	1,80	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	1,86	1,81	1,80	1,76	1,85
<b>Al IV</b>	0,13	0,16	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,10	0,15	0,16	0,17	0,12
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,06
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
<b>Fe III</b>	0,10	0,07	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,13	0,14	0,20	0,10
<b>Mg</b>	0,73	0,70	0,71	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,77	0,76	0,73	0,75	0,76	0,76	0,75
<b>Ca</b>	0,86	0,84	0,85	0,85	0,86	0,87	0,86	0,87	0,87	0,88	0,87	0,87	0,88	0,89	0,87
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>Fe II</b>	0,22	0,26	0,25	0,21	0,20	0,17	0,19	0,17	0,17	0,18	0,21	0,18	0,14	0,09	0,22
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	44,68	44,64	44,84	44,42	44,84	45,74	44,89	45,76	45,35	45,95	44,90	45,09	45,70	45,46	44,89
<b>En:</b>	38,21	37,00	37,19	39,19	39,09	39,24	39,45	39,62	40,05	39,63	37,79	39,01	39,35	39,25	38,77
<b>Fs:</b>	17,11	18,37	17,96	16,39	16,07	15,02	15,65	14,62	14,61	14,42	17,32	15,90	14,95	15,29	16,33
<b>mg:</b>	0,77	0,73	0,74	0,78	0,79	0,81	0,80	0,81	0,82	0,81	0,78	0,81	0,84	0,90	0,78

*Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Ol+Cpx+Pl"*

Tabla 2

	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A b	ELA-33A c	ELA-33A c	ELA-33A d	ELA-33A d
	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21	#22	#23	#1	#2	#1	#2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,30	47,88	47,36	47,74	48,92	48,40	50,20	47,51	47,27	49,90	48,56	50,03	50,08	49,96	49,95
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,95	2,02	2,41	2,58	2,07	2,52	1,63	2,42	2,66	1,60	2,52	2,46	2,60	2,53	2,65
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,72	2,97	3,54	3,81	2,79	3,50	1,83	3,82	3,66	1,85	3,63	3,43	3,48	3,71	3,75
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,13	0,14	0,14	0,23	0,16	0,24	0,07	0,24	0,26	0,12	0,18	0,20	0,17	0,18	0,19
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,09	0,11	0,11	0,18	0,02	0,21	0,20	0,20	0,31	0,12	0,20	0,00	0,27	0,18	0,24
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,76	5,07	5,70	3,79	3,61	2,88	3,42	4,33	4,50	4,53	3,71	1,16	1,55	0,63	0,50
<b>MgO</b>	13,45	13,55	13,82	13,41	13,39	13,66	15,05	13,40	13,55	15,01	13,61	13,12	13,39	13,24	13,17
<b>CaO</b>	21,58	21,58	21,56	21,78	21,51	21,12	21,22	21,63	21,65	21,28	21,59	21,59	22,03	21,64	22,00
<b>MnO</b>	0,30	0,24	0,32	0,16	0,12	0,20	0,25	0,23	0,28	0,31	0,29	0,14	0,22	0,12	0,12
<b>FeO</b>	5,48	4,67	4,12	5,32	6,21	6,32	5,55	4,97	4,76	5,04	5,82	8,56	7,66	8,40	7,98
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,08	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,45	0,49	0,43	0,45	0,50	0,46	0,36	0,46	0,41	0,35	0,48	0,47	0,47	0,45	0,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
<b>Total</b>	99,21	98,80	99,55	99,50	99,41	99,53	99,78	99,29	99,36	100,21	100,62	101,20	101,96	101,04	101,06
<b>Si</b>	1,83	1,82	1,78	1,80	1,85	1,82	1,88	1,79	1,79	1,86	1,81	1,86	1,84	1,85	1,85
<b>Al IV</b>	0,12	0,13	0,16	0,17	0,12	0,16	0,08	0,17	0,16	0,08	0,16	0,14	0,15	0,15	0,15
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Ti</b>	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05	0,07	0,08	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Fe III</b>	0,14	0,14	0,16	0,11	0,10	0,08	0,10	0,12	0,13	0,13	0,10	0,03	0,04	0,02	0,01
<b>Mg</b>	0,76	0,77	0,78	0,75	0,75	0,77	0,84	0,75	0,76	0,83	0,76	0,73	0,73	0,73	0,73
<b>Ca</b>	0,88	0,88	0,87	0,88	0,87	0,85	0,85	0,88	0,88	0,85	0,86	0,86	0,87	0,86	0,87
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Fe II</b>	0,17	0,15	0,13	0,17	0,20	0,20	0,17	0,16	0,15	0,16	0,18	0,27	0,24	0,26	0,25
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	44,81	45,13	44,67	45,96	45,17	44,71	43,23	45,66	45,49	42,98	45,08	45,50	45,99	45,89	46,82
<b>En:</b>	38,87	39,42	39,83	39,38	39,13	40,23	42,64	39,36	39,61	42,16	39,52	38,46	38,89	39,07	38,98
<b>Fs:</b>	16,32	15,45	15,49	14,66	15,70	15,06	14,13	14,98	14,90	14,86	15,40	16,04	15,11	15,04	14,20
<b>mg:</b>	0,81	0,84	0,86	0,82	0,79	0,79	0,83	0,83	0,84	0,84	0,81	0,73	0,76	0,74	0,75

*Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Ol+Cpx+Pl"*

Tabla 3

	ELA-33A d #3	ELA-33A d #4	ELA-33A d #5	ELA-33A d #6	ELA-33A d #7	ELA-33A d #8	ELA-33A d #9	ELA-33A d #10	ELA-33A d #11	ELA-33A d #12	ELA-33A d #13	ELA-33A d #14	ELA-33A d #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,81	49,69	50,09	50,05	50,23	49,75	50,08	50,19	52,13	52,04	50,78	50,13	50,06
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,54	2,45	2,49	2,60	2,56	2,49	2,41	2,55	1,57	1,44	2,04	2,30	2,39
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,87	3,91	3,45	3,55	3,59	3,70	3,63	3,66	2,22	1,74	3,00	3,41	3,36
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,19	0,18	0,20	0,17	0,16	0,15	0,15	0,21	0,17	0,12	0,20	0,18	0,22
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,42	0,37	0,08	0,04	0,17	0,39	0,19	0,29	0,08	0,01	0,18	0,11	0,19
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,68	0,89	1,66	1,33	0,96	1,53	1,58	0,79	1,06	1,35	1,79	1,51	2,09
<b>MgO</b>	13,37	13,11	13,19	13,50	13,49	13,52	13,26	13,31	14,34	14,66	13,56	13,47	13,69
<b>CaO</b>	22,15	21,82	21,39	21,42	21,74	21,30	21,97	21,80	21,26	21,11	21,66	21,38	21,54
<b>MnO</b>	0,26	0,09	0,24	0,20	0,20	0,27	0,28	0,29	0,30	0,12	0,26	0,19	0,26
<b>FeO</b>	7,16	7,88	8,35	8,13	8,03	7,78	7,60	8,17	8,59	8,10	7,76	8,10	7,67
<b>CoO</b>	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,46	0,49	0,55	0,46	0,48	0,47	0,51	0,45	0,44	0,39	0,50	0,47	0,43
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,01
<b>Total</b>	101,96	100,92	101,69	101,61	101,61	101,37	101,69	101,78	102,18	101,16	101,84	101,31	101,99
<b>Si</b>	1,83	1,84	1,85	1,85	1,85	1,84	1,85	1,85	1,91	1,92	1,87	1,85	1,84
<b>Al IV</b>	0,17	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,09	0,08	0,13	0,15	0,15
<b>Al VI</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,06	0,06	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Fe III</b>	0,05	0,02	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06
<b>Mg</b>	0,73	0,72	0,73	0,74	0,74	0,74	0,73	0,73	0,78	0,81	0,74	0,74	0,75
<b>Ca</b>	0,87	0,87	0,85	0,85	0,86	0,84	0,87	0,86	0,83	0,83	0,85	0,85	0,85
<b>Mn</b>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,22	0,24	0,26	0,25	0,25	0,24	0,23	0,25	0,26	0,25	0,24	0,25	0,24
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,41	46,52	44,93	44,96	45,68	44,88	46,08	45,91	43,48	43,19	45,09	44,86	44,65
<b>En:</b>	38,97	38,88	38,53	39,42	39,41	39,62	38,70	39,01	40,80	41,74	39,28	39,32	39,47
<b>Fs:</b>	14,62	14,60	16,54	15,63	14,91	15,50	15,23	15,08	15,71	15,06	15,63	15,81	15,87
<b>mg:</b>	0,77	0,75	0,74	0,75	0,75	0,76	0,76	0,74	0,75	0,76	0,76	0,75	0,76



*Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"*

Tabla 1

	AN-5 Fxl 1 1,00	AN-5 Fxl 1 2,00	AN-5 Fxl 1 3,00	AN-5 Fxl 1 4,00	AN-5 Fxl 1 5,00	AN-5 Fxl 1 6,00	AN-5 Fxl 1 7,00	AN-5 Fxl 1 8,00	AN-5 Fxl 1 9,00	AN-5 Fxl 1 11,00	AN-5 Fxl 1 12,00	AN-5 Fxl 1 13,00	AN-5 Fxl 1 14,00	AN-5 Fxl 1 15,00	AN-5 Fxl 1 16,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,06	48,06	47,48	47,65	48,10	47,47	47,21	47,26	47,49	47,23	46,97	47,32	47,55	47,44	47,60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,52	2,74	2,74	2,85	2,93	2,77	2,98	2,65	2,85	2,76	2,93	2,80	2,73	2,73	2,76
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,72	4,68	4,62	4,66	4,72	4,66	4,72	4,75	4,56	4,69	4,60	4,64	4,64	4,59	4,25
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,06	0,03	0,08	0,01	0,00	0,11	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,05	0,10
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,65	1,84	2,16	2,50	0,51	2,77	2,57	3,50	1,74	2,29	3,14	2,72	1,96	2,72	2,41
<b>MgO</b>	12,56	12,11	12,20	12,34	11,96	12,30	12,17	12,39	12,26	12,09	12,19	12,19	12,08	12,37	12,09
<b>CaO</b>	21,71	21,80	21,95	21,62	21,51	21,58	21,83	21,67	21,19	21,47	21,43	21,92	21,65	21,47	21,74
<b>MnO</b>	0,18	0,21	0,20	0,25	0,22	0,20	0,11	0,15	0,24	0,24	0,31	0,24	0,24	0,14	0,26
<b>FeO</b>	7,10	7,67	6,94	6,95	8,71	6,95	6,95	6,39	7,80	7,23	6,70	6,56	7,28	6,99	7,36
<b>CoO</b>	0,05	0,01	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	0,15	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,04	0,05	0,01	0,07	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,48	0,52	0,48	0,55	0,50	0,54	0,50	0,53	0,50	0,51	0,53	0,50	0,54	0,53	0,51
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,07	99,74	98,87	99,53	99,18	99,41	99,13	99,34	98,64	98,61	98,90	99,08	98,72	99,08	99,09
<b>Si</b>	1,80	1,81	1,80	1,80	1,82	1,80	1,79	1,79	1,81	1,80	1,79	1,80	1,81	1,80	1,81
<b>Al IV</b>	0,20	0,19	0,20	0,20	0,18	0,20	0,21	0,21	0,19	0,20	0,21	0,20	0,19	0,20	0,19
<b>Al VI</b>	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,07	0,05	0,06	0,07	0,01	0,08	0,07	0,10	0,05	0,07	0,09	0,08	0,06	0,08	0,07
<b>Mg</b>	0,70	0,68	0,69	0,69	0,68	0,69	0,69	0,70	0,70	0,69	0,69	0,69	0,68	0,70	0,68
<b>Ca</b>	0,87	0,88	0,89	0,87	0,87	0,87	0,89	0,88	0,87	0,88	0,87	0,89	0,88	0,87	0,88
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Fe II</b>	0,22	0,24	0,22	0,22	0,28	0,22	0,22	0,20	0,25	0,23	0,21	0,21	0,23	0,22	0,23
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,47	47,30	47,70	46,82	47,30	46,69	47,38	46,63	46,33	46,94	46,52	47,54	47,38	46,52	47,04
<b>En:</b>	37,40	36,56	36,89	37,19	36,58	37,03	36,74	37,10	37,27	36,79	36,82	36,80	36,78	37,28	36,41
<b>Fs:</b>	16,13	16,14	15,41	15,99	16,12	16,28	15,88	16,27	16,40	16,27	16,67	15,66	15,85	16,20	16,55
<b>mg:</b>	0,76	0,74	0,76	0,76	0,71	0,76	0,76	0,78	0,74	0,75	0,76	0,77	0,75	0,76	0,75

## Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"

Tabla 2

	AN-5 Fxl 1 17,00	AN-5 Fxl 1 18,00	AN-5 Fxl 1 19,00	AN-5 Fxl 1 20,00	AN-5 Fxl 1 21,00	AN-5 Fxl 1 22,00	AN-5 Fxl 1 23,00	AN-5 Fxl 1 24,00	AN-5 Fxl 1 25,00	AN-5 Fxl 1 26,00	AN-5 Fxl 1 27,00	AN-5 Fxl 2 6,00	AN-5 Fxl 3 2,00	AN-5 Fxl 3 3,00	AN-5 Fxl 3 4,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,15	47,94	47,92	48,45	48,11	48,17	47,83	47,74	48,35	48,30	48,71	45,65	47,93	46,97	47,17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,72	2,78	2,73	2,70	2,67	2,73	2,63	2,67	2,72	2,59	2,55	3,38	2,46	3,09	2,77
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,14	4,03	4,27	4,14	4,18	4,20	4,15	4,22	4,14	3,91	3,94	4,96	4,20	4,68	4,41
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,07	0,05	0,00	0,03	0,13	0,06	0,01	0,00	0,04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,81	2,15	2,56	1,69	1,49	1,13	2,76	1,72	1,53	1,99	1,64	3,66	2,14	2,88	3,80
<b>MgO</b>	12,18	12,25	12,29	12,14	12,15	12,21	12,31	12,19	12,32	12,30	12,29	11,84	12,26	11,91	12,53
<b>CaO</b>	21,78	21,65	21,57	21,40	21,70	21,77	21,82	21,39	21,37	21,47	21,73	21,54	21,64	21,42	21,65
<b>MnO</b>	0,12	0,24	0,27	0,17	0,14	0,19	0,19	0,10	0,23	0,19	0,27	0,12	0,26	0,20	0,18
<b>FeO</b>	7,77	7,59	7,62	8,26	8,05	7,87	7,07	7,90	8,13	7,97	7,94	6,36	7,01	7,21	6,16
<b>CoO</b>	0,00	0,03	0,00	0,08	0,03	0,00	0,04	0,02	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,06	0,07
<b>NiO</b>	0,00	0,03	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,07
<b>SrO</b>	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,54	0,51	0,50	0,56	0,49	0,51	0,50	0,50	0,53	0,52	0,54	0,52	0,57	0,60	0,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>Total</b>	99,20	99,22	99,72	99,76	99,00	98,88	99,44	98,51	99,43	99,37	99,79	98,13	98,51	99,06	99,35
<b>Si</b>	1,82	1,82	1,81	1,83	1,83	1,83	1,81	1,82	1,83	1,83	1,84	1,76	1,83	1,79	1,79
<b>Al IV</b>	0,18	0,18	0,19	0,17	0,17	0,17	0,19	0,18	0,17	0,17	0,16	0,22	0,17	0,21	0,20
<b>Al VI</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,10	0,07	0,09	0,08
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,03	0,08	0,05	0,04	0,06	0,05	0,11	0,06	0,08	0,11
<b>Mg</b>	0,69	0,69	0,69	0,68	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,68	0,70	0,68
<b>Ca</b>	0,88	0,88	0,87	0,87	0,88	0,89	0,89	0,87	0,87	0,87	0,88	0,89	0,88	0,87	0,88
<b>Mn</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,25	0,24	0,24	0,26	0,26	0,25	0,22	0,25	0,26	0,25	0,25	0,20	0,22	0,23	0,20
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	47,19	46,73	46,26	46,46	47,13	47,50	46,86	46,70	46,34	46,31	46,85	47,20	47,18	46,77	46,36
<b>En:</b>	36,71	36,79	36,66	36,67	36,71	37,04	36,79	37,02	37,17	36,92	36,86	36,10	37,18	36,19	37,33
<b>Fs:</b>	16,10	16,47	17,07	16,87	16,16	15,46	16,35	16,28	16,49	16,77	16,30	16,71	15,64	17,05	16,31
<b>mg:</b>	0,74	0,74	0,74	0,72	0,73	0,73	0,76	0,73	0,73	0,73	0,73	0,77	0,76	0,75	0,78

*Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"*

Tabla 3

	AN-5 Fxl 3 5,00	AN-5 Fxl 3 6,00	AN-5 Fxl 3 7,00	AN-5 Fxl 3 8,00	AN-5 Fxl 3 9,00	AN-5 Fxl 3 10,00	AN-5 Fxl 3 11,00	AN-5 Fxl 3 12,00	AN-5 Fxl 3 13,00	AN-5 Fxl 3 14,00	AN-5 Fxl 3 15,00	AN-5 Fxl 3 16,00	AN-5 Fxl 3 17,00	AN-5 Fxl 3 18,00	AN-5 Fxl 3 19,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,42	47,27	46,26	47,26	46,67	45,41	44,84	46,85	47,01	46,02	47,57	47,27	47,01	47,11	47,83
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,73	2,74	3,09	3,13	3,13	2,17	2,07	3,08	2,99	3,17	2,72	2,87	2,60	2,78	2,70
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,49	4,28	4,27	4,55	4,48	8,85	8,85	4,48	4,39	5,26	4,66	4,60	4,55	4,56	4,35
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,03	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,99	2,68	4,08	1,93	3,48	3,65	5,09	3,75	3,98	4,16	2,73	3,00	4,07	3,57	2,91
<b>MgO</b>	12,17	12,42	12,29	11,86	12,05	11,62	11,89	12,46	12,38	12,19	12,61	12,61	12,67	12,87	12,67
<b>CaO</b>	21,52	21,71	21,47	21,38	21,37	21,12	21,10	21,30	21,44	21,38	21,32	21,09	21,24	21,31	21,65
<b>MnO</b>	0,14	0,18	0,27	0,24	0,33	0,24	0,13	0,04	0,25	0,28	0,17	0,26	0,27	0,30	0,22
<b>FeO</b>	7,40	6,57	5,63	7,85	6,49	4,30	3,06	6,46	6,27	5,64	6,97	6,56	5,90	5,86	6,54
<b>CoO</b>	0,00	0,01	0,08	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,08	0,08	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,50	0,47	0,58	0,58	0,63	0,83	0,86	0,58	0,61	0,60	0,51	0,59	0,56	0,51	0,54
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	98,40	98,44	98,04	98,82	98,71	98,37	98,02	99,03	99,34	98,84	99,30	98,89	98,91	98,96	99,48
<b>Si</b>	1,81	1,80	1,78	1,80	1,78	1,72	1,70	1,78	1,78	1,75	1,80	1,79	1,79	1,79	1,81
<b>Al IV</b>	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,28	0,30	0,20	0,20	0,24	0,20	0,21	0,20	0,20	0,19
<b>Al VI</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,06	0,06	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,06	0,08	0,12	0,06	0,10	0,10	0,15	0,11	0,11	0,12	0,08	0,09	0,12	0,10	0,08
<b>Mg</b>	0,69	0,71	0,70	0,67	0,69	0,66	0,67	0,71	0,70	0,69	0,71	0,71	0,72	0,73	0,71
<b>Ca</b>	0,88	0,89	0,88	0,87	0,87	0,86	0,86	0,87	0,87	0,87	0,86	0,86	0,86	0,87	0,88
<b>Mn</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,24	0,21	0,18	0,25	0,21	0,14	0,10	0,21	0,20	0,18	0,22	0,21	0,19	0,19	0,21
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	47,05	47,05	46,63	46,94	46,56	48,68	48,28	45,97	46,06	46,60	46,00	45,78	45,63	45,81	46,46
<b>En:</b>	37,02	37,45	37,15	36,23	36,51	37,25	37,83	37,40	37,00	36,96	37,84	38,10	37,87	38,48	37,82
<b>Fs:</b>	15,93	15,50	16,22	16,84	16,92	14,07	13,88	16,63	16,94	16,44	16,16	16,13	16,50	15,71	15,72
<b>mg:</b>	0,75	0,77	0,80	0,73	0,77	0,83	0,87	0,77	0,78	0,79	0,76	0,77	0,79	0,80	0,78

## Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"

Tabla 4

	AN-5 Fxl 3 20,00	AN-5 Fxl 3 21,00	AN-5 Fxl 3 22,00	AN-5 Fxl 3 23,00	AN-5 Fxl 3 24,00	AN-5 Fxl 3 25,00	AN-5 Fxl 3 26,00	AN-5 Fxl 4 1,00	AN-5 Fxl 4 2,00	AN-5 Fxl 4 3,00	AN-5 Fxl 4 4,00	AN-5 Fxl 4 5,00	AN-5 Fxl 4 6,00	AN-5 Fxl 4 7,00	AN-5 Fxl 4 8,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,50	47,83	47,41	47,70	47,42	47,82	47,80	47,76	47,46	47,20	47,32	47,18	47,81	47,47	47,89
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,89	2,83	2,69	2,54	2,56	2,61	2,69	2,45	2,50	2,40	2,55	2,63	2,47	2,45	2,56
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,40	4,33	4,47	4,46	4,26	4,42	4,46	4,12	4,27	4,07	3,96	4,12	4,14	4,23	4,14
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,08	0,00	0,00	0,05	0,11	0,13	0,01	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,96	2,09	3,03	3,95	3,41	2,95	1,94	3,31	3,83	3,76	4,26	4,62	4,64	3,91	3,09
<b>MgO</b>	12,52	12,50	12,72	12,73	12,55	12,61	12,54	12,47	12,59	12,39	12,70	12,67	12,72	12,64	12,76
<b>CaO</b>	20,99	21,24	21,33	21,78	21,65	21,66	21,36	21,87	21,20	21,61	21,73	21,96	21,88	21,62	21,52
<b>MnO</b>	0,25	0,31	0,19	0,15	0,32	0,17	0,23	0,18	0,26	0,26	0,30	0,23	0,28	0,24	0,31
<b>FeO</b>	7,33	7,30	6,36	5,91	6,24	6,64	7,37	6,63	6,29	6,00	5,88	5,26	5,82	6,01	6,59
<b>CoO</b>	0,01	0,07	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,03	0,03	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04
<b>SrO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,55	0,54	0,55	0,55	0,49	0,53	0,49	0,49	0,61	0,54	0,48	0,54	0,55	0,52	0,49
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>Total</b>	98,41	99,15	98,77	99,85	99,04	99,53	99,01	99,28	99,02	98,39	99,18	99,29	100,37	99,20	99,49
<b>Si</b>	1,81	1,81	1,80	1,79	1,80	1,80	1,81	1,81	1,80	1,80	1,80	1,79	1,79	1,80	1,81
<b>Al IV</b>	0,19	0,19	0,20	0,20	0,19	0,20	0,19	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18
<b>Al VI</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,06	0,06	0,09	0,11	0,10	0,08	0,06	0,09	0,11	0,11	0,12	0,13	0,13	0,11	0,09
<b>Mg</b>	0,71	0,71	0,72	0,71	0,71	0,71	0,71	0,70	0,71	0,71	0,72	0,72	0,71	0,71	0,72
<b>Ca</b>	0,86	0,86	0,87	0,88	0,88	0,88	0,87	0,89	0,86	0,88	0,88	0,89	0,88	0,88	0,87
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,23	0,23	0,20	0,19	0,20	0,21	0,23	0,21	0,20	0,19	0,19	0,17	0,18	0,19	0,21
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,92	46,13	46,11	46,35	46,43	46,49	46,33	46,67	45,57	46,60	46,02	46,61	45,96	46,17	45,95
<b>En:</b>	38,10	37,79	38,24	37,68	37,44	37,66	37,85	37,03	37,65	37,17	37,42	37,40	37,19	37,55	37,92
<b>Fs:</b>	15,97	16,08	15,65	15,96	16,13	15,86	15,82	16,30	16,78	16,23	16,56	15,99	16,85	16,28	16,14
<b>mg:</b>	0,75	0,75	0,78	0,79	0,78	0,77	0,75	0,77	0,78	0,79	0,79	0,81	0,80	0,79	0,78

*Análisis de piroxenos del litotipo "Basalto con Cpx+Pl"*

Tabla 5

	AN-5 Fxl 4 9,00	AN-5 Fxl 4 10,00	AN-5 Fxl 4 11,00	AN-5 Fxl 4 12,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,77	47,24	46,82	47,39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,52	2,77	2,67	2,44
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,02	4,62	4,54	4,21
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,49	3,60	4,15	4,28
<b>MgO</b>	12,50	12,86	12,57	12,87
<b>CaO</b>	21,43	21,25	21,56	21,76
<b>MnO</b>	0,13	0,24	0,17	0,21
<b>FeO</b>	7,35	6,34	5,73	5,29
<b>CoO</b>	0,03	0,04	0,00	0,04
<b>NiO</b>	0,03	0,00	0,06	0,00
<b>SrO</b>	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,45	0,48	0,52	0,54
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	98,73	99,44	98,80	99,05
<b>Si</b>	1,82	1,78	1,78	1,80
<b>Al IV</b>	0,18	0,21	0,20	0,19
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,08	0,08	0,07
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,07	0,10	0,12	0,12
<b>Mg</b>	0,71	0,72	0,71	0,73
<b>Ca</b>	0,87	0,86	0,88	0,88
<b>Mn</b>	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,23	0,20	0,18	0,17
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,17	45,40	46,30	46,35
<b>En:</b>	37,47	38,23	37,54	38,12
<b>Fs:</b>	16,35	16,37	16,15	15,54
<b>mg:</b>	0,75	0,78	0,80	0,81

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Pl dominante"*

Tabla 1

	ELC-1 a #1	ELC-1 a #2	ELC-1 a #3	ELC-1 a #4	ELC-1 a #5	ELC-1 a #6	ELC-1 a #7	ELC-1 a #8	ELC-1 a #9	ELC-1 a #10	ELC-1 a #11	ELC-1 a #12	ELC-1 a #14	ELC-1 a #15	ELC-1 a #16
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,31	45,92	46,11	46,02	46,02	46,20	46,40	45,54	45,08	45,91	45,17	46,58	46,58	46,75	46,46
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,93	3,42	3,68	3,67	3,76	3,49	3,68	3,77	3,89	3,64	3,65	2,99	2,95	2,94	2,94
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,02	5,16	5,46	5,50	5,30	5,15	5,26	5,47	5,88	5,56	5,83	5,06	5,07	5,12	4,70
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,27	0,28	0,31	0,30	0,36	0,34	0,40	0,39	0,38	0,36	0,36	0,33	0,30	0,26	0,31
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,30	0,19	0,28	0,35	0,36	0,14	0,29	0,33	0,41	0,40	0,24	0,39	0,37	0,26	0,16
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,95	3,97	2,70	2,29	2,75	4,01	1,87	2,88	3,99	3,13	4,82	4,36	4,35	3,70	4,40
<b>MgO</b>	12,04	11,84	11,49	11,54	11,48	11,69	11,55	11,63	11,64	11,46	11,53	12,10	12,11	11,98	11,89
<b>CaO</b>	21,37	21,57	21,39	21,37	21,60	21,61	21,42	21,21	21,63	21,49	21,69	21,64	21,53	21,26	21,85
<b>MnO</b>	0,13	0,31	0,22	0,15	0,19	0,18	0,19	0,11	0,28	0,24	0,28	0,32	0,21	0,21	0,31
<b>FeO</b>	7,53	6,14	7,60	7,78	7,50	6,68	8,10	7,14	6,05	7,02	5,57	5,92	6,23	6,74	6,18
<b>CoO</b>	0,00	0,02	0,12	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04
<b>NiO</b>	0,00	0,10	0,04	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,06
<b>SrO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,55	0,57	0,54	0,48	0,55	0,63	0,50	0,54	0,56	0,63	0,61	0,57	0,59	0,53	0,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,01	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,17	0,01
<b>Total</b>	100,42	99,50	99,94	99,50	99,89	100,19	99,76	99,08	99,81	99,87	99,82	100,34	100,31	99,94	99,82
<b>Si</b>	1,78	1,74	1,75	1,75	1,74	1,75	1,76	1,74	1,71	1,74	1,71	1,75	1,75	1,77	1,76
<b>Al IV</b>	0,22	0,23	0,24	0,25	0,24	0,23	0,24	0,25	0,26	0,25	0,26	0,22	0,22	0,23	0,21
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,08	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,08	0,08	0,08	0,08
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
<b>Fe III</b>	0,08	0,11	0,08	0,07	0,08	0,11	0,05	0,08	0,11	0,09	0,14	0,12	0,12	0,11	0,13
<b>Mg</b>	0,67	0,67	0,65	0,65	0,65	0,66	0,65	0,66	0,66	0,65	0,65	0,68	0,68	0,67	0,67
<b>Ca</b>	0,86	0,88	0,87	0,87	0,88	0,87	0,87	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,87	0,86	0,89
<b>Mn</b>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,24	0,19	0,24	0,25	0,24	0,21	0,26	0,23	0,19	0,22	0,18	0,19	0,20	0,21	0,20
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,29	47,02	47,14	47,26	47,46	46,93	47,31	47,06	47,47	47,44	47,48	46,63	46,35	46,27	46,94
<b>En:</b>	36,26	35,92	35,22	35,50	35,11	35,33	35,50	35,89	35,52	35,19	35,10	36,27	36,25	36,26	35,54
<b>Fs:</b>	17,44	17,05	17,64	17,24	17,44	17,75	17,19	17,05	17,00	17,37	17,42	17,10	17,40	17,46	17,52
<b>mg:</b>	0,74	0,77	0,73	0,73	0,73	0,76	0,72	0,74	0,77	0,74	0,79	0,78	0,78	0,76	0,77

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Pl dominante"*

Tabla 2

	ELC-1 a #17	ELC-1 a #18	ELC-1 a #19	ELC-1 a #20	ELC-1 a #21	ELC-1 a #22	ELC-4 a #1	ELC-4 a #2	ELC-4 a #3	ELC-4 a #4	ELC-4 a #5	ELC-4 a #7	ELC-4 a #8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,97	46,95	46,26	45,77	46,90	46,71	47,22	47,11	46,01	46,71	46,59	47,88	47,67
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,03	3,05	3,40	3,16	3,14	2,92	2,98	2,98	2,51	2,81	2,86	2,63	2,69
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,98	5,05	5,36	4,90	4,98	4,87	5,51	5,64	6,19	5,74	5,97	5,26	5,27
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,26	0,30	0,30	0,32	0,29	0,26	0,28	0,23	0,24	0,21	0,22	0,20	0,20
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,13	0,23	0,40	0,18	0,31	0,26	0,09	0,17	0,15	0,19	0,21	0,24	0,37
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,88	2,37	3,14	4,64	2,95	2,93	4,55	4,31	4,06	5,04	5,58	3,05	4,30
<b>MgO</b>	12,09	12,09	11,56	11,94	11,97	11,81	12,95	12,21	13,45	12,20	12,22	12,12	13,49
<b>CaO</b>	21,58	21,20	21,59	21,53	21,34	21,59	22,04	22,17	19,56	22,11	22,16	22,47	22,52
<b>MnO</b>	0,17	0,22	0,38	0,25	0,22	0,25	0,14	0,17	0,12	0,18	0,25	0,19	0,17
<b>FeO</b>	7,04	7,72	7,30	5,81	7,23	7,10	4,88	4,53	5,95	3,76	3,41	4,89	3,96
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,07	0,02	0,00	0,03	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,52	0,48	0,52	0,55	0,58	0,51	0,60	0,50	0,46	0,56	0,54	0,49	0,50
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>Total</b>	99,65	99,68	100,22	99,12	100,01	99,22	101,24	100,06	98,76	99,51	100,01	99,49	101,15
<b>Si</b>	1,78	1,78	1,75	1,75	1,77	1,78	1,75	1,76	1,74	1,76	1,74	1,80	1,76
<b>Al IV</b>	0,22	0,22	0,24	0,22	0,22	0,22	0,24	0,24	0,26	0,24	0,26	0,20	0,23
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00
<b>Ti</b>	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe III</b>	0,08	0,07	0,09	0,13	0,08	0,08	0,13	0,12	0,12	0,14	0,16	0,09	0,12
<b>Mg</b>	0,68	0,68	0,65	0,68	0,67	0,67	0,72	0,68	0,76	0,68	0,68	0,68	0,74
<b>Ca</b>	0,87	0,86	0,87	0,88	0,86	0,88	0,87	0,89	0,79	0,89	0,89	0,90	0,89
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,22	0,24	0,23	0,19	0,23	0,23	0,15	0,14	0,19	0,12	0,11	0,15	0,12
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,98	4,00	3,98	3,98	3,98	4,00
<b>Wo:</b>	46,86	46,20	47,06	46,68	46,50	47,13	46,72	48,34	42,65	48,39	48,24	49,45	47,38
<b>En:</b>	36,54	36,65	35,06	36,00	36,30	35,85	38,20	37,05	40,79	37,14	37,00	37,10	39,48
<b>Fs:</b>	16,60	17,15	17,88	17,33	17,20	17,02	15,08	14,61	16,56	14,47	14,76	13,45	13,15
<b>mg:</b>	0,75	0,74	0,74	0,79	0,75	0,75	0,83	0,83	0,80	0,85	0,86	0,82	0,86

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Pl dominante"*

Tabla 3

	ELC-4 a #9	ELC-4 a #10	ELC-4 a #11	ELC-5 a #1	ELC-5 a #2	ELC-5 a #4	ELC-5 a #6	ELC-5 a #7	ELC-5 a #8	ELC-5 a #9	ELC-5 a #10	ELC-5 a #11	ELC-5 a #12	ELC-5 a #14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,21	46,95	46,12	46,95	47,57	47,54	47,22	48,11	47,83	47,99	47,82	47,37	47,28	47,26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,52	2,54	1,87	2,79	2,80	3,04	2,93	2,37	2,36	2,50	2,42	2,93	2,83	2,64
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,22	5,25	3,40	5,15	5,32	5,34	5,36	4,96	4,91	4,86	4,92	4,90	5,07	4,43
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,19	0,18	0,18	0,18	0,20	0,18	0,25	0,26	0,20	0,20	0,23	0,24	0,22	0,15
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,29	0,35	0,00	0,19	0,18	0,18	0,12	0,22	0,29	0,16	0,13	0,13	0,11	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,29	4,63	8,10	3,73	4,32	3,55	4,74	3,68	4,00	2,89	4,76	4,96	4,17	5,51
<b>MgO</b>	13,30	13,24	11,58	12,79	12,99	12,80	12,79	12,97	12,96	12,78	13,24	12,90	12,71	12,03
<b>CaO</b>	22,26	22,36	22,15	22,09	22,35	22,60	22,40	22,27	22,31	22,12	22,24	21,99	22,26	22,05
<b>MnO</b>	0,17	0,18	0,01	0,16	0,21	0,22	0,25	0,15	0,19	0,10	0,29	0,18	0,24	0,30
<b>FeO</b>	4,10	3,59	4,51	4,98	4,76	5,17	4,69	5,23	4,94	5,99	4,56	5,09	5,09	6,26
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>NiO</b>	0,04	0,02	0,06	0,00	0,05	0,00	0,06	0,04	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,47	0,51	0,63	0,52	0,56	0,52	0,57	0,54	0,54	0,49	0,52	0,60	0,54	0,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,05	99,81	98,65	99,55	101,33	101,16	101,37	100,88	100,53	100,21	101,14	101,33	100,57	101,20
<b>Si</b>	1,76	1,76	1,78	1,77	1,76	1,76	1,75	1,79	1,78	1,79	1,77	1,76	1,77	1,77
<b>Al IV</b>	0,23	0,23	0,15	0,23	0,23	0,23	0,23	0,21	0,22	0,21	0,21	0,21	0,22	0,20
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,07	0,05	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
<b>Cr</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,12	0,13	0,23	0,11	0,12	0,10	0,13	0,10	0,11	0,08	0,13	0,14	0,12	0,16
<b>Mg</b>	0,74	0,74	0,66	0,72	0,72	0,71	0,71	0,72	0,72	0,71	0,73	0,71	0,71	0,67
<b>Ca</b>	0,89	0,90	0,91	0,89	0,89	0,90	0,89	0,89	0,89	0,89	0,88	0,87	0,89	0,88
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,13	0,11	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,19	0,14	0,16	0,16	0,20
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	47,26	47,60	46,65	47,48	47,21	47,98	47,28	47,28	47,32	47,38	46,54	46,25	47,33	46,15
<b>En:</b>	39,27	39,22	33,94	38,26	38,18	37,80	37,55	38,31	38,25	38,08	38,54	37,75	37,60	35,03
<b>Fs:</b>	13,47	13,18	19,41	14,26	14,61	14,22	15,17	14,41	14,44	14,54	14,92	16,00	15,08	18,82
<b>mg:</b>	0,85	0,87	0,82	0,82	0,83	0,82	0,83	0,82	0,82	0,79	0,84	0,82	0,82	0,77



*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Pl dominante"*

Tabla 4

	ELC-5 a #15	ELC-5 a #16	ELC-5 a #17	ELC-5 a #18	ELC-5 a #19	ELC-5 a #21	ELC-5 a #22	ELC-5 a #23	ELC-5 a #24	ELC-5 a #25
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,30	48,25	47,49	50,31	50,30	47,37	47,50	47,40	47,71	47,49
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,84	1,93	2,19	1,43	1,45	2,60	2,57	2,63	2,54	2,54
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,42	3,55	3,76	2,15	2,09	4,53	4,57	4,47	4,59	4,56
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,11	0,12	0,11	0,13	0,11	0,20	0,23	0,24	0,25	0,22
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,07	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,09	0,00	0,06
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,31	5,52	5,83	4,60	3,64	5,01	4,16	5,32	5,72	5,20
<b>MgO</b>	11,41	11,73	11,98	13,59	13,55	12,59	12,71	12,98	13,05	13,10
<b>CaO</b>	22,02	21,82	21,89	22,15	21,85	22,19	22,09	22,62	22,55	22,52
<b>MnO</b>	0,33	0,27	0,26	0,31	0,38	0,22	0,26	0,18	0,23	0,22
<b>FeO</b>	7,53	7,18	6,25	6,55	6,83	5,13	5,49	4,11	4,26	4,18
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,04	0,00	0,06	0,00	0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,64	0,66	0,60	0,43	0,40	0,59	0,51	0,57	0,57	0,53
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>Total</b>	101,02	101,08	100,42	101,64	100,87	100,47	100,17	100,62	101,49	100,62
<b>Si</b>	1,82	1,81	1,79	1,86	1,88	1,77	1,78	1,77	1,77	1,77
<b>Al IV</b>	0,15	0,16	0,17	0,09	0,09	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,15	0,16	0,17	0,13	0,10	0,14	0,12	0,15	0,16	0,15
<b>Mg</b>	0,64	0,66	0,67	0,75	0,75	0,70	0,71	0,72	0,72	0,73
<b>Ca</b>	0,89	0,88	0,88	0,88	0,87	0,89	0,89	0,90	0,89	0,90
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,24	0,23	0,20	0,20	0,21	0,16	0,17	0,13	0,13	0,13
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,11	45,61	45,86	44,62	44,69	46,80	46,83	47,36	46,75	47,08
<b>En:</b>	33,22	34,13	34,91	38,08	38,55	36,96	37,47	37,79	37,64	38,10
<b>Fs:</b>	20,66	20,26	19,22	17,31	16,76	16,24	15,70	14,85	15,61	14,82
<b>mg:</b>	0,73	0,74	0,77	0,79	0,78	0,81	0,80	0,85	0,85	0,85

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 1

	ELC-8 a #1	ELC-8 a #2	ELC-8 a #3	ELC-8 a #4	ELC-8 a #5	ELC-8 a #6	ELC-8 a #7	ELC-8 a #8	ELC-8 a #9	ELC-8 a #10	ELC-8 a #11	ELC-8 a #12	ELC-8 a #13	ELC-8 a #14	ELC-8 a #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,54	48,14	47,91	48,34	48,40	46,97	47,60	46,76	47,34	47,74	47,50	47,23	46,49	47,50	47,89
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,24	2,47	2,40	2,53	2,64	2,83	2,92	3,18	2,91	2,89	2,86	2,93	3,10	3,23	2,68
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,24	3,92	3,88	4,08	3,96	4,27	4,44	4,34	4,21	4,28	4,26	4,20	4,84	4,70	4,36
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,22	0,27	0,26	0,23	0,25	0,28	0,27	0,24	0,29	0,28	0,29	0,24	0,32	0,31	0,23
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	0,04	0,13	0,05	0,10	0,09	0,06	0,08	0,14	0,00	0,06	0,02	0,11	0,10	0,09
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,14	4,58	4,02	3,55	2,96	4,12	3,98	3,86	3,66	3,85	2,78	4,19	5,27	2,56	3,87
<b>MgO</b>	12,72	12,64	12,55	12,83	12,55	12,61	12,75	12,49	12,42	12,57	12,46	12,59	12,56	12,21	12,57
<b>CaO</b>	21,78	21,75	21,74	21,56	21,44	21,70	22,02	21,68	21,73	21,77	21,47	21,69	21,44	21,14	21,26
<b>MnO</b>	0,21	0,28	0,23	0,13	0,27	0,24	0,16	0,30	0,22	0,28	0,18	0,21	0,23	0,19	0,24
<b>FeO</b>	7,34	6,82	6,77	7,23	7,89	6,02	6,27	6,26	6,99	7,04	7,57	6,30	5,85	8,64	7,44
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,11	0,05	0,00	0,00	0,08	0,07	0,05	0,00	0,07	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,41	0,49	0,47	0,48	0,47	0,44	0,44	0,45	0,43	0,41	0,40	0,50	0,51	0,42	0,51
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,86	101,43	100,39	101,02	101,04	99,71	101,05	99,68	100,36	101,21	99,89	100,16	100,74	101,07	101,13
<b>Si</b>	1,82	1,79	1,80	1,80	1,81	1,78	1,78	1,77	1,78	1,78	1,79	1,78	1,74	1,78	1,79
<b>Al IV</b>	0,14	0,17	0,17	0,18	0,17	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,21	0,21	0,19
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,12	0,13	0,11	0,10	0,08	0,12	0,11	0,11	0,10	0,11	0,08	0,12	0,15	0,07	0,11
<b>Mg</b>	0,71	0,70	0,70	0,71	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,71	0,70	0,70
<b>Ca</b>	0,87	0,87	0,88	0,86	0,86	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,88	0,86	0,85	0,85
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,23	0,21	0,21	0,23	0,25	0,19	0,20	0,20	0,22	0,22	0,24	0,20	0,18	0,27	0,23
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,12	45,22	45,78	45,25	45,28	46,15	46,29	46,24	46,02	45,67	45,88	45,92	45,27	45,16	44,79
<b>En:</b>	36,65	36,57	36,76	37,45	36,87	37,31	37,29	37,06	36,60	36,68	37,03	37,08	36,89	36,27	36,85
<b>Fs:</b>	18,23	18,21	17,46	17,29	17,86	16,54	16,43	16,70	17,37	17,65	17,09	17,00	17,84	18,57	18,36
<b>mg:</b>	0,76	0,77	0,77	0,76	0,74	0,79	0,78	0,78	0,76	0,76	0,75	0,78	0,79	0,72	0,75

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 2

	ELC-8 a #16	ELC-8 a #17	ELC-8 a #18	ELC-8 a #19	ELC-8 a #20	ELC-8 a #21	ELC-8 a #23	ELC-8 a #24	ELC-8 b #2	ELC-8 b #3	ELC-8 b #4	ELC-8 b #5	ELC-8 b #6	ELC-8 b #7	ELC-8 b #8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,69	47,78	47,63	47,67	46,99	47,90	48,04	48,08	48,73	48,12	48,17	48,41	48,24	48,69	48,45
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,02	2,59	3,08	3,00	2,97	2,92	2,78	2,56	2,64	2,92	2,75	2,74	2,94	2,43	2,39
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,51	4,19	4,60	4,31	4,35	4,20	4,06	3,87	4,18	4,18	4,17	4,13	4,13	4,07	4,00
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,31	0,27	0,28	0,25	0,26	0,26	0,26	0,22	0,26	0,27	0,24	0,26	0,26	0,29	0,20
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,16	0,16	0,06	0,11	0,06	0,02	0,12	0,00	0,06	0,13	0,07	0,09	0,11	0,10	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,33	4,52	3,73	2,79	3,91	3,06	3,42	3,52	2,66	2,41	3,28	2,62	3,29	3,08	3,54
<b>MgO</b>	12,63	12,69	12,50	11,98	12,31	12,47	12,43	12,58	12,72	12,69	12,78	12,65	12,69	12,60	12,88
<b>CaO</b>	21,86	21,65	21,95	21,94	21,54	21,61	22,03	21,92	22,00	21,63	21,85	21,86	21,87	22,10	22,29
<b>MnO</b>	0,30	0,19	0,20	0,23	0,24	0,21	0,25	0,23	0,24	0,12	0,20	0,12	0,23	0,21	0,17
<b>FeO</b>	6,73	6,61	6,92	7,94	6,95	7,79	7,20	6,94	7,35	7,73	6,93	7,24	7,17	7,05	6,24
<b>CoO</b>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,04	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,09	0,09	0,01	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,47	0,48	0,47	0,44	0,42	0,43	0,46	0,45	0,46	0,43	0,45	0,50	0,49	0,50	0,45
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
<b>Total</b>	101,03	101,23	101,47	100,68	100,17	100,87	101,05	100,40	101,33	100,64	100,98	100,72	101,45	101,14	100,62
<b>Si</b>	1,78	1,78	1,77	1,79	1,77	1,79	1,80	1,81	1,81	1,80	1,80	1,81	1,79	1,81	1,81
<b>Al IV</b>	0,20	0,18	0,20	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,09	0,13	0,10	0,08	0,11	0,09	0,10	0,10	0,07	0,07	0,09	0,07	0,09	0,09	0,10
<b>Mg</b>	0,70	0,71	0,69	0,67	0,69	0,70	0,69	0,70	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,70	0,72
<b>Ca</b>	0,87	0,87	0,88	0,88	0,87	0,87	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,87	0,87	0,88	0,89
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,21	0,21	0,22	0,25	0,22	0,24	0,22	0,22	0,23	0,24	0,22	0,23	0,22	0,22	0,19
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,25	45,29	46,18	46,74	45,80	45,64	46,35	46,16	46,32	45,93	46,00	46,46	45,93	46,56	46,73
<b>En:</b>	37,19	36,94	36,59	35,50	36,42	36,63	36,36	36,85	37,27	37,47	37,42	37,40	37,08	36,94	37,58
<b>Fs:</b>	16,56	17,77	17,23	17,77	17,79	17,74	17,29	16,99	16,41	16,60	16,57	16,13	16,99	16,50	15,70
<b>mg:</b>	0,77	0,77	0,76	0,73	0,76	0,74	0,75	0,76	0,76	0,75	0,77	0,76	0,76	0,76	0,79

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 3

	ELC-8 b #9	ELC-8 b #10	ELC-8 b #12	ELC-8 b #13	ELC-8 b #14	ELC-8 b #15	ELC-8 b #16	ELC-8 b #17	ELC-8 b #18	ELC-8 b #19	ELC-8 b #20	ELC-8 b #21	ELC-8 b #22	ELC-8 b #23	ELC-8 b #24
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,67	48,44	47,96	48,29	47,78	47,35	47,33	47,33	48,00	47,09	48,01	48,72	48,50	48,39	48,21
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,44	2,38	2,48	2,64	2,88	2,96	2,99	2,84	2,95	3,06	2,57	2,38	2,39	2,55	2,51
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,06	3,95	4,03	4,05	4,22	4,33	4,22	4,30	4,14	4,59	4,34	3,63	3,80	3,83	3,87
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,28	0,28	0,25	0,26	0,25	0,31	0,24	0,26	0,28	0,24	0,22	0,26	0,27	0,23	0,24
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,08	0,05	0,07	0,08	0,17	0,02	0,14	0,15	0,07	0,08	0,03	0,10	0,12	0,03
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,10	3,17	2,75	2,56	3,68	3,83	3,91	3,50	3,47	4,65	3,65	3,00	3,40	2,91	4,15
<b>MgO</b>	12,86	12,73	12,55	12,51	12,53	12,55	12,32	12,35	12,65	12,54	12,96	12,54	12,71	12,70	12,57
<b>CaO</b>	22,13	22,14	21,84	21,75	21,67	21,64	21,94	21,59	21,70	21,33	20,82	21,55	21,30	21,45	21,81
<b>MnO</b>	0,21	0,18	0,28	0,24	0,17	0,20	0,26	0,21	0,20	0,29	0,22	0,22	0,26	0,23	0,34
<b>FeO</b>	6,79	6,56	6,83	7,38	7,12	6,86	6,60	7,07	7,23	6,54	7,69	8,09	7,62	7,83	6,97
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00	0,22	0,02	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,45	0,49	0,45	0,49	0,48	0,45	0,51	0,47	0,49	0,51	0,42	0,45	0,45	0,43	0,47
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
<b>Total</b>	101,02	100,41	99,50	100,29	100,93	100,66	100,34	100,07	101,27	101,04	101,04	100,86	101,03	100,69	101,19
<b>Si</b>	1,81	1,81	1,81	1,81	1,79	1,78	1,78	1,79	1,79	1,76	1,79	1,82	1,81	1,81	1,80
<b>Al IV</b>	0,18	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,20	0,19	0,16	0,17	0,17	0,17
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,09	0,09	0,08	0,07	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,13	0,10	0,08	0,10	0,08	0,12
<b>Mg</b>	0,71	0,71	0,71	0,70	0,70	0,70	0,69	0,69	0,70	0,70	0,72	0,70	0,71	0,71	0,70
<b>Ca</b>	0,88	0,89	0,88	0,87	0,87	0,87	0,88	0,87	0,87	0,86	0,83	0,86	0,85	0,86	0,87
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,21	0,21	0,22	0,23	0,22	0,22	0,21	0,22	0,23	0,20	0,24	0,25	0,24	0,25	0,22
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,42	46,77	46,68	46,37	45,74	45,75	46,50	46,03	45,64	45,02	43,75	45,28	44,81	45,20	45,52
<b>En:</b>	37,54	37,41	37,31	37,10	36,80	36,92	36,33	36,62	37,03	36,82	37,89	36,66	37,21	37,23	36,48
<b>Fs:</b>	16,04	15,82	16,01	16,52	17,46	17,34	17,17	17,35	17,33	18,16	18,36	18,06	17,98	17,57	18,00
<b>mg:</b>	0,77	0,78	0,77	0,75	0,76	0,77	0,77	0,76	0,76	0,77	0,75	0,73	0,75	0,74	0,76

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 4

	ELC-8 b #25	ELC-8 b #26	ELC-8 b #27	ELC-8 b #28	ELC-8 b #29	ELC-8 b #30	ELC-8 b #31	ELC-8 b #33	ELC-8 b #34	ELC-8 b #35	ELC-8 b #37	ELC-8 b #38	ELC-8 b #39	ELC-8 b #40	ELC-8 b #41
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,28	47,30	47,99	48,72	47,57	47,41	47,19	46,88	47,94	47,57	46,97	47,51	47,41	47,96	48,18
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,61	2,58	3,02	2,18	3,16	3,37	3,39	3,26	2,88	3,43	3,26	3,15	3,16	2,66	2,40
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,98	4,36	4,27	3,36	4,54	4,62	4,50	4,84	4,41	4,65	4,87	4,69	4,54	4,00	3,93
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,25	0,25	0,28	0,23	0,29	0,26	0,32	0,27	0,30	0,33	0,28	0,29	0,23	0,30	0,22
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,12	0,05	0,17	0,11	0,19	0,11	0,18	0,23	0,21	0,19	0,08	0,16	0,00	0,07	0,08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,11	4,89	3,16	3,60	3,24	3,20	3,23	3,28	2,94	2,65	4,12	3,72	3,79	3,88	4,46
<b>MgO</b>	12,76	12,67	12,58	12,61	12,58	12,52	12,44	12,43	12,64	12,33	12,69	12,64	12,46	12,61	12,49
<b>CaO</b>	21,69	20,33	21,70	22,94	21,68	21,56	21,62	21,17	21,56	21,58	21,46	21,71	21,92	22,07	21,97
<b>MnO</b>	0,29	0,33	0,25	0,20	0,21	0,11	0,22	0,36	0,25	0,28	0,20	0,31	0,23	0,20	0,22
<b>FeO</b>	6,79	6,72	7,21	6,20	7,07	7,36	6,99	6,86	7,24	7,92	6,30	6,57	6,58	6,74	6,84
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,01	0,03
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,51	0,45	0,51	0,40	0,48	0,48	0,50	0,50	0,49	0,46	0,54	0,52	0,49	0,43	0,49
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	101,45	100,29	101,20	100,66	101,03	101,09	100,61	100,14	100,86	101,42	100,77	101,29	100,92	100,94	101,30
<b>Si</b>	1,80	1,78	1,79	1,82	1,78	1,77	1,77	1,77	1,79	1,77	1,76	1,77	1,77	1,79	1,80
<b>Al IV</b>	0,17	0,19	0,19	0,15	0,20	0,20	0,20	0,21	0,19	0,20	0,21	0,21	0,20	0,18	0,17
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,07	0,08	0,06	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09	0,07	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,12	0,14	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,12	0,10	0,11	0,11	0,13
<b>Mg</b>	0,71	0,71	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,69	0,71	0,70	0,69	0,70	0,69
<b>Ca</b>	0,86	0,82	0,87	0,92	0,87	0,86	0,87	0,85	0,86	0,86	0,86	0,87	0,88	0,88	0,88
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,21	0,21	0,22	0,19	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,25	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
<b>K</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,33	43,35	45,93	47,79	45,98	45,82	46,17	45,62	45,82	45,92	45,59	45,91	46,41	46,20	45,78
<b>En:</b>	37,08	37,58	37,04	36,54	37,14	37,01	36,96	37,26	37,37	36,50	37,49	37,20	36,69	36,73	36,20
<b>Fs:</b>	17,59	19,07	17,03	15,68	16,88	17,17	16,87	17,12	16,81	17,58	16,92	16,89	16,90	17,07	18,01
<b>mg:</b>	0,77	0,77	0,76	0,78	0,76	0,75	0,76	0,76	0,76	0,74	0,78	0,77	0,77	0,77	0,77

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 5

	ELC-8 b #42	ELC-8 b #43	ELC-8 c #1	ELC-8 c #2	ELC-8 c #3	ELC-8 c #4	ELC-8 c #5	ELC-8 c #6	ELC-8 c #7	ELC-8 c #8	ELC-8 c #9	ELC-8 c #10	ELC-8 c #11	ELC-8 c #12	ELC-8 c #13
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,64	48,84	48,22	48,55	47,96	46,30	48,18	47,98	48,67	47,78	48,28	47,65	47,71	48,12	47,71
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,36	1,95	2,10	2,11	2,07	4,84	2,43	2,57	2,23	2,24	2,40	2,37	2,52	2,31	2,18
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,77	3,45	3,75	3,84	3,98	3,76	3,75	3,64	3,79	3,73	3,83	4,00	3,90	3,72	3,71
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,23	0,20	0,22	0,23	0,14	0,30	0,24	0,20	0,20	0,19	0,19	0,00	0,19	0,26	0,21
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,08	0,04	0,02	0,02	0,13	0,12	0,02	0,04	0,02	0,00	0,08	0,09	0,12	0,16	0,07
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,49	3,71	4,49	3,26	4,90	0,76	3,39	4,03	4,05	4,92	3,78	5,52	3,95	3,56	4,50
<b>MgO</b>	12,91	12,81	12,41	12,22	12,40	11,52	12,25	12,52	12,76	12,70	12,63	12,60	12,41	12,24	12,50
<b>CaO</b>	21,57	21,43	21,72	21,78	21,78	21,50	21,66	21,75	21,72	21,67	21,03	21,73	21,85	21,75	21,84
<b>MnO</b>	0,18	0,26	0,29	0,22	0,19	0,22	0,26	0,31	0,21	0,24	0,19	0,20	0,23	0,17	0,23
<b>FeO</b>	7,28	7,61	6,98	7,88	6,77	9,62	7,62	7,08	7,09	6,30	7,41	6,37	7,03	7,52	6,71
<b>CoO</b>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00	0,01	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,43	0,43	0,50	0,46	0,48	0,39	0,50	0,45	0,50	0,48	0,45	0,46	0,42	0,49	0,39
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,06	100,72	100,75	100,58	100,81	99,32	100,31	100,59	101,28	100,23	100,30	101,09	100,33	100,31	100,05
<b>Si</b>	1,81	1,83	1,81	1,82	1,80	1,77	1,81	1,80	1,81	1,80	1,81	1,78	1,80	1,81	1,80
<b>Al IV</b>	0,17	0,15	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,16
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,14	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,10	0,10	0,13	0,09	0,14	0,02	0,10	0,11	0,11	0,14	0,11	0,16	0,11	0,10	0,13
<b>Mg</b>	0,72	0,72	0,69	0,68	0,69	0,66	0,69	0,70	0,71	0,71	0,71	0,70	0,70	0,69	0,70
<b>Ca</b>	0,86	0,86	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,87	0,85	0,87	0,88	0,88	0,88
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,23	0,24	0,22	0,25	0,21	0,31	0,24	0,22	0,22	0,20	0,23	0,20	0,22	0,24	0,21
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,12	44,64	45,42	45,96	45,46	47,00	45,85	45,53	45,24	45,24	44,57	45,03	45,94	46,00	45,69
<b>En:</b>	37,58	37,13	36,11	35,86	36,01	35,03	36,08	36,47	36,96	36,89	37,24	36,31	36,31	36,01	36,37
<b>Fs:</b>	17,31	18,23	18,46	18,19	18,53	17,97	18,08	18,00	17,80	17,88	18,20	18,66	17,75	17,99	17,94
<b>mg:</b>	0,76	0,75	0,76	0,73	0,77	0,68	0,74	0,76	0,76	0,78	0,75	0,78	0,76	0,74	0,77

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 6

	ELC-8 C #14	ELC-8 C #15	ELC-8 C #16	ELC-8 C #17	ELC-8 C #18	ELC-8 C #19	ELC-8 C #20	ELC-8 C #21	ELC-8 C #22	ELC-8 C #23	ELC-8 C #24	ELC-8 C #25	ELC-8 C #26	ELC-8 C #27	ELC-8 C #28
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,99	46,79	47,00	47,01	48,07	47,20	47,66	46,80	47,67	47,60	47,72	48,00	47,46	47,14	47,33
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,38	2,48	2,45	2,29	2,21	2,18	2,47	2,46	2,41	2,47	2,42	2,51	2,65	2,54	2,65
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,68	3,69	3,67	3,72	3,65	3,61	3,85	3,85	3,84	3,83	3,75	3,77	3,91	4,06	4,01
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,23	0,27	0,21	0,23	0,24	0,21	0,18	0,21	0,23	0,24	0,22	0,23	0,24	0,24	0,24
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,11	0,13	0,02	0,06	0,07	0,09	0,02	0,00	0,03	0,07	0,00	0,10	0,13	0,04	0,08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,97	5,94	5,30	5,98	3,99	6,35	3,91	4,90	4,47	4,82	3,72	4,17	4,96	4,16	5,02
<b>MgO</b>	12,41	12,33	12,29	12,46	12,46	12,69	12,20	12,21	12,45	12,55	11,96	12,41	12,45	12,20	12,48
<b>CaO</b>	21,77	22,03	21,46	21,99	21,68	21,84	21,67	21,52	21,77	21,49	21,84	21,88	21,84	21,65	21,94
<b>MnO</b>	0,22	0,25	0,19	0,30	0,19	0,22	0,28	0,19	0,26	0,28	0,18	0,24	0,27	0,20	0,22
<b>FeO</b>	7,43	5,56	6,11	5,23	7,05	5,07	7,31	6,38	6,76	6,75	7,62	7,10	6,48	6,94	6,17
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,02	0,05	0,16	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,08	0,02
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,40	0,46	0,44	0,47	0,47	0,53	0,45	0,48	0,44	0,46	0,44	0,46	0,47	0,41	0,48
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	100,59	99,96	99,23	99,92	100,13	100,00	100,02	99,04	100,32	100,63	99,94	100,91	100,88	99,70	100,63
<b>Si</b>	1,80	1,77	1,79	1,78	1,81	1,78	1,80	1,79	1,80	1,79	1,81	1,80	1,78	1,79	1,78
<b>Al IV</b>	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,11	0,17	0,15	0,17	0,11	0,18	0,11	0,14	0,13	0,14	0,11	0,12	0,14	0,12	0,14
<b>Mg</b>	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,71	0,69	0,69	0,70	0,70	0,67	0,69	0,70	0,69	0,70
<b>Ca</b>	0,88	0,89	0,88	0,89	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,89	0,88	0,88	0,88	0,88
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,23	0,18	0,19	0,17	0,22	0,16	0,23	0,20	0,21	0,21	0,24	0,22	0,20	0,22	0,19
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,55	46,00	45,46	45,97	45,67	45,41	45,80	45,71	45,63	44,94	46,30	45,76	45,58	45,95	45,89
<b>En:</b>	36,11	35,81	36,22	36,23	36,53	36,72	35,88	36,08	36,30	36,50	35,26	36,12	36,16	36,02	36,30
<b>Fs:</b>	18,33	18,19	18,32	17,80	17,80	17,87	18,33	18,21	18,07	18,56	18,44	18,11	18,27	18,04	17,81
<b>mg:</b>	0,75	0,80	0,78	0,81	0,76	0,82	0,75	0,77	0,77	0,77	0,74	0,76	0,77	0,76	0,78

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 7

	ELC-8 c #29	ELC-8 c #30	ELC-8 c #31	ELC-8 c #32	ELC-8 c #33	ELC-8 c #34	ELC-8 c #35	ELC-8 c #36	ELC-8 c #37	ELC-8 c #38	ELC-9 a #1	ELC-9 a #2	ELC-9 a #3	ELC-9 a #4	ELC-9 a #5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,74	46,85	46,10	47,26	46,71	46,68	47,34	47,02	46,88	47,08	46,46	46,18	46,18	44,93	45,73
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,51	2,86	2,96	2,72	2,62	2,83	2,85	3,07	3,08	3,14	3,61	2,80	2,80	3,63	2,89
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,96	4,24	4,71	4,37	4,33	4,58	4,79	4,70	4,78	4,73	4,93	5,56	5,73	6,43	5,62
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,32	0,28	0,22	0,23	0,27	0,22	0,26	0,26	0,26	0,23	0,28	0,19	0,23	0,28	0,26
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,08	0,00	0,05	0,01	0,04	0,14	0,04	0,06	0,04	0,13	0,19	0,19	0,23	0,29	0,25
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,62	5,55	5,93	4,46	5,09	4,82	4,24	4,03	4,33	3,94	3,97	5,15	5,29	5,20	6,05
<b>MgO</b>	12,23	12,28	12,08	12,51	12,50	12,33	12,47	12,13	12,45	12,28	12,39	11,94	12,02	11,61	11,90
<b>CaO</b>	21,77	22,21	21,64	21,11	20,99	21,38	21,09	21,41	21,05	21,31	21,56	22,74	22,72	23,07	22,29
<b>MnO</b>	0,20	0,28	0,26	0,31	0,19	0,22	0,19	0,11	0,18	0,39	0,28	0,21	0,21	0,17	0,28
<b>FeO</b>	5,76	5,74	6,02	7,20	6,63	6,79	7,43	7,57	7,16	7,25	6,38	4,12	4,21	3,72	4,64
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,00	0,03	0,00	0,04
<b>SrO</b>	0,04	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,53	0,47	0,47	0,45	0,48	0,43	0,50	0,48	0,50	0,48	0,49	0,64	0,58	0,62	0,55
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	99,77	100,80	100,53	100,66	99,85	100,43	101,20	100,86	100,71	100,99	100,69	99,74	100,25	99,95	100,53
<b>Si</b>	1,77	1,76	1,74	1,78	1,77	1,76	1,77	1,77	1,76	1,76	1,74	1,74	1,73	1,69	1,72
<b>Al IV</b>	0,18	0,19	0,21	0,19	0,19	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,25	0,25	0,29	0,25
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,08	0,10	0,08
<b>V</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe III</b>	0,16	0,16	0,17	0,13	0,14	0,14	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,15	0,15	0,15	0,17
<b>Mg</b>	0,69	0,69	0,68	0,70	0,71	0,69	0,69	0,68	0,70	0,69	0,69	0,67	0,67	0,65	0,67
<b>Ca</b>	0,88	0,89	0,88	0,85	0,85	0,86	0,84	0,86	0,85	0,86	0,87	0,92	0,91	0,93	0,90
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,18	0,18	0,19	0,23	0,21	0,21	0,23	0,24	0,22	0,23	0,20	0,13	0,13	0,12	0,15
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,94	46,37	45,54	44,43	44,40	45,10	44,53	45,45	44,64	45,21	46,09	49,07	48,75	50,26	47,49
<b>En:</b>	35,90	35,68	35,37	36,63	36,78	36,20	36,62	35,83	36,74	36,25	36,85	35,82	35,88	35,17	35,27
<b>Fs:</b>	18,16	17,95	19,09	18,94	18,82	18,70	18,85	18,73	18,62	18,54	17,06	15,11	15,37	14,57	17,24
<b>mg:</b>	0,79	0,79	0,78	0,76	0,77	0,76	0,75	0,74	0,76	0,75	0,78	0,84	0,84	0,85	0,82



*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 8

	ELC-9 a #6	ELC-9 a #7	ELC-9 a #8	ELC-9 a #9	ELC-10 a #3	ELC-10 a #4	ELC-10 a #6	ELC-10 a #7	ELC-10 a #8	ELC-10 a #9	ELC-10 a #10	ELC-10 a #11	ELC-10 a #12	ELC-10 a #13	ELC-10 a #14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	44,46	44,64	49,59	44,38	51,37	51,94	52,25	51,22	51,57	51,14	51,05	51,02	51,11	50,83	50,54
<b>TiO<sub>2</sub></b>	4,44	4,24	1,41	4,30	1,46	1,31	1,26	1,49	1,36	1,45	1,43	1,53	1,37	1,55	1,62
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6,15	6,31	2,59	6,44	2,67	2,36	2,48	2,39	2,44	2,47	2,58	2,64	2,51	2,57	2,92
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,34	0,29	0,15	0,28	0,11	0,10	0,14	0,13	0,14	0,12	0,13	0,12	0,14	0,11	0,14
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,54	0,19	0,18	0,30	0,00	0,05	0,04	0,00	0,10	0,12	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,08	4,84	3,32	5,23	3,31	2,18	1,59	2,76	2,02	2,98	2,48	3,40	3,17	3,43	2,49
<b>MgO</b>	11,21	11,35	11,28	11,59	15,45	15,48	15,43	15,32	15,10	15,10	14,96	15,15	14,98	14,67	14,50
<b>CaO</b>	22,23	22,48	22,08	21,83	21,84	21,84	21,78	21,03	21,74	21,97	22,00	21,85	21,87	21,83	21,54
<b>MnO</b>	0,20	0,19	0,27	0,11	0,26	0,27	0,20	0,22	0,26	0,20	0,19	0,25	0,21	0,17	0,30
<b>FeO</b>	5,17	5,43	8,86	5,39	4,86	5,51	6,12	5,82	6,11	5,41	5,56	5,00	5,36	5,60	6,30
<b>CoO</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00
<b>SrO</b>	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,70	0,54	0,65	0,59	0,45	0,38	0,38	0,50	0,38	0,38	0,37	0,43	0,43	0,49	0,40
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,58	100,54	100,38	100,51	101,79	101,58	101,77	100,87	101,21	101,35	100,77	101,46	101,33	101,27	100,74
<b>Si</b>	1,68	1,68	1,87	1,67	1,87	1,89	1,90	1,88	1,89	1,88	1,88	1,87	1,88	1,87	1,87
<b>Al IV</b>	0,27	0,28	0,12	0,29	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,13	0,12	0,04	0,12	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
<b>V</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,14	0,14	0,09	0,15	0,09	0,06	0,04	0,08	0,06	0,08	0,07	0,09	0,09	0,10	0,07
<b>Mg</b>	0,63	0,64	0,64	0,65	0,84	0,84	0,84	0,84	0,83	0,83	0,82	0,83	0,82	0,80	0,80
<b>Ca</b>	0,90	0,91	0,89	0,88	0,85	0,85	0,85	0,83	0,85	0,86	0,87	0,86	0,86	0,86	0,85
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,16	0,17	0,28	0,17	0,15	0,17	0,19	0,18	0,19	0,17	0,17	0,15	0,16	0,17	0,19
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	48,77	48,81	46,74	47,54	43,98	44,18	44,18	42,92	44,24	44,44	44,85	44,21	44,38	44,40	44,31
<b>En:</b>	34,21	34,28	33,23	35,12	43,29	43,58	43,55	43,50	42,75	42,48	42,44	42,66	42,28	41,52	41,49
<b>Fs:</b>	17,03	16,91	20,03	17,34	12,73	12,24	12,27	13,58	13,01	13,08	12,70	13,12	13,34	14,08	14,20
<b>mg:</b>	0,79	0,79	0,69	0,79	0,85	0,83	0,82	0,82	0,81	0,83	0,83	0,84	0,83	0,82	0,80

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 9

	ELC-10 a #15	ELC-10 a #16	ELC-10 a #17	ELC-10 a #18	ELC-10 a #19	ELC-10 a #20	ELC-10 a #21	ELC-10 a #22	ELC-10 a #24	ELC-10 a #25	ELC-10 a #26	ELC-10 a #27	ELC-10 a #28	ELC-10 a #29	ELC-10 a #30
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,97	50,48	50,98	48,40	49,93	51,04	51,03	50,59	50,60	50,68	50,68	50,30	50,56	51,48	51,32
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,66	1,51	1,52	2,38	1,17	1,23	1,19	1,21	1,39	1,43	1,48	1,49	1,45	1,52	1,32
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,85	2,61	2,63	4,51	2,09	2,12	2,14	2,26	2,40	2,38	2,44	2,41	2,42	2,43	2,37
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,11	0,13	0,14	0,18	0,09	0,14	0,15	0,11	0,13	0,15	0,17	0,15	0,13	0,13	0,12
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,00	0,02	0,08	0,00	0,01	0,00	0,09	0,06	0,04	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,90	3,98	2,39	4,09	3,91	2,65	2,69	4,29	3,42	3,12	2,76	3,41	3,03	2,32	3,28
<b>MgO</b>	14,47	14,70	14,52	13,15	13,62	13,88	14,06	14,36	14,55	14,45	14,53	14,56	14,98	15,16	15,11
<b>CaO</b>	21,46	21,65	21,45	21,71	21,46	21,52	21,33	21,43	21,53	21,25	21,29	21,32	21,17	21,65	21,72
<b>MnO</b>	0,22	0,30	0,25	0,21	0,28	0,25	0,25	0,21	0,16	0,26	0,26	0,20	0,23	0,22	0,18
<b>FeO</b>	6,95	5,21	6,91	5,84	6,46	7,57	7,52	6,45	6,09	6,49	6,62	6,04	5,84	6,03	5,38
<b>CoO</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,02	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,11	0,07
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,43	0,47	0,39	0,58	0,48	0,41	0,41	0,40	0,43	0,45	0,41	0,42	0,38	0,39	0,47
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,06	101,08	101,19	101,15	99,50	100,91	100,78	101,43	100,75	100,76	100,64	100,31	100,26	101,49	101,33
<b>Si</b>	1,88	1,86	1,88	1,80	1,88	1,90	1,90	1,87	1,87	1,88	1,88	1,87	1,88	1,89	1,88
<b>Al IV</b>	0,12	0,11	0,11	0,20	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,05	0,04	0,04	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,05	0,11	0,07	0,11	0,11	0,07	0,08	0,12	0,10	0,09	0,08	0,10	0,08	0,06	0,09
<b>Mg</b>	0,79	0,81	0,80	0,73	0,76	0,77	0,78	0,79	0,80	0,80	0,80	0,81	0,83	0,83	0,83
<b>Ca</b>	0,85	0,86	0,85	0,86	0,87	0,86	0,85	0,85	0,85	0,84	0,85	0,85	0,84	0,85	0,85
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,21	0,16	0,21	0,18	0,20	0,23	0,23	0,20	0,19	0,20	0,21	0,19	0,18	0,18	0,17
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	44,23	44,01	43,84	45,61	44,32	44,12	43,67	43,19	43,89	43,53	43,62	43,64	43,31	43,96	43,98
<b>En:</b>	41,48	41,58	41,30	38,43	39,13	39,57	40,04	40,26	41,27	41,19	41,41	41,46	42,64	42,83	42,56
<b>Fs:</b>	14,29	14,42	14,86	15,96	16,55	16,31	16,30	16,55	14,84	15,29	14,97	14,89	14,05	13,22	13,46
<b>mg:</b>	0,79	0,83	0,79	0,80	0,79	0,77	0,77	0,80	0,81	0,80	0,80	0,81	0,82	0,82	0,83

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 10

	ELC-10 a #31	ELC-10 a #32	ELC-10 a #33	ELC-10 a #34	ELC-10 a #35	ELC-10 a #36	ELC-10 a #37	ELC-10 a #38	ELC-10 a #39	ELC-10 a #40	ELC-10 a #41	ELC-10 a #42	ELC-10 a #43	ELC-10 a #44	ELC-10 a #45
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,32	48,63	48,80	48,62	47,38	47,84	48,31	48,35	50,30	50,21	50,34	50,24	50,30	50,34	49,84
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,22	2,35	2,16	2,25	2,66	2,30	2,22	2,15	1,60	1,58	1,35	1,54	1,44	1,33	1,63
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,09	4,75	4,40	4,62	4,41	4,59	4,74	4,68	2,64	2,60	2,64	2,96	2,70	2,48	3,39
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,10	0,21	0,18	0,19	0,18	0,21	0,17	0,18	0,13	0,17	0,11	0,18	0,14	0,14	0,14
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,07	0,09	0,13	0,04	0,07	0,12	0,14	0,00	0,03	0,02	0,03	0,07	0,00	0,06
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,68	3,31	3,47	3,00	3,57	5,18	3,75	4,25	2,80	2,88	3,63	2,83	4,51	3,24	3,37
<b>MgO</b>	14,05	13,82	13,58	13,80	13,51	14,28	14,10	14,05	14,36	14,22	14,24	14,41	15,01	14,99	14,72
<b>CaO</b>	21,94	22,28	22,11	21,76	21,75	21,85	21,86	21,85	21,34	21,49	22,04	21,60	21,53	21,63	21,71
<b>MnO</b>	0,43	0,18	0,16	0,17	0,17	0,24	0,25	0,16	0,18	0,17	0,26	0,24	0,32	0,16	0,23
<b>FeO</b>	7,07	4,76	5,22	5,23	4,62	3,26	4,10	4,28	6,48	6,10	5,47	5,81	4,44	5,01	4,60
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,08	0,00	0,02	0,05	0,09	0,00	0,00	0,01
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,38	0,46	0,51	0,49	0,46	0,49	0,49	0,47	0,43	0,48	0,40	0,42	0,50	0,39	0,47
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,31	100,85	100,71	100,26	98,85	100,35	100,13	100,65	100,28	100,01	100,63	100,36	100,97	99,71	100,16
<b>Si</b>	1,90	1,80	1,81	1,81	1,79	1,78	1,79	1,79	1,87	1,87	1,87	1,86	1,85	1,87	1,85
<b>Al IV</b>	0,09	0,20	0,19	0,19	0,20	0,20	0,21	0,20	0,12	0,11	0,12	0,13	0,12	0,11	0,15
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,03	0,07	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
<b>V</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,07	0,09	0,10	0,08	0,10	0,14	0,10	0,12	0,08	0,08	0,10	0,08	0,12	0,09	0,09
<b>Mg</b>	0,77	0,76	0,75	0,76	0,76	0,79	0,78	0,78	0,80	0,79	0,79	0,80	0,82	0,83	0,81
<b>Ca</b>	0,87	0,88	0,88	0,87	0,88	0,87	0,87	0,87	0,85	0,86	0,88	0,86	0,85	0,86	0,86
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Fe II</b>	0,22	0,15	0,16	0,16	0,15	0,10	0,13	0,13	0,20	0,19	0,17	0,18	0,14	0,16	0,14
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	44,57	46,72	46,40	46,03	46,49	45,44	46,01	45,66	44,01	44,59	45,10	44,67	43,68	44,33	44,92
<b>En:</b>	39,71	40,31	39,66	40,60	40,16	41,31	41,29	40,86	41,20	41,06	40,53	41,45	42,36	42,74	42,38
<b>Fs:</b>	15,72	12,97	13,94	13,37	13,35	13,25	12,70	13,49	14,78	14,35	14,37	13,88	13,96	12,92	12,70
<b>mg:</b>	0,78	0,84	0,82	0,82	0,84	0,89	0,86	0,85	0,80	0,81	0,82	0,82	0,86	0,84	0,85

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 11

	ELC-10 a #46	ELC-10 a #47	ELC-10 a #48	ELC-10 a #49	ELC-10 a #50	ELC-10 a #51	ELC-10 a #52	ELC-10 a #53	ELC-10 a #54	ELC-10 a #55	ELC-10 b #1	ELC-10 b #2	ELC-10 b #3	ELC-10 b #5	ELC-10 b #6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,43	50,88	51,17	51,41	50,84	51,20	50,46	51,41	48,49	48,78	47,93	47,41	47,67	47,23	47,59
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,52	1,37	1,27	1,15	1,11	1,01	1,16	1,17	2,05	2,06	2,29	2,31	2,41	3,00	3,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,81	2,82	2,36	2,38	2,32	2,36	2,54	2,52	4,76	4,88	4,41	4,69	4,73	5,21	5,14
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,16	0,13	0,10	0,08	0,09	0,11	0,10	0,10	0,15	0,20	0,20	0,21	0,18	0,21	0,18
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,11	0,15	0,15	0,11	0,18	0,18	0,33	0,59	0,43	0,02	0,02	0,07	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,67	3,26	3,34	2,61	3,50	3,40	4,33	2,90	4,42	3,18	4,76	5,74	5,48	5,91	4,18
<b>MgO</b>	15,17	15,37	15,71	15,64	15,47	15,95	15,90	15,61	14,59	14,27	13,02	12,97	12,85	13,26	13,07
<b>CaO</b>	22,13	21,86	21,70	21,57	21,49	21,48	21,54	21,66	21,96	21,95	22,15	22,13	21,62	21,76	21,62
<b>MnO</b>	0,11	0,15	0,24	0,20	0,27	0,16	0,21	0,24	0,21	0,12	0,13	0,20	0,31	0,21	0,24
<b>FeO</b>	4,13	4,40	4,61	4,94	4,56	4,27	3,56	4,77	3,06	4,37	5,17	4,34	5,47	4,48	5,80
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>NiO</b>	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,11	0,03	0,00	0,06	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,44	0,42	0,35	0,38	0,40	0,35	0,35	0,41	0,49	0,46	0,54	0,58	0,60	0,63	0,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,61	100,86	101,02	100,60	100,15	100,59	100,41	101,12	100,87	100,72	100,61	100,68	101,41	101,90	101,39
<b>Si</b>	1,86	1,87	1,88	1,89	1,88	1,88	1,86	1,88	1,79	1,80	1,79	1,77	1,77	1,74	1,76
<b>Al IV</b>	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,21	0,20	0,19	0,21	0,21	0,23	0,22
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,10	0,09	0,09	0,07	0,10	0,09	0,12	0,08	0,12	0,09	0,13	0,16	0,15	0,16	0,12
<b>Mg</b>	0,83	0,84	0,86	0,86	0,85	0,87	0,87	0,85	0,80	0,78	0,72	0,72	0,71	0,73	0,72
<b>Ca</b>	0,87	0,86	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,87	0,87	0,89	0,88	0,86	0,86	0,86
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,13	0,14	0,14	0,15	0,14	0,13	0,11	0,15	0,09	0,13	0,16	0,14	0,17	0,14	0,18
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,05	44,53	43,67	43,86	43,64	43,39	43,40	43,92	45,83	46,18	46,40	46,35	45,17	45,32	45,56
<b>En:</b>	42,96	43,56	44,00	44,25	43,71	44,81	44,55	44,02	42,37	41,75	37,93	37,79	37,35	38,43	38,31
<b>Fs:</b>	11,98	11,91	12,34	11,89	12,65	11,80	12,05	12,06	11,80	12,06	15,66	15,86	17,48	16,26	16,14
<b>mg:</b>	0,87	0,86	0,86	0,85	0,86	0,87	0,89	0,85	0,89	0,85	0,82	0,84	0,81	0,84	0,80

*Análisis de piroxenos del litotipo "Dolerita con Cpx+Pl"*

Tabla 12

	ELC-10 b #7	ELC-10 b #8	ELC-10 b #9	ELC-10 b #10	ELC-10 b #11	ELC-10 b #12	ELC-10 b #13	ELC-10 b #14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,86	48,30	48,65	48,68	49,94	48,39	48,76	48,37
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,74	1,81	1,86	1,80	1,50	1,75	1,84	1,72
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,77	4,83	4,83	4,73	3,29	4,78	4,70	4,95
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,15	0,20	0,15	0,17	0,15	0,12	0,16	0,14
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,37	0,31	0,36	0,35	0,32	0,27	0,33	0,39
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,48	5,47	4,48	5,17	4,28	4,60	4,58	5,00
<b>MgO</b>	14,52	14,50	14,56	14,65	13,95	14,57	14,31	14,36
<b>CaO</b>	22,30	22,20	22,20	22,32	23,94	22,05	22,32	22,15
<b>MnO</b>	0,35	0,18	0,04	0,12	0,17	0,22	0,06	0,21
<b>FeO</b>	3,11	2,41	3,27	2,70	2,99	2,91	3,47	2,91
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
<b>NiO</b>	0,00	0,06	0,05	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03
<b>SrO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,45	0,52	0,45	0,50	0,50	0,44	0,50	0,48
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,11	100,80	100,90	101,21	101,09	100,13	101,04	100,77
<b>Si</b>	1,80	1,78	1,79	1,79	1,84	1,79	1,79	1,78
<b>Al IV</b>	0,20	0,21	0,21	0,20	0,14	0,21	0,20	0,22
<b>Al VI</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
<b>V</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe III</b>	0,12	0,15	0,12	0,14	0,12	0,13	0,13	0,14
<b>Mg</b>	0,80	0,80	0,80	0,80	0,77	0,80	0,78	0,79
<b>Ca</b>	0,88	0,88	0,88	0,88	0,94	0,88	0,88	0,88
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Fe II</b>	0,10	0,07	0,10	0,08	0,09	0,09	0,11	0,09
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,12	46,03	46,07	45,98	49,04	45,93	46,31	46,08
<b>En:</b>	41,78	41,83	42,04	41,98	39,75	42,23	41,30	41,55
<b>Fs:</b>	12,09	12,15	11,89	12,03	11,20	11,84	12,38	12,37
<b>mg:</b>	0,89	0,91	0,89	0,91	0,89	0,90	0,88	0,90

## Análisis de piroxenos del litotipo "Lamprófido con Cpx+Pl"

Tabla 1

	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45,82	51,75	51,30	50,28	50,11	49,05	50,80	52,10	51,88	51,70	49,92	51,28	51,28	50,59	51,15
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,18	1,25	0,96	1,70	1,51	1,29	1,20	0,89	0,82	1,03	1,73	0,82	0,80	0,95	0,92
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,12	2,54	2,14	3,48	3,27	3,88	3,02	2,78	3,01	3,67	4,85	4,39	4,21	5,26	5,07
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,06	0,01	0,01	0,03	0,11	0,12	0,15	0,30	0,49	0,44	0,18	0,34	0,29	0,29	0,34
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,72	0,13	1,06	2,05	2,30	4,20	2,26	1,38	1,28	0,53	1,97	1,88	1,72	1,57	1,40
<b>MgO</b>	11,64	12,79	12,12	13,40	13,94	14,89	14,75	15,95	16,06	15,18	13,63	16,34	16,51	15,53	15,74
<b>CaO</b>	21,72	21,12	20,95	21,59	21,56	20,47	21,53	21,05	20,87	21,40	22,14	19,89	19,62	20,03	20,00
<b>MnO</b>	0,24	0,25	0,45	0,18	0,22	0,20	0,24	0,27	0,16	0,19	0,19	0,20	0,19	0,17	0,20
<b>FeO</b>	6,05	10,48	11,15	7,69	6,85	5,28	6,11	5,86	5,62	6,38	6,12	4,94	5,36	5,24	5,69
<b>CoO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04
<b>SrO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,60	0,50	0,47	0,48	0,38	0,34	0,35	0,34	0,35	0,37	0,48	0,50	0,40	0,56	0,51
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,14	100,86	100,60	100,87	100,23	99,72	100,40	100,94	100,54	100,90	101,23	100,58	100,40	100,19	101,06
<b>Si</b>	1,71	1,93	1,93	1,86	1,87	1,83	1,88	1,90	1,90	1,89	1,83	1,87	1,87	1,85	1,86
<b>Al IV</b>	0,29	0,07	0,07	0,14	0,13	0,17	0,12	0,10	0,10	0,11	0,17	0,13	0,13	0,15	0,14
<b>Al VI</b>	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08	0,08
<b>Ti</b>	0,09	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe III</b>	0,13	0,00	0,03	0,06	0,06	0,12	0,06	0,04	0,04	0,01	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
<b>Mg</b>	0,65	0,71	0,68	0,74	0,77	0,83	0,81	0,87	0,88	0,83	0,75	0,89	0,90	0,85	0,85
<b>Ca</b>	0,87	0,84	0,84	0,86	0,86	0,82	0,85	0,82	0,82	0,84	0,87	0,78	0,77	0,79	0,78
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,19	0,33	0,35	0,24	0,21	0,16	0,19	0,18	0,17	0,20	0,19	0,15	0,16	0,16	0,17
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	47,07	44,57	44,00	45,16	44,83	42,29	44,30	42,97	42,92	44,57	46,70	41,48	40,77	42,66	42,13
<b>En:</b>	35,09	37,56	35,41	38,98	40,33	42,80	42,22	45,29	45,96	43,98	39,99	47,40	47,72	46,00	46,12
<b>Fs:</b>	17,84	17,87	20,59	15,86	14,84	14,92	13,48	11,74	11,12	11,45	13,31	11,13	11,51	11,34	11,75
<b>mg:</b>	0,77	0,69	0,66	0,76	0,78	0,83	0,81	0,83	0,84	0,81	0,80	0,85	0,85	0,84	0,83

*Análisis de piroxenos del litotipo "Lamprófido con Cpx+Pl"*

Tabla 2

	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 1 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 2 barrido	PAN-36 Cpx 3 barrido	PAN-36 Cpx 3 barrido
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,51	50,58	51,04	49,17	44,92	44,66	45,37	45,49	45,72	44,94	45,76	44,36	51,37	48,44	48,58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,19	0,77	0,75	1,74	3,91	3,81	3,90	3,45	3,40	3,39	3,65	3,62	1,27	1,94	1,88
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,25	4,45	4,05	5,15	6,98	6,98	6,86	6,99	7,41	7,25	7,20	7,28	8,23	3,20	3,54
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,21	0,22	0,26	0,27	0,44	0,28	0,39	0,17	0,24	0,21	0,20	0,20	0,06	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,35	4,38	2,50	2,46	2,98	4,45	3,17	3,11	3,02	4,08	3,30	4,75	0,00	2,70	3,66
<b>MgO</b>	15,12	17,08	16,60	13,86	10,60	11,04	10,92	11,12	11,18	11,23	11,16	11,12	11,76	10,35	10,88
<b>CaO</b>	20,91	19,03	19,17	21,14	21,49	21,66	21,44	21,75	21,53	21,51	21,50	21,65	15,61	21,01	21,06
<b>MnO</b>	0,12	0,14	0,17	0,17	0,13	0,24	0,16	0,17	0,13	0,19	0,17	0,19	0,20	0,37	0,36
<b>FeO</b>	6,22	3,38	4,72	6,04	7,49	6,34	7,43	6,88	7,39	6,40	7,29	5,86	10,61	11,21	9,81
<b>CoO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>NiO</b>	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,51	0,55	0,55	0,50	0,68	0,61	0,70	0,60	0,58	0,56	0,67	0,58	2,17	0,59	0,70
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,06	0,09	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Total</b>	101,46	100,69	99,86	100,51	99,64	100,08	100,33	99,72	100,59	99,78	100,91	99,63	101,28	99,80	100,47
<b>Si</b>	1,87	1,84	1,87	1,82	1,71	1,69	1,71	1,72	1,72	1,70	1,71	1,68	1,87	1,85	1,84
<b>Al IV</b>	0,13	0,16	0,13	0,18	0,29	0,31	0,29	0,28	0,28	0,30	0,29	0,32	0,13	0,14	0,16
<b>Al VI</b>	0,06	0,03	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,23	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,03	0,02	0,02	0,05	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,03	0,06	0,05
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,04	0,12	0,07	0,07	0,09	0,13	0,09	0,09	0,09	0,12	0,09	0,14	0,00	0,08	0,10
<b>Mg</b>	0,82	0,93	0,91	0,76	0,60	0,62	0,61	0,63	0,63	0,63	0,62	0,63	0,64	0,59	0,61
<b>Ca</b>	0,82	0,74	0,75	0,84	0,88	0,88	0,87	0,88	0,87	0,87	0,86	0,88	0,61	0,86	0,86
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,19	0,10	0,14	0,19	0,24	0,20	0,23	0,22	0,23	0,20	0,23	0,19	0,32	0,36	0,31
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,15	0,04	0,05
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	43,70	39,14	40,07	44,98	48,54	47,84	47,88	48,44	47,77	47,65	47,61	47,91	38,63	45,33	45,09
<b>En:</b>	43,97	48,88	48,28	41,03	33,30	33,92	33,93	34,45	34,51	34,61	34,36	34,24	40,49	31,06	32,41
<b>Fs:</b>	12,33	11,98	11,65	13,99	18,15	18,23	18,19	17,11	17,72	17,75	18,02	17,84	20,88	23,60	22,50
<b>mg:</b>	0,81	0,90	0,86	0,80	0,72	0,76	0,72	0,74	0,73	0,76	0,73	0,77	0,66	0,62	0,66

## Análisis de piroxenos del litotipo "Lamprófido con Cpx+Pl"

Tabla 3

	PAN-36 Cpx 3 barrido	PAN-36 Cpx 3 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 1 barrido	PAN-38 Cpx 3 barrido	PAN-38 Cpx 3 barrido	PAN-38 Cpx 3 barrido	PAN-38 Cpx 3 barrido	PAN-38 Cpx 3 barrido
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,43	48,41	50,52	50,42	50,14	49,99	49,78	50,67	50,40	50,26	50,49	50,67	49,65	50,84	50,64
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,93	1,93	1,02	1,14	1,31	1,08	1,12	0,97	1,06	1,18	0,91	0,85	1,37	0,94	0,88
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,66	3,63	2,93	3,15	4,04	3,11	3,31	2,87	3,12	3,26	2,66	2,60	3,64	2,84	2,66
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,05	0,07	0,05	0,04	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,16	0,03	0,04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,79	3,84	1,75	1,33	1,90	2,58	3,17	2,34	1,57	2,06	3,14	3,35	2,61	1,85	2,94
<b>MgO</b>	10,92	11,02	14,23	14,56	14,61	14,52	14,40	14,46	14,26	14,43	14,96	15,11	14,50	14,73	15,02
<b>CaO</b>	20,84	21,12	18,67	18,71	19,08	18,76	18,74	18,75	18,68	18,62	18,46	18,54	19,63	18,54	18,29
<b>MnO</b>	0,39	0,37	0,30	0,31	0,20	0,32	0,30	0,29	0,32	0,34	0,34	0,32	0,22	0,24	0,31
<b>FeO</b>	10,28	9,29	9,53	9,33	8,24	8,40	8,22	9,22	9,51	9,14	8,12	7,95	7,41	9,03	8,63
<b>CoO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>NiO</b>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00
<b>SrO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,61	0,69	0,48	0,38	0,47	0,45	0,49	0,47	0,44	0,46	0,52	0,51	0,42	0,51	0,47
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	99,85	100,33	99,44	99,38	100,08	99,25	99,59	100,05	99,39	99,78	99,63	99,95	99,64	99,56	99,89
<b>Si</b>	1,84	1,83	1,90	1,89	1,86	1,88	1,87	1,89	1,89	1,88	1,89	1,89	1,86	1,90	1,89
<b>Al IV</b>	0,16	0,16	0,10	0,11	0,14	0,12	0,13	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,14	0,10	0,11
<b>Al VI</b>	0,01	0,00	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01
<b>Ti</b>	0,06	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,08	0,11	0,05	0,04	0,05	0,07	0,09	0,07	0,04	0,06	0,09	0,09	0,07	0,05	0,08
<b>Mg</b>	0,62	0,62	0,80	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81	0,80	0,81	0,83	0,84	0,81	0,82	0,84
<b>Ca</b>	0,85	0,86	0,75	0,75	0,76	0,76	0,75	0,75	0,75	0,75	0,74	0,74	0,79	0,74	0,73
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,33	0,29	0,30	0,29	0,26	0,26	0,26	0,29	0,30	0,29	0,25	0,25	0,23	0,28	0,27
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	44,99	45,24	39,42	39,45	40,31	39,42	39,32	39,12	39,49	39,16	38,39	38,32	41,24	38,98	37,91
<b>En:</b>	32,80	32,84	41,79	42,71	42,94	42,46	42,05	41,96	41,95	42,23	43,28	43,47	42,38	43,07	43,32
<b>Fs:</b>	22,21	21,93	18,80	17,84	16,75	18,12	18,63	18,92	18,56	18,61	18,32	18,22	16,37	17,95	18,76
<b>mg:</b>	0,65	0,68	0,73	0,74	0,76	0,75	0,76	0,74	0,73	0,74	0,77	0,77	0,78	0,74	0,76



*Análisis de piroxenos del litotipo "Lamprófido con Cpx+Pl"*

Tabla 4

	PAN-38 Cpx 2 barrido	PAN-38 Cpx 2 barrido	PAN-38 Cpx 2 barrido	PAN-38 Cpx 2 barrido	PAN-38 Cpx 2 barrido	PAN-38 Cpx 2 barrido
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,48	48,47	51,11	50,95	50,65	49,52
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,19	2,62	0,84	0,92	0,92	1,26
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,24	5,44	2,55	2,61	2,67	3,78
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,14	0,06	0,04	0,00	0,03	0,09
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,03	0,00	1,94	1,78	3,13	3,20
<b>MgO</b>	13,22	11,84	15,00	14,68	14,90	14,87
<b>CaO</b>	20,87	20,48	17,95	18,36	18,56	18,42
<b>MnO</b>	0,30	0,25	0,39	0,28	0,27	0,29
<b>FeO</b>	6,12	10,19	9,54	9,74	8,84	7,51
<b>CoO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>NiO</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,44	0,54	0,48	0,44	0,42	0,52
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	100,03	99,90	99,84	99,75	100,38	99,46
<b>Si</b>	1,78	1,82	1,91	1,91	1,89	1,85
<b>Al IV</b>	0,22	0,18	0,09	0,09	0,11	0,15
<b>Al VI</b>	0,01	0,07	0,02	0,02	0,00	0,02
<b>Ti</b>	0,06	0,07	0,02	0,03	0,03	0,04
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,11	0,00	0,05	0,05	0,09	0,09
<b>Mg</b>	0,74	0,66	0,84	0,82	0,83	0,83
<b>Ca</b>	0,84	0,83	0,72	0,74	0,74	0,74
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,19	0,32	0,30	0,30	0,28	0,24
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	44,32	45,41	37,44	38,38	38,20	38,83
<b>En:</b>	39,04	36,52	43,54	42,67	42,64	43,60
<b>Fs:</b>	16,64	18,07	19,02	18,96	19,16	17,58
<b>mg:</b>	0,79	0,67	0,74	0,73	0,75	0,78

## *Análisis de piroxenos del litotipo "Andesita con Cpx"*

Tabla 1

	SSAL-3 Fxl 1,00	SSAL-3 Fxl 2,00	SSAL-3 Fxl 3,00	SSAL-3 Fxl 4,00	SSAL-3 Fxl 5,00	SSAL-3 Fxl 6,00	SSAL-3 Fxl 7,00	SSAL-3 Fxl 8,00	SSAL-3 Fxl 9,00	SSAL-3 Fxl 10,00	SSAL-3 Fxl 11,00	SSAL-3 Fxl 12,00	SSAL-3 Fxl 14,00	SSAL-3 Fxl 17,00	SSAL-3 Fxl 22,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,70	53,45	52,87	51,76	51,71	51,97	53,39	52,72	53,05	51,64	52,73	53,09	51,97	53,09	52,03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,28	0,20	0,30	0,63	0,43	0,43	0,29	0,33	0,25	0,47	0,47	0,36	0,31	0,31	0,42
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,47	2,05	2,85	3,66	3,57	3,34	2,43	2,82	2,73	1,06	0,92	0,61	0,53	0,53	2,55
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,17	1,32	1,96	2,19	1,63	2,33	1,28	3,11	2,44	3,86	2,65	1,76	3,42	1,81	2,96
<b>MgO</b>	17,42	17,78	17,34	16,90	16,71	16,83	17,46	17,54	17,62	15,58	16,28	15,55	15,31	15,42	17,44
<b>CaO</b>	21,27	21,50	21,32	20,53	20,86	21,41	21,73	21,68	21,55	20,82	19,98	20,11	20,40	20,26	21,31
<b>MnO</b>	0,15	0,01	0,20	0,15	0,03	0,16	0,14	0,10	0,13	0,32	0,28	0,26	0,39	0,34	0,19
<b>FeO</b>	2,84	2,60	2,85	3,85	3,85	2,98	3,03	1,91	2,57	5,57	7,08	8,29	6,53	8,03	2,45
<b>CoO</b>	0,00	0,02	0,05	0,00	0,03	0,02	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,14	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,42	0,46	0,46	0,44	0,39	0,38	0,38	0,46	0,40	0,39	0,32	0,37	0,42	0,38	0,32
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02
<b>Total</b>	99,75	99,49	100,28	100,11	99,21	100,05	100,31	100,79	100,77	99,72	100,75	100,44	99,35	100,40	99,73
<b>Si</b>	1,92	1,95	1,92	1,89	1,90	1,90	1,94	1,91	1,92	1,92	1,94	1,97	1,95	1,97	1,90
<b>Al IV</b>	0,08	0,05	0,08	0,11	0,10	0,10	0,06	0,09	0,08	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,10
<b>Al VI</b>	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Ti</b>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,06	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,03	0,08	0,07	0,11	0,07	0,05	0,10	0,05	0,08
<b>Mg</b>	0,95	0,97	0,94	0,92	0,92	0,92	0,94	0,94	0,95	0,87	0,89	0,86	0,86	0,85	0,95
<b>Ca</b>	0,83	0,84	0,83	0,80	0,82	0,84	0,84	0,84	0,83	0,83	0,79	0,80	0,82	0,80	0,84
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,09	0,08	0,09	0,12	0,12	0,09	0,09	0,06	0,08	0,17	0,22	0,26	0,20	0,25	0,08
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	43,09	43,70	43,33	42,15	43,21	43,76	44,00	43,51	43,19	41,80	39,77	40,50	41,21	40,92	42,86
<b>En:</b>	49,10	50,27	49,03	48,27	48,15	47,88	49,17	48,97	49,14	43,52	45,08	43,57	43,03	43,32	48,80
<b>Fs:</b>	7,81	6,03	7,64	9,58	8,64	8,35	6,83	7,52	7,66	14,68	15,14	15,93	15,77	15,76	8,34
<b>mg:</b>	0,92	0,92	0,92	0,89	0,89	0,91	0,91	0,94	0,92	0,83	0,80	0,77	0,81	0,77	0,93

*Análisis de piroxenos del litotipo "Andesita con Cpx"*

Tabla 2

	SSAL-3 Fxl 23,00	SSAL-3 Fxl 24,00	SSAL-3 Fxl 25,00	SSAL-3 Fxl 26,00	SSAL-3 Fxl 27,00	SSAL-3 Fxl 28,00	SSAL-3 Fxl 29,00	SSAL-3 Fxl 30,00	SSAL-3 Fxl 31,00	SSAL-3 Fxl 32,00	SSAL-3 Fxl 34,00	SSAL-3 Fxl 35,00	SSAL-3 Fxl 36,00	SSAL-3 Fxl 37,00	SSAL-3 Fxl 42,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53,10	52,88	51,70	52,58	53,31	52,88	52,60	52,42	52,45	52,38	52,29	52,97	52,42	52,40	53,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,24	0,34	0,40	0,40	0,23	0,33	0,35	0,30	0,45	0,31	0,39	0,40	0,35	0,39	0,32
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,60	2,84	3,56	3,29	2,05	2,70	2,84	0,50	0,80	0,59	0,52	0,92	0,57	0,52	2,14
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,07	0,04	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,54	1,93	3,17	1,94	1,64	2,28	2,72	2,49	3,20	2,33	3,08	2,77	3,79	3,64	1,23
<b>MgO</b>	17,58	17,44	17,00	16,92	17,90	17,52	17,54	15,22	16,12	15,29	15,19	15,60	15,63	15,48	17,65
<b>CaO</b>	21,23	21,37	21,33	21,41	21,61	21,66	21,39	20,70	19,95	20,34	20,56	20,42	20,53	20,56	21,28
<b>MnO</b>	0,09	0,07	0,15	0,15	0,11	0,19	0,07	0,31	0,34	0,34	0,47	0,34	0,38	0,41	0,09
<b>FeO</b>	3,04	2,88	2,05	3,49	2,33	2,44	2,33	7,38	6,68	7,42	7,11	7,24	6,30	6,67	3,60
<b>CoO</b>	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,08	0,00	0,01
<b>NiO</b>	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,13	0,02	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,44	0,45	0,49	0,43	0,41	0,40	0,46	0,34	0,39	0,39	0,40	0,44	0,42	0,40	0,28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>Total</b>	99,85	100,24	100,01	100,65	99,63	100,51	100,39	99,67	100,39	99,49	100,01	101,22	100,62	100,57	99,66
<b>Si</b>	1,93	1,92	1,89	1,91	1,94	1,92	1,91	1,96	1,94	1,96	1,95	1,95	1,94	1,94	1,94
<b>Al IV</b>	0,07	0,08	0,11	0,09	0,06	0,08	0,09	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,06
<b>Al VI</b>	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
<b>Ti</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,04	0,05	0,09	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,09	0,07	0,09	0,08	0,11	0,10	0,03
<b>Mg</b>	0,95	0,94	0,92	0,91	0,97	0,95	0,95	0,85	0,89	0,85	0,84	0,85	0,86	0,86	0,96
<b>Ca</b>	0,83	0,83	0,83	0,83	0,84	0,84	0,83	0,83	0,79	0,81	0,82	0,80	0,81	0,82	0,83
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
<b>Fe II</b>	0,09	0,09	0,06	0,11	0,07	0,07	0,07	0,23	0,21	0,23	0,22	0,22	0,19	0,21	0,11
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	43,14	43,36	43,60	43,56	43,59	43,59	43,14	41,71	39,81	41,25	41,31	40,85	40,93	40,97	42,92
<b>En:</b>	49,70	49,21	48,35	47,88	50,24	49,06	49,22	42,67	44,75	43,14	42,45	43,42	43,35	42,92	49,53
<b>Fs:</b>	7,16	7,43	8,05	8,56	6,17	7,35	7,64	15,62	15,44	15,61	16,23	15,73	15,72	16,11	7,55
<b>mg:</b>	0,91	0,92	0,94	0,90	0,93	0,93	0,93	0,79	0,81	0,79	0,79	0,79	0,82	0,81	0,90

## Análisis de piroxenos del litotipo "Andesita con Cpx"

Tabla 3

	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl	SSAL-3 Fxl
	43,00	44,00	45,00	46,00	47,00	48,00	49,00	50,00	51,00	52,00	53,00	54,00	55,00	56,00	57,00
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,49	52,73	52,25	52,21	52,97	52,30	51,88	51,81	52,82	52,36	52,54	51,70	53,21	53,00	52,79
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,32	0,19	0,42	0,43	0,20	0,30	0,39	0,31	0,34	0,34	0,38	0,33	0,48	0,34	0,28
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,96	2,27	3,24	3,44	2,74	2,74	1,09	0,49	0,68	0,50	0,48	0,51	0,84	0,61	0,51
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,04	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,04	0,06	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,14	3,41	2,58	2,13	2,50	3,06	3,06	3,04	2,44	2,99	2,47	3,42	1,53	1,50	2,73
<b>MgO</b>	17,46	17,72	16,98	16,75	17,60	17,38	15,59	15,14	15,88	15,41	15,20	15,16	15,48	15,29	15,44
<b>CaO</b>	21,39	21,84	21,45	21,41	21,70	21,81	20,26	20,87	19,99	20,62	20,52	20,58	20,35	20,44	20,99
<b>MnO</b>	0,13	0,16	0,11	0,17	0,13	0,18	0,36	0,30	0,39	0,33	0,29	0,42	0,21	0,33	0,32
<b>FeO</b>	0,81	0,93	3,09	3,32	2,11	1,65	6,47	6,62	7,39	6,64	7,67	6,32	8,10	7,92	6,97
<b>CoO</b>	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07
<b>NiO</b>	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,18	0,01	0,11	0,00
<b>SrO</b>	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,48	0,53	0,41	0,44	0,45	0,43	0,39	0,33	0,38	0,41	0,40	0,38	0,44	0,38	0,35
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
<b>Total</b>	99,40	99,92	100,55	100,34	100,50	99,91	99,49	99,00	100,32	99,78	100,00	99,09	100,79	99,99	100,45
<b>Si</b>	1,89	1,92	1,90	1,90	1,92	1,91	1,94	1,95	1,96	1,95	1,96	1,94	1,96	1,97	1,96
<b>Al IV</b>	0,11	0,08	0,10	0,10	0,08	0,09	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
<b>Al VI</b>	0,01	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ti</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,11	0,09	0,07	0,06	0,07	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07	0,10	0,04	0,04	0,08
<b>Mg</b>	0,95	0,96	0,92	0,91	0,95	0,94	0,87	0,85	0,88	0,86	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85
<b>Ca</b>	0,84	0,85	0,83	0,84	0,84	0,85	0,81	0,84	0,79	0,82	0,82	0,83	0,80	0,81	0,83
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,02	0,03	0,09	0,10	0,06	0,05	0,20	0,21	0,23	0,21	0,24	0,20	0,25	0,25	0,22
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	43,37	43,92	43,44	43,76	43,67	43,99	40,98	42,19	40,09	41,57	41,36	41,72	41,15	41,55	41,91
<b>En:</b>	49,24	49,57	47,84	47,62	49,28	48,78	43,87	42,59	44,29	43,23	42,63	42,73	43,56	43,22	42,89
<b>Fs:</b>	7,39	6,52	8,72	8,63	7,05	7,23	15,15	15,23	15,62	15,20	16,02	15,55	15,30	15,23	15,20
<b>mg:</b>	0,97	0,97	0,91	0,90	0,94	0,95	0,81	0,80	0,79	0,81	0,78	0,81	0,77	0,77	0,80

## Análisis de piroxenos del enclave de gabro (Cpx+Pl)

Tabla 1

	AN-19B Enc #1	AN-19B Enc #2	AN-19B Enc #3	AN-19B Enc #4	AN-19B Enc #5	AN-19B Enc #6	AN-19B Enc #7	AN-19B Enc #8	AN-19B Enc #9	AN-19B Enc #10	AN-19B Enc #11	AN-19B Enc #12	AN-19B Enc #13	AN-19B Enc #14	AN-19B Enc #15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,59	49,24	49,26	49,28	49,31	49,15	49,47	49,03	49,30	49,06	49,24	48,98	49,35	49,25	49,42
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,43	1,52	1,44	1,51	1,42	1,51	1,62	1,56	1,48	1,58	1,56	1,58	1,50	1,44	1,38
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,84	4,92	4,87	4,83	5,02	4,96	5,00	5,04	4,73	4,84	4,79	4,84	5,08	5,08	5,07
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,12	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,13	0,08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,18	0,93	0,63	0,93	0,24	0,48	0,00	0,22	0,61	0,59	0,38	0,70	1,03	0,76	0,00
<b>MgO</b>	12,41	12,51	12,44	12,58	12,39	12,39	12,36	12,28	12,42	12,42	12,50	12,37	12,53	12,58	12,57
<b>CaO</b>	21,09	20,70	20,54	20,60	20,64	20,51	20,79	20,39	20,63	20,51	20,39	20,31	20,65	20,62	20,32
<b>MnO</b>	0,20	0,25	0,29	0,28	0,30	0,27	0,28	0,22	0,19	0,25	0,17	0,21	0,28	0,27	0,24
<b>FeO</b>	8,21	8,21	8,54	8,37	8,85	8,76	8,85	8,85	8,84	8,60	9,17	8,86	7,99	8,12	8,80
<b>CoO</b>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,10	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,02	0,03
<b>NiO</b>	0,00	0,11	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,64	0,61	0,61	0,59	0,54	0,58	0,58	0,60	0,58	0,60	0,54	0,59	0,70	0,62	0,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
<b>Total</b>	99,61	99,03	98,69	99,10	98,80	98,69	99,18	98,39	98,78	98,47	98,79	98,54	99,17	98,90	98,49
<b>Si</b>	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,86	1,87
<b>Al IV</b>	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13
<b>Al VI</b>	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10
<b>Ti</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00
<b>Mg</b>	0,69	0,70	0,70	0,71	0,70	0,70	0,69	0,69	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,71	0,71
<b>Ca</b>	0,85	0,84	0,83	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,82
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fe II</b>	0,26	0,26	0,27	0,26	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,29	0,28	0,25	0,26	0,28
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	46,20	45,65	45,36	45,11	45,65	45,36	46,15	45,60	45,41	45,36	45,11	45,11	45,60	45,36	45,05
<b>En:</b>	37,50	38,04	38,25	38,59	38,04	38,25	37,91	37,91	37,84	38,25	38,04	38,04	38,46	38,80	39,01
<b>Fs:</b>	16,30	16,30	16,39	16,30	16,30	16,39	15,93	16,48	16,76	16,39	16,85	16,85	15,93	15,85	15,93
<b>mg:</b>	0,73	0,73	0,72	0,73	0,71	0,72	0,71	0,71	0,71	0,72	0,71	0,71	0,74	0,73	0,72

## Análisis de piroxenos del enclave de gabro (Cpx+Pl)

Tabla 2

	AN-19B Enc #16	AN-19B Enc #17	AN-19B Enc #19	AN-19B Enc #20	AN-19B Enc #21	AN-19B Enc #22	AN-19B Enc #23	AN-19B Enc #24	AN-19B Enc #25	AN-19B Enc #26	AN-19B Enc #27	AN-19B Enc #28	AN-19B Enc #29	AN-19B Enc #38	AN-19B Enc #41
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,51	49,49	50,41	50,26	50,10	50,22	50,65	50,37	50,69	50,34	50,53	50,67	50,34	50,86	49,72
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,32	1,20	1,01	0,84	0,84	0,88	0,90	0,77	0,87	0,96	0,95	0,89	0,94	1,37	1,24
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,90	4,94	4,39	4,34	4,38	4,37	4,25	4,26	4,29	4,59	4,66	4,59	4,26	2,85	4,77
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,13	0,00	0,05	0,17
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,79	1,12	0,59	0,41	1,23	0,56	0,00	0,76	0,32	0,38	0,15	0,58	0,29	0,91	0,66
<b>MgO</b>	12,63	12,56	13,25	13,18	13,00	13,09	12,96	13,16	13,15	13,02	13,19	13,17	13,12	14,53	12,74
<b>CaO</b>	20,70	20,48	20,43	20,64	20,86	20,83	20,52	20,69	20,65	20,52	20,52	20,67	20,32	21,72	20,89
<b>MnO</b>	0,21	0,34	0,24	0,14	0,26	0,24	0,23	0,23	0,19	0,21	0,24	0,25	0,22	0,26	0,15
<b>FeO</b>	8,17	8,06	8,51	8,26	7,61	7,96	8,49	8,07	8,45	8,53	8,37	8,42	8,46	6,47	8,29
<b>CoO</b>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,14	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
<b>SrO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,64	0,68	0,54	0,54	0,62	0,56	0,61	0,56	0,61	0,59	0,61	0,59	0,61	0,33	0,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
<b>Total</b>	98,92	98,95	99,53	98,63	98,91	98,72	98,78	98,98	99,29	99,28	99,23	99,96	98,66	99,38	99,26
<b>Si</b>	1,87	1,87	1,89	1,89	1,88	1,89	1,91	1,89	1,90	1,89	1,89	1,89	1,90	1,90	1,87
<b>Al IV</b>	0,13	0,13	0,11	0,11	0,12	0,11	0,09	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,13
<b>Al VI</b>	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,02	0,08
<b>Ti</b>	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04
<b>V</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Fe III</b>	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
<b>Mg</b>	0,71	0,71	0,74	0,74	0,73	0,73	0,73	0,74	0,73	0,73	0,74	0,73	0,74	0,81	0,71
<b>Ca</b>	0,84	0,83	0,82	0,83	0,84	0,84	0,83	0,83	0,83	0,82	0,82	0,82	0,82	0,87	0,84
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
<b>Fe II</b>	0,26	0,25	0,27	0,26	0,24	0,25	0,27	0,25	0,26	0,27	0,26	0,26	0,27	0,20	0,26
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total:</b>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<b>Wo:</b>	45,62	45,21	44,32	45,05	45,39	45,44	45,25	44,96	44,99	44,89	44,90	44,77	44,61	45,40	45,75
<b>En:</b>	38,74	38,57	39,97	40,01	39,35	39,74	39,74	39,80	39,84	39,60	40,16	39,69	40,06	42,27	38,80
<b>Fs:</b>	15,64	16,22	15,72	14,94	15,26	14,83	15,01	15,25	15,18	15,51	14,94	15,53	15,33	12,32	15,44
<b>mg:</b>	0,73	0,74	0,74	0,74	0,75	0,75	0,73	0,74	0,73	0,73	0,74	0,74	0,73	0,80	0,73



*Anexo I.4. Análisis de anfíboles.*





## Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófido con Am+Pl"

Tabla 1

	PAN-16 Fxl #1	PAN-16 Fxl #2	PAN-16 Fxl #3	PAN-16 Fxl #4	PAN-16 Fxl #5	PAN-16 Fxl #7	PAN-16 Fxl #9	PAN-16 Fxl #10	PAN-16 Fxl #11	PAN-16 Fxl #12	PAN-16 Fxl #13	PAN-16 Fxl #15	PAN-16 Fxl #16	PAN-16 Fxl #17	PAN-16 Fxl #18
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40,33	40,52	40,81	41,28	41,02	40,64	41,91	41,29	40,90	40,18	40,39	41,53	42,05	42,14	41,86
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,04	2,82	2,84	2,79	2,79	3,31	2,46	2,58	2,45	2,94	3,30	2,43	2,27	2,29	2,25
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,39	12,30	12,37	12,15	12,20	12,47	11,42	11,87	11,16	12,28	12,20	11,63	11,53	11,46	11,48
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,23	0,20	0,23	0,18	0,21	0,29	0,10	0,08	0,13	0,11	0,17	0,12	0,03	0,05	0,08
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
<b>FeO(t)</b>	12,10	11,92	11,68	11,66	11,62	13,21	15,96	15,37	14,81	14,55	14,00	15,38	16,14	16,39	16,27
<b>MgO</b>	14,45	14,51	14,79	14,71	14,54	13,47	12,17	12,05	12,37	12,28	13,01	12,55	12,39	12,15	12,21
<b>MnO</b>	0,20	0,14	0,17	0,17	0,08	0,21	0,35	0,23	0,29	0,18	0,20	0,26	0,31	0,04	0,29
<b>NiO</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01
<b>CaO</b>	11,31	11,18	11,26	11,42	11,33	11,16	10,50	10,88	12,36	11,20	11,25	10,35	10,28	10,31	10,29
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,41	2,30	2,39	2,47	2,32	2,28	2,07	2,20	2,04	2,22	2,21	2,21	2,14	2,18	2,18
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,56	0,51	0,49	0,47	0,45	0,54	0,47	0,51	0,47	0,55	0,50	0,49	0,42	0,22	0,41
<b>BaO</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>H<sub>2</sub>O</b>	2,00	1,99	2,01	2,02	2,00	2,00	1,97	1,96	1,96	1,95	1,98	1,97	1,97	1,97	1,97
<b>Cl</b>	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,06	0,10	0,10	0,08	0,11	0,06	0,10	0,11	0,12	0,10
<b>Total</b>	99,07	98,48	99,12	99,36	98,63	99,65	99,52	99,14	99,00	98,55	99,27	99,06	99,63	99,31	99,40
<b>Si</b>	6,00	6,04	6,07	6,13	6,11	6,06	6,27	6,19	6,11	6,03	6,03	6,22	6,28	6,31	6,26
<b>Al<sub>IV</sub></b>	2,00	1,96	1,93	1,87	1,89	1,94	1,73	1,81	1,89	1,97	1,97	1,78	1,72	1,69	1,74
<b>Ti<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup><sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T:</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Al<sub>VI</sub></b>	0,17	0,20	0,23	0,26	0,25	0,25	0,28	0,28	0,08	0,20	0,18	0,27	0,31	0,33	0,29
<b>Ti</b>	0,34	0,32	0,32	0,31	0,31	0,37	0,28	0,29	0,28	0,33	0,37	0,27	0,26	0,26	0,25
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,07	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,12	0,29	0,23	0,11	0,13	0,07	0,08	0,12
<b>Mg<sub>C</sub></b>	3,21	3,22	3,28	3,26	3,23	2,99	2,71	2,69	2,76	2,75	2,90	2,80	2,76	2,71	2,72
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>C</sub></b>	1,20	1,14	1,17	1,17	1,18	1,39	1,64	1,61	1,56	1,49	1,44	1,53	1,61	1,63	1,62
<b>Mn<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ C:</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Mg<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>B</sub></b>	0,23	0,23	0,28	0,28	0,24	0,26	0,27	0,19	0,00	0,10	0,19	0,27	0,34	0,35	0,30
<b>Mn<sub>B</sub></b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04	0,00	0,04
<b>Ni<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>B</sub></b>	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01
<b>Ca</b>	1,80	1,79	1,79	1,82	1,81	1,78	1,68	1,75	1,98	1,80	1,80	1,66	1,64	1,65	1,65
<b>Na<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Σ B:</b>	2,10	2,07	2,14	2,15	2,10	2,12	2,02	2,00	2,00	2,00	2,05	2,00	2,03	2,01	2,00
<b>Na<sub>A</sub></b>	0,35	0,33	0,34	0,35	0,33	0,33	0,30	0,30	0,29	0,27	0,32	0,31	0,31	0,32	0,32
<b>K</b>	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A:</b>	0,40	0,38	0,39	0,40	0,38	0,38	0,34	0,35	0,34	0,32	0,37	0,36	0,35	0,34	0,35
<b>total:</b>	15,50	15,45	15,53	15,55	15,48	15,50	15,36	15,35	15,34	15,32	15,41	15,36	15,38	15,35	15,35
<b>mg#</b>	0,69	0,70	0,69	0,69	0,69	0,65	0,59	0,60	0,64	0,63	0,64	0,61	0,59	0,58	0,59

*Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófido con Am+Pl"*

Tabla 2

	PAN-16 Fxl #19	PAN-16 Fxl #20	PAN-16 Fxl #21	PAN-16 Fxl #22	PAN-16 Fxl #23	PAN-16 Fxl #24	PAN-16 Fxl #25	PAN-16 Fxl #26	PAN-16 Fxl #27	PAN-16 Fxl #28	PAN-16 Fxl #29	PAN-16 Fxl #30	PAN-16 Fxl #31	PAN-16 Fxl #32	PAN-16 Fxl #33
SiO <sub>2</sub>	41,22	40,33	41,92	41,72	40,61	40,98	41,44	40,40	40,20	41,83	41,54	41,54	41,77	42,15	42,09
TiO <sub>2</sub>	2,36	2,63	2,68	2,60	3,09	3,04	3,31	3,36	3,20	2,93	3,00	3,09	3,23	3,23	3,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,56	12,00	11,45	11,43	12,14	11,98	12,34	12,26	12,11	12,57	11,98	12,21	12,05	12,09	12,12
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,15	0,15	0,04	0,15	0,10	0,09	0,13	0,13	0,14	0,16	0,22	0,11	0,20	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00
FeO(t)	15,66	14,46	13,34	13,47	14,71	14,54	14,28	14,04	14,88	12,23	12,34	11,72	14,68	14,76	14,56
MgO	12,60	12,85	14,11	13,91	12,65	12,53	12,48	12,74	12,69	13,87	13,92	14,14	12,60	12,59	12,64
MnO	0,20	0,32	0,20	0,19	0,25	0,17	0,20	0,27	0,19	0,15	0,18	0,18	0,19	0,23	0,22
NiO	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,09	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	10,33	10,77	11,05	10,91	11,14	11,00	11,27	11,09	11,22	11,43	11,22	11,25	11,07	10,85	10,98
Na <sub>2</sub> O	2,22	2,35	2,23	2,34	2,14	2,19	2,27	2,30	2,20	2,37	2,41	2,27	2,13	2,21	2,17
K <sub>2</sub> O	0,47	0,49	0,53	0,50	0,50	0,49	0,52	0,51	0,50	0,56	0,53	0,46	0,52	0,52	0,52
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,08	0,11	0,10
H <sub>2</sub> O	1,95	1,96	2,01	1,99	1,98	1,97	1,99	1,98	1,97	2,03	2,01	2,01	2,00	2,02	2,01
Cl	0,11	0,09	0,05	0,07	0,07	0,09	0,13	0,08	0,09	0,04	0,05	0,05	0,10	0,06	0,08
Total	98,72	98,41	99,72	99,20	99,45	99,08	100,34	99,27	99,39	100,17	99,34	99,16	100,53	101,05	100,77
Si	6,18	6,04	6,23	6,22	6,06	6,13	6,18	6,04	6,00	6,22	6,19	6,19	6,23	6,28	6,27
Al <sub>IV</sub>	1,82	1,96	1,77	1,78	1,94	1,87	1,82	1,96	2,00	1,78	1,81	1,81	1,77	1,72	1,73
Ti <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup> <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣT:	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	0,22	0,16	0,23	0,22	0,20	0,25	0,35	0,20	0,13	0,42	0,30	0,33	0,34	0,40	0,40
Ti	0,27	0,30	0,30	0,29	0,35	0,34	0,37	0,38	0,36	0,33	0,34	0,35	0,36	0,36	0,35
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,23	0,27	0,00	0,04	0,12	0,09	0,00	0,09	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg <sub>C</sub>	2,81	2,87	3,13	3,09	2,82	2,80	2,78	2,84	2,82	3,08	3,09	3,14	2,80	2,80	2,81
Fe <sup>2+</sup> <sub>C</sub>	1,48	1,40	1,34	1,35	1,51	1,52	1,50	1,49	1,49	1,18	1,27	1,18	1,50	1,44	1,45
Mn <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣC:	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg <sub>B</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup> <sub>B</sub>	0,26	0,14	0,32	0,29	0,20	0,21	0,29	0,18	0,18	0,34	0,26	0,28	0,33	0,40	0,37
Mn <sub>B</sub>	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03
Ca	1,66	1,73	1,76	1,74	1,78	1,76	1,80	1,78	1,80	1,82	1,79	1,80	1,77	1,73	1,75
Na <sub>B</sub>	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣB:	2,00	2,00	2,13	2,06	2,04	2,01	2,13	2,03	2,02	2,21	2,11	2,14	2,14	2,19	2,17
Na <sub>A</sub>	0,27	0,28	0,32	0,34	0,31	0,32	0,33	0,33	0,32	0,34	0,35	0,33	0,31	0,32	0,31
K	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
ΣA:	0,31	0,33	0,37	0,39	0,36	0,36	0,38	0,38	0,37	0,39	0,40	0,37	0,36	0,37	0,37
total:	15,31	15,33	15,50	15,45	15,40	15,37	15,51	15,41	15,39	15,60	15,51	15,51	15,50	15,56	15,54
mg#	0,62	0,65	0,65	0,65	0,62	0,62	0,61	0,63	0,63	0,67	0,67	0,68	0,60	0,60	0,61

## Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófido con Am+Pl"

Tabla 3

	PAN-16 Fxl #34	PAN-16 Fxl #35	PAN-16 Fxl #36	PAN-16 Fxl #37	PAN-16 Fxl #38	PAN-16 Fxl #39	PAN-16 Fxl #40	PAN-16 Fxl #41	PAN-16 Fxl #42	PAN-16 Fxl #43	PAN-16 Fxl #44	PAN-16 Fxl #45	PAN-16 Fxl #46
<b>SiO<sub>2</sub></b>	42,16	41,93	42,33	41,88	41,72	42,05	42,50	42,14	42,05	42,24	42,36	42,27	42,65
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,05	3,05	2,92	2,99	3,09	2,93	2,88	2,83	2,81	2,76	2,82	2,82	2,54
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,00	12,10	12,08	12,21	11,66	12,22	11,92	11,96	11,96	11,79	11,79	11,84	11,22
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,14	0,16	0,13	0,16	0,16	0,16	0,08	0,20	0,13	0,14	0,19	0,11	0,04
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>FeO(t)</b>	14,61	14,37	14,44	14,83	14,30	15,16	14,85	15,14	15,22	15,15	15,28	15,23	16,11
<b>MgO</b>	12,69	12,53	12,65	12,50	12,45	12,59	12,34	12,46	12,31	12,44	12,30	12,27	12,10
<b>MnO</b>	0,20	0,18	0,19	0,18	0,18	0,26	0,20	0,23	0,18	0,23	0,27	0,28	0,27
<b>NiO</b>	0,00	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>CaO</b>	10,81	10,96	11,01	11,08	10,74	10,90	10,94	10,71	10,80	10,52	10,55	10,68	10,29
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,22	2,08	2,15	2,19	2,23	2,10	2,18	2,15	2,16	2,13	2,13	2,16	2,12
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,52	0,50	0,52	0,54	0,54	0,53	0,51	0,50	0,50	0,51	0,49	0,50	0,43
<b>BaO</b>	0,00	0,06	0,08	0,07	0,07	0,00	0,05	0,09	0,10	0,01	0,06	0,01	0,06
<b>H<sub>2</sub>O</b>	2,00	2,00	2,00	2,00	1,97	2,01	2,00	1,99	1,99	1,96	1,99	1,99	1,99
<b>Cl</b>	0,13	0,09	0,13	0,11	0,13	0,09	0,12	0,14	0,11	0,23	0,13	0,13	0,09
<b>Total</b>	100,54	100,03	100,71	100,74	99,29	100,99	100,56	100,55	100,34	100,11	100,34	100,30	99,93
<b>Si</b>	6,28	6,26	6,30	6,24	6,25	6,25	6,34	6,28	6,28	6,31	6,33	6,31	6,38
<b>Al<sub>IV</sub></b>	1,72	1,74	1,70	1,76	1,75	1,75	1,66	1,72	1,72	1,69	1,67	1,69	1,62
<b>Ti<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup><sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T:</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Al<sub>VI</sub></b>	0,39	0,39	0,43	0,38	0,31	0,39	0,44	0,39	0,38	0,39	0,40	0,40	0,35
<b>Ti</b>	0,34	0,34	0,33	0,33	0,35	0,33	0,32	0,32	0,32	0,31	0,32	0,32	0,29
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg<sub>C</sub></b>	2,82	2,79	2,81	2,77	2,78	2,79	2,74	2,77	2,74	2,77	2,74	2,73	2,70
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>C</sub></b>	1,44	1,48	1,43	1,51	1,55	1,49	1,50	1,53	1,56	1,54	1,55	1,56	1,66
<b>Mn<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ C:</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Mg<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>B</sub></b>	0,38	0,32	0,36	0,34	0,24	0,40	0,36	0,36	0,34	0,36	0,36	0,35	0,35
<b>Mn<sub>B</sub></b>	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
<b>Ni<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01
<b>Ca</b>	1,73	1,75	1,76	1,77	1,72	1,74	1,75	1,71	1,73	1,68	1,69	1,71	1,65
<b>Na<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ B:</b>	2,15	2,12	2,18	2,16	2,02	2,19	2,14	2,14	2,11	2,10	2,12	2,11	2,05
<b>Na<sub>A</sub></b>	0,32	0,30	0,31	0,32	0,32	0,30	0,32	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31
<b>K</b>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A:</b>	0,37	0,35	0,36	0,37	0,38	0,35	0,37	0,36	0,37	0,36	0,36	0,36	0,35
<b>total:</b>	15,52	15,48	15,54	15,53	15,40	15,55	15,51	15,50	15,48	15,45	15,47	15,47	15,40
<b>mg#</b>	0,61	0,61	0,61	0,60	0,61	0,60	0,60	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,57

*Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófido con Am+Pl"*

Tabla 4

	PAN-16 Fxl #47	PAN-16 Fxl #48	PAN-16 Fxl #49	PAN-16 Fxl #50	PAN-37 Fxl #52	PAN-37 Fxl #53	PAN-37 Fxl #54	PAN-37 Fxl #56	PAN-37 Fxl #59	PAN-37 Fxl #65	PAN-37 Fxl #67	PAN-37 Fxl #68	PAN-37 Fxl #69	PAN-37 Fxl #70	PAN-37 Fxl #71
<b>SiO<sub>2</sub></b>	43,03	43,39	42,52	43,04	40,13	40,05	39,97	40,14	40,15	40,27	40,00	39,94	39,46	40,08	40,55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,46	2,38	2,53	2,67	5,38	5,48	5,44	5,40	5,34	5,35	5,47	5,36	5,48	5,38	5,41
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,15	11,23	12,03	12,07	12,12	12,38	12,18	12,26	12,19	12,17	11,96	12,03	12,00	12,24	11,93
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,06	0,17	0,17	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,03	0,00	0,04	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
<b>FeO(t)</b>	16,70	16,58	15,12	14,36	17,88	17,57	17,56	17,68	17,94	17,70	17,67	17,63	17,79	18,03	17,63
<b>MgO</b>	11,99	12,19	12,85	12,82	9,25	9,53	9,19	9,11	9,16	9,02	9,03	9,08	9,12	9,03	9,16
<b>MnO</b>	0,27	0,28	0,22	0,23	0,27	0,26	0,31	0,27	0,25	0,24	0,29	0,23	0,32	0,37	0,27
<b>NiO</b>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>CaO</b>	10,33	10,24	10,66	10,73	10,54	10,76	10,84	10,65	10,65	10,52	10,74	10,74	10,76	10,69	10,59
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,08	2,20	2,23	2,20	2,63	2,63	2,71	2,64	2,72	2,81	2,76	2,65	2,73	2,53	2,78
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,44	0,42	0,53	0,50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,12	1,10	1,11	1,14	1,04
<b>BaO</b>	0,02	0,01	0,05	0,05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>H<sub>2</sub>O</b>	2,00	2,00	2,01	2,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Cl</b>	0,10	0,13	0,11	0,07	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Total</b>	100,61	101,11	101,06	100,96	98,20	98,66	98,23	98,15	98,40	98,07	99,02	98,78	98,77	99,51	99,36
<b>Si</b>	6,42	6,46	6,32	6,40	6,07	6,04	6,04	6,07	6,07	6,10	6,05	6,05	5,98	6,06	6,13
<b>Al<sub>IV</sub></b>	1,58	1,54	1,68	1,60	1,93	1,96	1,96	1,93	1,93	1,90	1,95	1,95	2,02	1,94	1,87
<b>Ti<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup><sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣT:</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Al<sub>VI</sub></b>	0,38	0,43	0,43	0,52	0,23	0,24	0,21	0,26	0,24	0,27	0,19	0,20	0,13	0,24	0,26
<b>Ti</b>	0,28	0,27	0,28	0,30	0,61	0,62	0,62	0,61	0,61	0,61	0,62	0,61	0,62	0,61	0,61
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg<sub>C</sub></b>	2,67	2,71	2,85	2,84	2,08	2,14	2,07	2,06	2,06	2,04	2,04	2,05	2,06	2,03	2,07
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>C</sub></b>	1,67	1,59	1,44	1,33	2,08	2,00	2,10	2,07	2,09	2,08	2,15	2,14	2,19	2,12	2,06
<b>Mn<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣC:</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Mg<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>B</sub></b>	0,41	0,47	0,44	0,45	0,18	0,21	0,12	0,17	0,18	0,16	0,08	0,10	0,06	0,16	0,17
<b>Mn<sub>B</sub></b>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	1,65	1,63	1,70	1,71	1,71	1,74	1,76	1,73	1,72	1,71	1,74	1,74	1,75	1,73	1,72
<b>Na<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,08	0,07	0,07	0,10	0,14	0,13	0,14	0,06	0,08
<b>ΣB:</b>	2,10	2,15	2,20	2,22	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<b>Na<sub>A</sub></b>	0,30	0,32	0,32	0,32	0,31	0,37	0,32	0,31	0,33	0,31	0,26	0,26	0,26	0,31	0,32
<b>K</b>	0,04	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣA:</b>	0,34	0,36	0,37	0,37	0,31	0,37	0,32	0,31	0,33	0,31	0,37	0,37	0,36	0,42	0,42
<b>total:</b>	15,44	15,51	15,57	15,59	15,31	15,37	15,32	15,31	15,33	15,31	15,37	15,37	15,36	15,42	15,42
<b>mg#</b>	0,56	0,57	0,60	0,61	0,48	0,49	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,48

*Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófido con Am+Pl"*

Tabla 5

	PAN-37 Fxl #72	PAN-37 Fxl #73	PAN-37 Fxl #74	PAN-37 Fxl #75	PAN-37 Fxl #76	PAN-37 Fxl #77	PAN-37 Fxl #78	PAN-37 Fxl #79	PAN-37 Fxl #80	PAN-37 Fxl #81	PAN-37 Fxl #82	PAN-37 Fxl #83	PAN-37 Fxl #84	PAN-37 Fxl #85	PAN-37 Fxl #86
SiO <sub>2</sub>	39,82	40,35	40,47	39,95	40,30	39,61	40,60	40,31	39,97	39,95	40,50	40,34	40,62	40,35	40,69
TiO <sub>2</sub>	5,39	5,32	5,41	5,43	5,36	5,42	5,35	5,38	5,41	5,41	5,38	5,37	5,39	5,37	5,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,12	11,94	12,08	11,90	12,17	12,12	12,14	12,01	12,06	12,14	12,12	12,32	12,17	11,99	11,95
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
FeO(t)	17,43	18,05	17,74	17,68	17,52	17,50	17,73	17,63	17,50	17,69	17,88	17,63	17,54	17,39	17,82
MgO	9,16	9,12	9,20	9,10	9,18	9,17	9,04	9,30	9,10	9,04	9,26	9,22	9,15	8,98	9,00
MnO	0,25	0,31	0,27	0,27	0,24	0,22	0,34	0,31	0,30	0,34	0,34	0,31	0,33	0,31	0,29
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02
CaO	10,61	10,74	10,63	10,59	10,72	10,83	10,74	10,49	10,65	10,79	10,62	10,67	10,60	10,70	10,65
Na <sub>2</sub> O	2,76	2,65	2,56	2,70	2,78	2,66	2,69	2,65	2,68	2,66	2,66	2,70	2,61	2,82	2,83
K <sub>2</sub> O	1,13	1,10	1,08	1,13	1,11	1,11	1,14	1,10	1,13	1,18	1,16	1,09	1,15	1,10	1,12
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Total</b>	<b>98,66</b>	<b>99,58</b>	<b>99,44</b>	<b>98,76</b>	<b>99,39</b>	<b>98,64</b>	<b>99,79</b>	<b>99,19</b>	<b>98,79</b>	<b>99,23</b>	<b>99,94</b>	<b>99,65</b>	<b>99,56</b>	<b>99,03</b>	<b>99,77</b>
Si	6,03	6,09	6,11	6,05	6,09	6,01	6,13	6,10	6,06	6,04	6,11	6,09	6,14	6,11	6,14
Al <sub>IV</sub>	1,97	1,91	1,89	1,95	1,91	1,99	1,87	1,90	1,94	1,96	1,89	1,91	1,86	1,89	1,86
Ti <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup> <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ T:	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	0,20	0,22	0,27	0,18	0,26	0,17	0,29	0,24	0,21	0,21	0,26	0,28	0,31	0,25	0,27
Ti	0,61	0,60	0,61	0,62	0,61	0,62	0,61	0,61	0,62	0,62	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg <sub>C</sub>	2,07	2,05	2,07	2,06	2,07	2,07	2,03	2,10	2,05	2,04	2,08	2,07	2,06	2,03	2,03
Fe <sup>2+</sup> <sub>C</sub>	2,12	2,12	2,05	2,15	2,07	2,14	2,06	2,05	2,12	2,14	2,04	2,03	2,02	2,11	2,09
Mn <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ C:	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg <sub>B</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup> <sub>B</sub>	0,09	0,16	0,20	0,09	0,15	0,08	0,18	0,18	0,10	0,10	0,21	0,20	0,20	0,09	0,16
Mn <sub>B</sub>	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,72	1,74	1,72	1,72	1,73	1,76	1,74	1,70	1,73	1,75	1,72	1,73	1,72	1,74	1,72
Na <sub>B</sub>	0,16	0,07	0,05	0,15	0,09	0,13	0,04	0,08	0,14	0,10	0,02	0,04	0,04	0,14	0,08
Σ B:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na <sub>A</sub>	0,25	0,32	0,33	0,24	0,32	0,26	0,35	0,31	0,26	0,28	0,36	0,36	0,34	0,28	0,33
K	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ A:	0,35	0,43	0,43	0,35	0,43	0,37	0,46	0,41	0,37	0,40	0,48	0,46	0,45	0,38	0,44
<b>total:</b>	<b>15,35</b>	<b>15,43</b>	<b>15,43</b>	<b>15,35</b>	<b>15,43</b>	<b>15,37</b>	<b>15,46</b>	<b>15,41</b>	<b>15,37</b>	<b>15,40</b>	<b>15,48</b>	<b>15,46</b>	<b>15,45</b>	<b>15,38</b>	<b>15,44</b>
<b>mg#</b>	<b>0,48</b>	<b>0,47</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,47</b>

*Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófidio con Am+Pl"*

Tabla 6

	PAN-37 Fxl #87	PAN-37 Fxl #88	PAN-37 Fxl #89	PAN-37 Fxl #90	PAN-37 Fxl #91	PAN-37 Fxl #92	PAN-37 Fxl #94	PAN-37 Fxl #95	PAN-37 Fxl #96	PAN-37 Fxl #98	PAN-37 Fxl #99	PAN-37 Fxl #100	PAN-37 Fxl #101	PAN-37 Fxl #102	PAN-37 Fxl #103
SiO <sub>2</sub>	40,34	40,39	39,77	39,98	40,47	39,82	39,66	39,97	39,73	39,35	39,76	39,50	40,24	39,58	39,95
TiO <sub>2</sub>	5,29	5,37	5,31	5,36	5,36	5,45	5,40	5,32	5,28	5,46	5,26	5,40	5,32	5,40	5,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,90	11,98	11,97	12,12	12,17	11,97	11,98	12,04	11,96	11,96	12,05	11,98	11,94	12,00	11,89
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,03	0,08	0,05	0,00	0,05	0,02	0,05	0,07	0,10	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
FeO(t)	17,48	17,71	17,31	17,63	17,60	17,19	17,47	17,58	17,28	17,40	17,27	17,23	17,47	17,02	17,26
MgO	8,98	9,28	9,28	9,07	9,50	9,27	9,22	9,16	9,31	9,15	9,33	9,18	9,15	9,52	8,98
MnO	0,27	0,32	0,36	0,25	0,25	0,34	0,32	0,23	0,34	0,26	0,35	0,26	0,26	0,35	0,22
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,00
CaO	10,61	10,62	10,73	10,72	10,66	10,58	10,57	10,60	10,57	10,68	10,59	10,69	10,66	10,56	10,58
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,73	2,78	2,65	2,68	2,55	2,66	2,53	2,61	2,53	2,47	2,65	2,54	2,65	2,62
K <sub>2</sub> O	1,11	1,16	1,09	1,12	1,14	1,13	1,15	1,17	1,11	1,17	1,15	1,10	1,16	1,14	1,15
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,11	0,02	0,07	0,05	0,08	0,05	0,09	0,06	0,03	0,11
H <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,98	1,98	1,99	1,98	1,97	1,98	1,97	1,98	1,98	1,97
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04
<b>Total</b>	<b>98,60</b>	<b>99,56</b>	<b>98,61</b>	<b>98,91</b>	<b>99,82</b>	<b>100,43</b>	<b>100,50</b>	<b>100,71</b>	<b>100,40</b>	<b>100,05</b>	<b>100,30</b>	<b>100,13</b>	<b>100,96</b>	<b>100,40</b>	<b>100,19</b>
Si	6,12	6,10	6,03	6,06	6,10	6,04	6,02	6,06	6,03	6,00	6,03	6,02	6,09	6,00	6,09
Al <sub>IV</sub>	1,88	1,90	1,97	1,94	1,90	1,96	1,98	1,94	1,97	2,00	1,97	1,98	1,91	2,00	1,91
Ti <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup> <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣT:	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	0,25	0,23	0,16	0,22	0,26	0,18	0,16	0,21	0,17	0,15	0,18	0,17	0,23	0,14	0,23
Ti	0,60	0,61	0,61	0,61	0,61	0,62	0,62	0,61	0,60	0,63	0,60	0,62	0,61	0,62	0,62
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg <sub>C</sub>	2,03	2,09	2,10	2,05	2,14	2,10	2,08	2,07	2,11	2,08	2,11	2,09	2,06	2,15	2,04
Fe <sup>2+</sup> <sub>C</sub>	2,12	2,07	2,14	2,12	1,99	2,10	2,14	2,12	2,11	2,14	2,11	2,12	2,10	2,09	2,11
Mn <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣC:	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg <sub>B</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup> <sub>B</sub>	0,10	0,16	0,06	0,11	0,23	0,08	0,07	0,11	0,08	0,08	0,08	0,07	0,11	0,07	0,09
Mn <sub>B</sub>	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Ca	1,73	1,72	1,74	1,74	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,75	1,72	1,75	1,73	1,72	1,73
Na <sub>B</sub>	0,14	0,08	0,15	0,12	0,02	0,15	0,15	0,13	0,14	0,13	0,15	0,14	0,11	0,15	0,15
ΣB:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na <sub>A</sub>	0,25	0,32	0,25	0,27	0,37	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,22	0,25	0,27	0,24	0,24
K	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
ΣA:	0,35	0,43	0,36	0,38	0,48	0,34	0,35	0,36	0,35	0,36	0,33	0,37	0,38	0,35	0,36
<b>total:</b>	<b>15,35</b>	<b>15,43</b>	<b>15,36</b>	<b>15,38</b>	<b>15,48</b>	<b>15,34</b>	<b>15,35</b>	<b>15,36</b>	<b>15,35</b>	<b>15,36</b>	<b>15,33</b>	<b>15,37</b>	<b>15,38</b>	<b>15,35</b>	<b>15,36</b>
<b>mg#</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,49</b>	<b>0,48</b>	<b>0,49</b>	<b>0,49</b>	<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,49</b>	<b>0,48</b>	<b>0,49</b>	<b>0,49</b>	<b>0,48</b>	<b>0,50</b>	<b>0,48</b>

## Análisis de anfíboles del litotipo "Lamprófido con Am+Pl"

Tabla 7

	PAN-37 Fxl #104	PAN-37 Fxl #105	PAN-37 Fxl #106	PAN-37 Fxl #107	PAN-37 Fxl #108	PAN-37 Fxl #110	PAN-37 Fxl #111	PAN-37 Fxl #112	PAN-37 Fxl #113	PAN-37 Fxl #114	PAN-37 Fxl #115	PAN-37 Fxl #116	PAN-37 Fxl #119	PAN-37 Fxl #120	PAN-37 Fxl #121
<b>SiO<sub>2</sub></b>	39,85	40,09	39,42	39,76	39,80	39,58	39,31	38,74	39,63	39,67	38,95	39,99	39,73	39,83	39,77
<b>TiO<sub>2</sub></b>	5,43	5,38	5,47	5,52	5,46	5,31	5,45	5,25	5,42	5,35	5,39	5,39	5,26	5,38	5,31
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,98	12,10	11,98	12,14	11,88	12,11	12,00	12,08	12,22	12,29	12,13	11,93	12,22	12,02	12,00
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,03	0,02	0,10	0,04	0,06	0,07	0,03	0,11	0,02	0,06	0,09	0,00	0,01	0,10	0,08
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04	0,00
<b>FeO(t)</b>	17,66	17,36	17,39	17,36	17,45	17,11	17,24	17,19	17,71	17,45	17,15	17,12	17,55	17,40	17,51
<b>MgO</b>	9,24	9,21	9,24	9,18	9,43	9,09	9,17	9,27	9,27	9,09	8,89	9,14	9,43	9,18	9,29
<b>MnO</b>	0,24	0,30	0,21	0,33	0,30	0,26	0,28	0,24	0,21	0,36	0,30	0,28	0,29	0,29	0,26
<b>NiO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,07	0,00	0,02	0,06	0,05
<b>CaO</b>	10,65	10,69	10,59	10,67	10,46	10,61	10,56	10,70	10,53	10,51	10,72	10,49	10,59	10,64	10,54
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,44	2,54	2,48	2,68	2,54	2,57	2,54	2,49	2,58	2,41	2,50	2,61	2,67	2,62	2,60
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,14	1,10	1,13	1,07	1,14	1,11	1,10	1,09	1,16	1,12	1,12	1,15	1,13	1,11	1,11
<b>BaO</b>	0,00	0,10	0,00	0,13	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,11	0,03	0,06	0,10	0,11	0,12
<b>H<sub>2</sub>O</b>	1,98	1,99	1,97	1,98	1,98	1,96	1,96	1,95	1,98	1,98	1,95	1,97	1,99	1,98	1,98
<b>Cl</b>	0,04	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,00	0,03	0,01
<b>Total</b>	100,72	100,90	100,01	100,91	100,60	99,91	99,82	99,22	100,85	100,42	99,34	100,17	101,01	100,78	100,62
<b>Si</b>	6,03	6,07	6,00	6,02	6,03	6,04	6,00	5,94	6,00	6,02	5,98	6,09	6,01	6,04	6,03
<b>Al<sub>IV</sub></b>	1,97	1,93	2,00	1,98	1,97	1,96	2,00	2,06	2,00	1,98	2,02	1,91	1,99	1,96	1,97
<b>Ti<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup><sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T:</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Al<sub>VI</sub></b>	0,17	0,23	0,15	0,19	0,15	0,22	0,17	0,12	0,18	0,21	0,17	0,23	0,18	0,18	0,17
<b>Ti</b>	0,62	0,61	0,63	0,63	0,62	0,61	0,63	0,61	0,62	0,61	0,62	0,62	0,60	0,61	0,61
<b>Cr</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg<sub>C</sub></b>	2,09	2,08	2,10	2,07	2,13	2,07	2,09	2,12	2,09	2,05	2,03	2,07	2,13	2,07	2,10
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>C</sub></b>	2,12	2,08	2,12	2,11	2,10	2,10	2,12	2,14	2,11	2,12	2,17	2,08	2,09	2,13	2,13
<b>Mn<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ C:</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Mg<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>B</sub></b>	0,12	0,12	0,09	0,09	0,11	0,08	0,09	0,05	0,14	0,09	0,03	0,10	0,13	0,08	0,09
<b>Mn<sub>B</sub></b>	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>V<sub>C</sub></b>	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
<b>Ca</b>	1,73	1,73	1,73	1,73	1,70	1,73	1,73	1,76	1,71	1,71	1,76	1,71	1,72	1,73	1,71
<b>Na<sub>B</sub></b>	0,12	0,10	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,12	0,14	0,14	0,16	0,11	0,13	0,14
<b>Σ B:</b>	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<b>Na<sub>A</sub></b>	0,24	0,27	0,23	0,27	0,23	0,24	0,24	0,23	0,25	0,21	0,23	0,23	0,28	0,25	0,24
<b>K</b>	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
<b>Ba</b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Σ A:</b>	0,35	0,38	0,34	0,38	0,35	0,35	0,35	0,35	0,37	0,33	0,34	0,34	0,39	0,37	0,35
<b>total:</b>	15,35	15,38	15,34	15,38	15,35	15,35	15,35	15,35	15,37	15,33	15,34	15,34	15,39	15,37	15,35
<b>mg#</b>	0,48	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,48	0,48	0,48	0,49	0,49	0,48	0,49



## Análisis de anfíboles del litotipo "Andesita con Am"

Tabla 1

	SSAL-4 barrido #122	SSAL-4 barrido #123	SSAL-4 barrido #124	SSAL-4 barrido #125	SSAL-4 barrido #126	SSAL-4 barrido #127	SSAL-4 barrido #128	SSAL-4 barrido #129	SSAL-4 barrido #130	SSAL-4 barrido #131	SSAL-4 barrido #132	SSAL-4 barrido #133	SSAL-4 barrido #134	SSAL-4 barrido #135	SSAL-4 barrido #136
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,80	49,28	49,15	49,37	49,17	49,30	49,63	49,44	48,83	49,09	48,95	49,18	48,81	49,23	49,70
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,24	1,29	1,32	1,22	1,23	1,33	1,28	1,34	1,38	1,43	1,48	1,37	1,38	1,33	1,22
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,46	5,36	5,39	5,28	5,24	5,32	5,31	5,42	5,53	5,59	5,78	5,63	5,57	5,90	5,50
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03	0,08	0,02	0,11	0,02	0,04	0,04	0,02	0,11	0,05	0,09
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,03	0,02	0,04	0,02	0,05	0,00	0,05	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,21	0,00
<b>FeO(t)</b>	8,51	8,38	8,74	8,83	8,77	8,44	8,66	8,53	8,77	8,57	8,58	8,57	8,61	8,80	8,13
<b>MgO</b>	18,79	19,00	18,27	18,46	18,55	18,75	18,38	18,50	18,49	18,13	18,33	18,15	18,19	18,60	18,65
<b>MnO</b>	0,13	0,23	0,18	0,20	0,20	0,20	0,15	0,21	0,13	0,10	0,15	0,20	0,20	0,18	0,20
<b>NiO</b>	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09
<b>CaO</b>	11,34	11,08	11,03	10,91	11,13	11,11	11,22	11,25	11,16	11,10	11,09	11,10	11,21	11,35	11,42
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,30	2,37	2,22	2,28	2,34	2,33	2,37	2,35	2,34	2,35	2,38	2,42	2,40	2,45	2,37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,02	0,99	1,07	0,96	0,99	1,03	0,98	1,01	1,01	0,96	0,99	1,05	1,04	1,05	1,10
<b>BaO</b>	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
<b>H<sub>2</sub>O</b>	2,06	2,06	2,04	2,05	2,05	2,06	2,06	2,06	2,05	2,05	2,06	2,05	2,07	2,08	2,07
<b>Cl</b>	0,09	0,12	0,14	0,13	0,11	0,10	0,13	0,14	0,12	0,10	0,11	0,12	0,01	0,11	0,14
<b>Total</b>	99,85	100,22	99,60	99,72	99,87	100,03	100,26	100,35	99,90	99,55	100,00	99,88	99,68	101,34	100,68
<b>Si</b>	7,21	7,27	7,28	7,31	7,27	7,28	7,33	7,30	7,22	7,28	7,24	7,28	7,23	7,23	7,33
<b>Al<sub>IV</sub></b>	0,79	0,73	0,72	0,69	0,73	0,72	0,67	0,70	0,78	0,72	0,76	0,72	0,77	0,77	0,67
<b>Ti<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup><sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣT:</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Al<sub>VI</sub></b>	0,16	0,20	0,22	0,23	0,19	0,21	0,26	0,24	0,19	0,25	0,25	0,27	0,21	0,25	0,28
<b>Ti</b>	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg<sub>C</sub></b>	4,14	4,18	4,04	4,07	4,09	4,13	4,05	4,07	4,08	4,01	4,04	4,01	4,02	4,08	4,10
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>C</sub></b>	0,55	0,47	0,59	0,56	0,58	0,51	0,55	0,54	0,58	0,58	0,54	0,57	0,62	0,50	0,48
<b>Mn<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>V<sub>C</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣC:</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Mg<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup><sub>B</sub></b>	0,50	0,56	0,49	0,53	0,50	0,53	0,52	0,51	0,51	0,49	0,52	0,49	0,45	0,58	0,52
<b>Mn<sub>B</sub></b>	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Ni<sub>C</sub></b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>V<sub>C</sub></b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
<b>Ca</b>	1,80	1,75	1,75	1,73	1,76	1,76	1,78	1,78	1,77	1,76	1,76	1,76	1,78	1,79	1,80
<b>Na<sub>B</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣB:</b>	2,32	2,35	2,27	2,28	2,30	2,33	2,32	2,34	2,30	2,27	2,30	2,28	2,28	2,40	2,38
<b>Na<sub>A</sub></b>	0,33	0,34	0,32	0,33	0,33	0,33	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34
<b>K</b>	0,10	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣA:</b>	0,43	0,43	0,42	0,42	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,44	0,45	0,44	0,45	0,44
<b>total:</b>	15,75	15,78	15,69	15,70	15,73	15,76	15,75	15,77	15,73	15,70	15,74	15,73	15,72	15,85	15,82
<b>mg#</b>	0,80	0,80	0,79	0,79	0,79	0,80	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,80

## Análisis de anfíboles del litotipo "Andesita con Am"

Tabla 2

	SSAL-4 barrido #137	SSAL-4 barrido #138	SSAL-4 barrido #139	SSAL-4 barrido #140	SSAL-4 barrido #141	SSAL-4 barrido #142	SSAL-4 barrido #143	SSAL-4 barrido #144	SSAL-4 barrido #145	SSAL-4 barrido #146	SSAL-4 barrido #147	SSAL-4 barrido #148	SSAL-4 barrido #149	SSAL-4 barrido #150	SSAL-4 barrido #151
SiO <sub>2</sub>	49,17	48,70	48,89	48,44	48,47	47,38	48,30	48,75	48,35	48,53	48,85	48,25	48,51	48,29	48,21
TiO <sub>2</sub>	1,38	1,44	1,54	1,52	1,19	1,16	1,11	1,17	1,18	1,23	1,37	1,10	1,07	1,12	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	5,56	5,53	5,66	5,33	5,24	5,09	4,90	5,13	4,87	4,86	5,34	5,39	5,31	5,49
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,08	0,09	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01	0,08	0,00	0,07	0,11	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00
FeO(t)	8,58	8,52	8,61	8,52	10,89	13,15	11,45	11,44	12,18	11,72	10,63	10,96	12,44	12,49	12,57
MgO	18,62	18,73	18,44	18,20	18,58	18,56	18,74	18,64	18,94	18,95	18,88	18,57	18,70	18,72	18,77
MnO	0,19	0,14	0,09	0,20	0,16	0,22	0,26	0,28	0,23	0,21	0,12	0,16	0,31	0,23	0,18
NiO	0,00	0,03	0,00	0,03	0,09	0,01	0,05	0,01	0,00	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	11,32	11,04	11,17	11,14	11,26	11,74	11,24	11,41	11,38	11,28	11,07	10,85	10,99	11,07	11,11
Na <sub>2</sub> O	2,43	2,38	2,33	2,37	2,30	2,40	2,27	2,26	2,43	2,36	2,35	2,45	2,62	2,47	2,47
K <sub>2</sub> O	1,02	1,00	1,02	1,08	0,93	0,97	1,02	0,99	0,99	0,97	1,08	0,93	1,03	1,05	1,05
BaO	0,02	0,00	0,04	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O	2,06	2,03	2,05	2,03	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	0,12	0,18	0,12	0,16	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
<b>Total</b>	<b>100,44</b>	<b>99,84</b>	<b>99,95</b>	<b>99,42</b>	<b>99,26</b>	<b>100,83</b>	<b>99,59</b>	<b>99,84</b>	<b>100,88</b>	<b>100,33</b>	<b>99,28</b>	<b>98,62</b>	<b>101,05</b>	<b>100,82</b>	<b>100,94</b>
Si	7,26	7,21	7,23	7,19	7,10	6,89	7,06	7,12	7,03	7,07	7,16	7,10	7,05	7,02	7,01
Al <sub>IV</sub>	0,74	0,79	0,77	0,81	0,90	0,90	0,88	0,84	0,88	0,84	0,84	0,90	0,92	0,91	0,94
Ti <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,06	0,03	0,09	0,09	0,00	0,00	0,02	0,07	0,05
Cr <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup> <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣT:	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,91	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	0,22	0,17	0,20	0,18	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Ti	0,15	0,16	0,17	0,17	0,13	0,00	0,06	0,09	0,03	0,04	0,15	0,12	0,09	0,06	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg <sub>C</sub>	4,10	4,13	4,07	4,03	4,06	4,02	4,09	4,06	4,10	4,12	4,13	4,07	4,05	4,06	4,07
Fe <sup>2+</sup> <sub>C</sub>	0,53	0,53	0,56	0,62	0,78	0,98	0,84	0,85	0,86	0,83	0,71	0,79	0,85	0,88	0,87
Mn <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣC:	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg <sub>B</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup> <sub>B</sub>	0,52	0,52	0,50	0,44	0,55	0,62	0,56	0,55	0,63	0,60	0,59	0,56	0,66	0,64	0,65
Mn <sub>B</sub>	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02
Ni <sub>C</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
V <sub>C</sub>	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	1,79	1,75	1,77	1,77	1,77	1,83	1,76	1,79	1,77	1,76	1,74	1,71	1,71	1,72	1,73
Na <sub>B</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣB:	2,34	2,31	2,30	2,25	2,35	2,47	2,36	2,37	2,43	2,40	2,35	2,29	2,41	2,40	2,41
Na <sub>A</sub>	0,35	0,34	0,33	0,34	0,33	0,34	0,32	0,32	0,34	0,33	0,33	0,35	0,37	0,35	0,35
K	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣA:	0,44	0,44	0,43	0,44	0,41	0,43	0,42	0,41	0,43	0,42	0,43	0,44	0,46	0,45	0,44
<b>total:</b>	<b>15,78</b>	<b>15,74</b>	<b>15,73</b>	<b>15,69</b>	<b>15,77</b>	<b>15,81</b>	<b>15,77</b>	<b>15,79</b>	<b>15,86</b>	<b>15,82</b>	<b>15,78</b>	<b>15,73</b>	<b>15,87</b>	<b>15,84</b>	<b>15,86</b>
<b>mg#</b>	<b>0,79</b>	<b>0,80</b>	<b>0,79</b>	<b>0,79</b>	<b>0,75</b>	<b>0,72</b>	<b>0,74</b>	<b>0,74</b>	<b>0,73</b>	<b>0,74</b>	<b>0,76</b>	<b>0,75</b>	<b>0,73</b>	<b>0,73</b>	<b>0,73</b>



*Anexo I.5. Análisis de apatitos.*



## Análisis de apatitos del litotipo "Lamprófidio con Cpx + Pl"

Tabla 1

	PAN-40 Perfil #1	PAN-40 Perfil #2	PAN-40 Perfil #3	PAN-40 Perfil #4	PAN-40 Perfil #5	PAN-40 Perfil #6	PAN-40 Perfil #7	PAN-40 Perfil #8	PAN-40 Perfil #9	PAN-40 Perfil #10	PAN-40 Perfil #11	PAN-40 Perfil #12	PAN-40 Perfil #13	PAN-40 Perfil #14	PAN-40 Perfil #15
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	41,40	41,90	42,03	41,54	42,27	41,65	42,56	42,03	41,94	41,64	41,79	42,30	42,22	42,11	41,94
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,13	0,11	0,15	0,15	0,07	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11	0,10	0,08	0,14	0,11	0,12
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07
<b>La<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,10	0,08	0,06	0,03	0,13	0,09	0,09	0,08	0,01	0,09	0,06	0,06	0,09	0,02	0,06
<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,22	0,10	0,18	0,20	0,13	0,17	0,10	0,18	0,12	0,10	0,19	0,11	0,14	0,15	0,21
<b>Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,05	0,13	0,07	0,00	0,05	0,13	0,07	0,12	0,13	0,03	0,08	0,05	0,12	0,02	0,10
<b>FeO</b>	0,62	0,58	0,39	0,55	0,56	0,62	0,57	0,55	0,53	0,62	0,58	0,47	0,56	0,57	0,62
<b>MnO</b>	0,15	0,15	0,11	0,15	0,09	0,09	0,11	0,16	0,14	0,09	0,10	0,10	0,13	0,15	0,14
<b>MgO</b>	0,29	0,38	0,32	0,32	0,29	0,38	0,38	0,33	0,31	0,30	0,34	0,33	0,29	0,27	0,33
<b>CaO</b>	53,62	53,45	53,79	53,81	53,35	53,94	53,02	53,30	54,15	53,91	53,67	53,87	53,20	53,40	53,64
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,14	0,09	0,09	0,13	0,09	0,10	0,09	0,12	0,07	0,10	0,10	0,07	0,12	0,10	0,12
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	5,35	4,94	4,53	5,11	4,80	4,36	4,81	4,80	4,04	4,88	4,85	4,08	4,87	5,05	4,24
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,21	0,20	0,23	0,21	0,23	0,25	0,25	0,22	0,23	0,25
<b>Total</b>	102,29	102,13	101,96	102,20	102,07	101,88	102,07	102,07	101,75	102,11	102,10	101,77	102,10	102,18	101,84
<b>(O=F):</b>	1,21	1,11	1,02	1,15	1,08	0,98	1,09	1,08	0,91	1,10	1,09	0,92	1,10	1,14	0,96
<b>Total</b>	101,08	101,02	100,94	101,05	100,99	100,90	100,98	100,99	100,84	101,01	101,01	100,85	101,00	101,04	100,88
<b>P</b>	6,41	6,49	6,51	6,43	6,54	6,45	6,59	6,51	6,49	6,44	6,47	6,55	6,53	6,52	6,49
<b>Si</b>	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
<b>Al<sup>3+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Y</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>La</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Ce</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Nd</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Mg</b>	0,08	0,10	0,09	0,09	0,08	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,09
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,09	0,09	0,06	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09
<b>Mn</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Na</b>	0,05	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04
<b>Ca</b>	10,50	10,47	10,54	10,54	10,45	10,57	10,39	10,44	10,61	10,56	10,51	10,55	10,42	10,46	10,51
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>OH</b>	0,27	0,27	0,27	0,27	0,28	0,26	0,24	0,28	0,26	0,28	0,30	0,30	0,27	0,28	0,30
<b>Cl</b>	1,66	1,53	1,40	1,58	1,49	1,35	1,49	1,49	1,25	1,51	1,50	1,26	1,51	1,56	1,31
<b>Total</b>	19,13	19,04	18,96	19,10	19,01	18,92	18,98	19,01	18,86	19,06	19,06	18,90	19,01	19,07	18,92

*Análisis de apatitos del litotipo "Andesitas sin Cpx"*

Tabla 1

	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C	IB2-09C
	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41,77	42,68	42,97	43,22	42,39	42,22	40,52	41,49	42,20	41,40	42,27	41,87	41,60
SiO <sub>2</sub>	0,61	0,54	0,33	0,33	0,58	0,54	0,55	0,56	0,65	0,65	0,65	0,63	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,08	0,00	0,26	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,15	0,09	0,15	0,02
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,15	0,01	0,40	0,37	0,00	0,24	0,00	0,34	0,51	0,30	0,13	0,40
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,22	0,03	0,06	0,16	0,00	0,03	0,33	0,12	0,18	0,05	0,06	0,07
FeO	0,82	0,10	0,07	0,10	0,05	0,05	3,35	0,70	0,15	0,00	0,09	0,07	0,07
MnO	0,18	0,14	0,09	0,00	0,10	0,13	0,02	0,15	0,05	0,00	0,11	0,04	0,00
MgO	0,28	0,37	0,36	0,40	0,32	0,34	0,23	0,18	0,30	0,12	0,19	0,15	0,26
CaO	52,99	52,03	52,99	52,22	52,30	52,57	50,70	53,26	53,11	53,04	52,70	53,13	53,51
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,26	0,21	0,15	0,25	0,27	0,27	0,32	0,38	0,33	0,35	0,32	0,33
SrO	0,16	0,26	0,20	0,32	0,22	0,29	0,10	0,16	0,13	0,11	0,13	0,11	0,30
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
F	3,15	3,25	3,22	3,32	3,24	3,39	3,03	3,24	3,19	3,22	3,25	3,27	3,18
Cl	0,50	0,64	0,63	0,59	0,64	0,64	0,60	0,54	0,65	0,50	0,56	0,55	0,60
H <sub>2</sub> O	0,16	0,08	0,10	0,07	0,08	0,00	0,15	0,10	0,11	0,11	0,10	0,08	0,12
Total	101,56	100,83	101,21	101,46	100,84	100,47	99,78	101,04	101,39	100,30	100,87	100,65	101,08
(O=F):	1,44	1,51	1,50	1,53	1,51	1,57	1,41	1,49	1,49	1,47	1,50	1,50	1,47
Total	100,12	99,32	99,71	99,93	99,33	98,89	98,37	99,56	99,90	98,83	99,38	99,14	99,61
P	6,47	6,61	6,65	6,69	6,56	6,53	6,27	6,42	6,53	6,41	6,54	6,48	6,44
Si	0,11	0,10	0,06	0,06	0,11	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Al 3+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
La	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Ce	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03
Nd	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,08	0,10	0,10	0,11	0,09	0,09	0,06	0,05	0,08	0,03	0,05	0,04	0,07
Fe 2+	0,13	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,51	0,11	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Mn	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
Na	0,09	0,09	0,07	0,05	0,09	0,10	0,10	0,11	0,13	0,12	0,12	0,11	0,12
Ca	10,38	10,19	10,38	10,23	10,24	10,30	9,93	10,43	10,40	10,39	10,32	10,41	10,48
Sr	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,82	1,88	1,86	1,92	1,87	1,96	1,75	1,87	1,84	1,86	1,88	1,89	1,84
OH	0,19	0,10	0,13	0,09	0,10	0,00	0,18	0,12	0,13	0,13	0,12	0,10	0,14
Cl	0,16	0,20	0,20	0,18	0,20	0,20	0,18	0,17	0,20	0,15	0,17	0,17	0,19
Total	19,51	19,36	19,50	19,43	19,35	19,34	19,12	19,45	19,52	19,28	19,41	19,38	19,46

*Anexo I.6. Análisis de espinelas.*





*Análisis de espinelas del litotipo "Basalto con Ol+Cpx+Pl"*

Tabla 1

	PAN-38 barrido #1	PAN-38 barrido #2	PAN-38 barrido #4	PAN-38 barrido #5	PAN-38 barrido #6	PAN-38 barrido #7	PAN-38 barrido #9	PAN-38 barrido #10	PAN-38 barrido #11	PAN-38 barrido #12	PAN-38 barrido #13	PAN-38 barrido #14	PAN-38 barrido #15	PAN-38 a1 #16
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,12	0,19	0,14	0,13	0,07	13,93	0,11	0,10	0,11	0,14	0,14	0,13	0,09
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,38	0,38	0,43	0,43	0,44	0,26	0,41	0,42	0,43	0,44	0,42	0,41	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43,44	45,50	43,88	41,82	40,56	41,15	15,77	40,07	40,49	40,34	40,68	40,07	40,18	40,82
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,15	0,18	0,16	0,14	0,12	0,17	0,17	0,15	0,18	0,17	0,11	0,14	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,82	20,98	22,52	24,68	25,91	26,35	15,33	26,26	26,25	26,19	26,15	26,25	26,42	24,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,69	6,84	7,16	5,92	6,53	6,80	39,74	6,27	6,42	5,99	6,90	6,53	6,40	4,73
FeO	8,29	7,81	7,62	9,14	8,88	8,66	3,46	8,87	8,87	8,92	8,58	8,88	8,92	10,57
MgO	18,67	19,24	19,03	18,08	18,07	18,58	8,01	17,93	18,08	18,00	18,33	17,96	17,98	17,79
MnO	0,17	0,21	0,37	0,17	0,13	0,07	0,83	0,20	0,22	0,19	0,16	0,14	0,20	0,16
CaO	0,00	0,01	0,13	0,01	0,00	0,00	0,13	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
NiO	0,20	0,24	0,21	0,23	0,21	0,22	0,07	0,19	0,22	0,22	0,19	0,19	0,21	0,20
ZnO	0,06	0,08	0,08	0,12	0,04	0,08	1,11	0,04	0,09	0,07	0,03	0,07	0,06	0,02
CoO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,08
Total:	101,00	101,55	101,74	100,89	101,03	102,54	98,81	100,54	101,31	100,64	101,78	100,76	101,07	99,46
Si	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	3,28	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Al	11,11	11,46	11,11	10,80	10,51	10,50	4,38	10,45	10,48	10,50	10,46	10,43	10,43	10,75
Ti	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
V	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Cr	3,91	3,55	3,82	4,28	4,50	4,51	2,85	4,59	4,56	4,57	4,51	4,58	4,60	4,31
Fe <sup>3+</sup>	1,09	1,10	1,16	0,98	1,08	1,11	7,04	1,04	1,06	1,00	1,13	1,08	1,06	0,80
Mg	6,04	6,13	6,09	5,90	5,92	5,99	2,81	5,91	5,91	5,93	5,96	5,91	5,90	5,93
Ca	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,04	0,07	0,03	0,02	0,01	0,17	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
Fe <sup>2+</sup>	1,50	1,40	1,37	1,67	1,63	1,57	0,68	1,64	1,63	1,65	1,57	1,64	1,64	1,98
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04
Zn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,19	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Total:	23,84	23,84	23,84	23,86	23,84	23,85	21,52	23,85	23,85	23,85	23,83	23,84	23,85	23,97
cr#	0,26	0,24	0,26	0,28	0,30	0,30	0,39	0,31	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,29
mg#	0,80	0,81	0,82	0,78	0,78	0,79	0,80	0,78	0,78	0,78	0,79	0,78	0,78	0,75
fe#	0,58	0,56	0,54	0,63	0,60	0,59	0,09	0,61	0,61	0,62	0,58	0,60	0,61	0,71

Tabla 2

	PAN-38 a1 #17	PAN-38 a1 #18	PAN-38 a1 #19	PAN-38 a1 #20	PAN-38 a1 #21	PAN-38 a1 #22	PAN-38 a1 #24	PAN-38 a1 #25	PAN-38 a1 #26	PAN-38 a1 #27	PAN-38 a1 #29	PAN-38 a1 #30	PAN-38 a1 #31	PAN-38 a1 #32	PAN-38 a1 #33
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,17	0,11	0,12	0,09	0,14	0,08	0,11	0,11	0,14	0,07	0,08	0,09	0,07	0,12
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,40	0,40	0,40	0,42	0,40	0,41	0,42	0,38	0,40	0,41	0,46	0,37	0,41	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,39	40,24	40,57	40,47	40,91	40,14	39,57	40,53	40,68	40,52	39,77	40,25	40,30	39,82	40,02
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,18	0,13	0,17	0,19	0,19	0,13	0,16	0,19	0,23	0,20	0,24	0,23	0,13	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,93	24,30	25,27	25,34	25,17	25,37	25,04	25,32	25,45	24,99	25,26	25,16	25,77	24,95	25,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,79	4,78	4,40	4,30	4,10	3,67	4,02	3,86	3,55	4,16	4,60	4,89	4,84	5,44	5,18
FeO	10,38	10,32	10,93	11,17	10,90	11,35	11,08	11,18	11,22	10,68	10,75	10,54	10,49	9,85	10,24
MgO	17,87	17,72	17,56	17,45	17,66	17,14	17,08	17,40	17,34	17,68	17,46	17,77	17,99	18,07	17,98
MnO	0,12	0,15	0,23	0,20	0,15	0,15	0,11	0,17	0,14	0,16	0,17	0,20	0,12	0,15	0,15
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
NiO	0,23	0,27	0,26	0,23	0,26	0,16	0,18	0,15	0,23	0,21	0,24	0,22	0,26	0,29	0,20
ZnO	0,09	0,01	0,11	0,04	0,08	0,00	0,03	0,05	0,09	0,06	0,05	0,11	0,09	0,05	0,07
CoO	0,06	0,04	0,01	0,01	0,06	0,04	0,00	0,04	0,05	0,00	0,04	0,08	0,08	0,06	0,04
Total:	99,46	98,59	99,97	99,92	99,96	98,79	97,73	99,37	99,44	99,23	99,00	100,01	100,62	99,28	99,66
Si	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Al	10,65	10,69	10,67	10,65	10,74	10,69	10,65	10,71	10,75	10,71	10,57	10,58	10,53	10,53	10,54
Ti	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07
V	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03
Cr	4,41	4,33	4,46	4,48	4,43	4,53	4,52	4,49	4,51	4,43	4,51	4,44	4,52	4,43	4,43
Fe <sup>3+</sup>	0,81	0,81	0,74	0,72	0,69	0,62	0,69	0,65	0,60	0,70	0,78	0,82	0,81	0,92	0,87
Mg	5,96	5,95	5,84	5,81	5,86	5,77	5,81	5,82	5,79	5,91	5,87	5,91	5,95	6,04	5,99
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03
Fe <sup>2+</sup>	1,94	1,95	2,04	2,09	2,03	2,14	2,12	2,10	2,10	2,00	2,03	1,97	1,95	1,85	1,91
Co	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ni	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
Zn	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Total:	23,97	23,96	23,97	23,96	23,97	23,96	23,97	23,96	23,97	23,96	23,97	23,96	23,97	23,97	23,96
cr#	0,29	0,29	0,29	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
mg#	0,75	0,75	0,74	0,74	0,74	0,73	0,73	0,73	0,73	0,75	0,74	0,75	0,75	0,77	0,76
fe#	0,71	0,71	0,73	0,74	0,75	0,77	0,75	0,76	0,78	0,74	0,72	0,71	0,71	0,67	0,69



*Anexo I.7. Análisis de óxidos de Fe-Ti.*



**Análisis de óxidos de Fe-Ti de los litotipos "Basalto con Ol+Cpx+Pl" y "Basalto con Cpx+Pl"**

Tabla 1

	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	ELA-33	AN-5
	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#15	#16	mxl #13
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,16	9,46
<b>TiO<sub>2</sub></b>	51,04	50,62	50,07	50,76	51,05	50,66	51,07	51,42	50,55	51,38	51,02	50,96	51,13	49,20	25,42
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,02	0,07	0,04	0,22	0,05	0,04	0,02	0,02	0,05	0,08	0,01	0,04	0,28	0,23
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,58	1,67	1,75	1,61	1,73	1,56	1,64	1,64	1,65	1,71	1,65	1,72	1,80	1,72	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,09	0,05	0,09	0,05	0,12	0,09	0,04	0,07	0,00	0,15	0,02	0,13	0,19	0,02
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,57	1,25	2,23	2,04	1,37	1,98	1,79	0,42	2,94	1,32	2,00	1,84	1,63	4,48	n.a.
<b>FeO</b>	41,51	41,32	41,21	41,59	41,67	41,76	41,87	42,31	41,39	42,59	42,17	41,53	41,97	40,29	63,54
<b>MgO</b>	0,03	0,07	0,00	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,05	0,05	0,03	0,09	0,17
<b>MnO</b>	3,73	3,69	3,39	3,47	3,84	3,25	3,51	3,55	3,44	3,29	3,23	3,65	3,46	3,30	0,05
<b>CaO</b>	0,09	0,16	0,09	0,10	0,08	0,14	0,10	0,09	0,12	0,06	0,07	0,18	0,14	0,14	0,16
<b>NiO</b>	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,09	0,14	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
<b>ZnO</b>	0,20	0,03	0,04	0,26	0,02	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,09	0,00
<b>CoO</b>	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,01	0,00
<b>Total:</b>	99,95	98,94	98,95	100,04	100,08	99,66	100,30	99,71	100,32	100,44	100,51	100,13	100,43	99,97	99,05
<b>Si</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	2,72
<b>Al</b>	0,01	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,09	0,08
<b>Ti</b>	10,34	10,35	10,24	10,27	10,31	10,29	10,31	10,44	10,20	10,35	10,27	10,30	10,30	9,95	5,50
<b>V</b>	0,34	0,36	0,38	0,35	0,37	0,34	0,35	0,36	0,35	0,37	0,35	0,37	0,39	0,37	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,32	0,26	0,46	0,41	0,28	0,40	0,36	0,09	0,59	0,27	0,40	0,37	0,33	0,91	0,00
<b>Mg</b>	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,07
<b>Ca</b>	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,05
<b>Mn</b>	0,85	0,85	0,78	0,79	0,87	0,74	0,80	0,81	0,78	0,75	0,73	0,83	0,79	0,75	0,01
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	9,35	9,39	9,38	9,36	9,36	9,43	9,40	9,55	9,29	9,54	9,44	9,33	9,41	9,06	15,29
<b>Co</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>Ni</b>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>Zn</b>	0,04	0,01	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>Total:</b>	21,32	21,32	21,32	21,32	21,32	21,32	21,32	21,33	21,31	21,32	21,32	21,32	21,32	21,31	23,73
<b>cr#</b>	0,00	0,78	0,34	0,60	0,13	0,64	0,61	0,55	0,66	0,00	0,56	0,53	0,71	0,32	0,05
<b>mg#</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>fe#</b>	0,97	0,97	0,95	0,96	0,97	0,96	0,96	0,99	0,94	0,97	0,96	0,96	0,97	0,91	1,00

(Nota: los análisis de la muestra ELA-33 corresponden al litotipo "Basaltos con Ol+Cpx+Pl". El último análisis de la tabla, con referencia AN-5, es del litotipo "Basaltos con Cpx+Pl").



*Anexo I.8. Análisis de granates.*





*Análisis de granates del litotipo "Lamprófidio con Cpx+Pl"*

Tabla 1

	PAN-37 mxl #1	PAN-37 mxl #2	PAN-37 mxl #3	PAN-37 mxl #4	PAN-37 mxl #5	PAN-37 mxl #6	PAN-37 mxl #7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	25,07	24,57	25,79	25,29	22,11	22,61	24,42
<b>TiO<sub>2</sub></b>	27,77	30,27	31,44	29,40	30,45	26,90	30,56
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,55	3,43	4,19	3,20	3,17	3,34	3,67
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,49	0,50	0,45	0,49	0,48	0,50	0,51
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,47	6,37	7,58	6,61	3,99	0,00	6,65
<b>FeO</b>	14,08	12,77	6,62	11,38	18,59	25,26	11,11
<b>MgO</b>	0,10	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
<b>MnO</b>	0,24	0,43	0,45	0,17	0,75	0,35	0,41
<b>CaO</b>	22,35	22,50	23,75	23,20	20,25	20,58	22,95
<b>NiO</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>ZnO</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
<b>Total:</b>	99,17	100,85	100,27	99,79	99,84	99,62	100,30
<b>Si</b>	4,26	4,10	4,22	4,24	3,83	4,00	4,08
<b>Al</b>	0,71	0,67	0,81	0,63	0,65	0,70	0,72
<b>Ti</b>	3,55	3,80	3,87	3,71	3,96	3,58	3,84
<b>V</b>	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe III</b>	0,70	0,80	0,93	0,83	0,52	0,00	0,84
<b>Mg</b>	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	4,07	4,03	4,16	4,17	3,76	3,90	4,11
<b>Mn</b>	0,03	0,06	0,06	0,02	0,11	0,05	0,06
<b>Fe II</b>	2,00	1,78	0,90	1,60	2,69	3,73	1,55
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Zn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Total:</b>	15,44	15,32	15,01	15,28	15,59	16,04	15,27



*ANEXO II.*

*COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA  
DE ROCA TOTAL.*



### ***Anexo II.1. Análisis geoquímicos en roca total de elementos mayores, trazas e isótopos de Sr y Nd.***

En ese apartado incluimos los análisis completos (elementos mayores y trazas) de roca total de 31 muestras de los sectores de MCV, Anayet y Panticosa, junto con los límites de detección de cada elemento. De forma complementaria se ha incluido el cálculo de la norma C.I.P.W. de todas las muestras analizadas. Finalmente, se presentan los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb de varias muestras seleccionadas del sector de MCV y de Panticosa.

Los análisis de las muestras de Anayet y Panticosa fueron realizados en el *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux* del C.N.R.S. de Nancy (Francia). Los elementos mayores (Si, Al, Fe total, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti y L.O.I.) fueron analizados por ICP-AES (modelo JOBIN-YVON JY 70) y los elementos traza mediante ICP-MS (modelo PERKIN ELMER 5000). En ambos casos las muestras son digeridas mediante una fusión con metaborato de litio y un ataque ácido posterior.

Los análisis de roca total de las muestras de MCV se han llevado a cabo en dos laboratorios. Los elementos mayores y algunos elementos traza (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, U, Th y Pb) fueron analizados por Fluorescencia de Rayos X en el *Servicio de Fluorescencia y Difracción de Rayos X* de la Universidad de Oviedo con un equipo PHILIPS PW 2404 y la fusión de las muestras para el análisis se realizó con tetraborato de litio.

Los restantes elementos traza, fueron analizados en el laboratorio del *Centro de Instrumentación Científica* de la Universidad de Granada, con un espectrómetro de masas con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuadrupolo (ICP-MS), modelo PERKIN ELMER Sciex-Elan 5000. La digestión de las muestras se realizó mediante un ataque ácido con HNO<sub>3</sub> y HF.

Los análisis isotópicos de Sr-Nd fueron realizados en el Centro de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, con un espectrómetro de masas de ionización termal (TIMS), multicolector, modelo VG-SECTOR-54 tras una separación cromatográfica utilizando resinas de intercambio catiónico. Las medidas para <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr fueron corregidas de posibles interferencias de <sup>87</sup>Rb y normalizadas respecto al valor <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.1194. De igual manera, las medidas de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd fueron corregidas de interferencias de <sup>142</sup>Ce y <sup>144</sup>Sm y normalizadas respecto al valor <sup>46</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. Durante el análisis se midieron los patrones NBS-987, obteniéndose un valor medio (n=17) de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710238 ± 0.0006 y Johnson y Matthey, con un valor medio (n=10) de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511815 ± 0.00004.

Los análisis isotópicos de Pb fueron realizados en el *Servicio General de Investigación de Geocronología y Geoquímica Isotópica* de la Universidad del País Vasco, con un espectrómetro de masas de sector magnético con fuente de ionización térmica (TIMS), modelo Finnigan MAT-262, equipado con 8 cajas de Faraday automatizadas, pirómetro óptico, multiplicador de electrones secundarios para contaje de iones y RPQ. Las muestras fueron atacadas mediante ácidos HF, HNO<sub>3</sub> y HCl previamente a su introducción en columnas de resinas sintéticas. La separación del Pb fue realizada siguiendo la metodología detallada en Manhès *et al.* (1987). Los datos obtenidos fueron corregidos con réplicas del patrón del Pb NBS-981, obteniéndose errores individuales similares a los obtenidos en las réplicas del patrón.

La indicación N.A. hace referencia a valores no analizados y M.L.D. significa que los contenidos de dicho elemento están por debajo del límite de detección.



*Anexo II.2. Composición geoquímica de roca total.*





## Análisis de roca total

Tabla 1

	ELA-17	ELA-33	ELA-42	ELA-1	ELA-2	ELA-3	ELA-5	ELA-6	ELA-7	ELA-8	ELA-24	ELA-25	ELA-27	ELA-29	ELD-6
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
	Ol+Cpx+Pl	Ol+Cpx+Pl	Ol+Cpx+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,47	46,81	47,74	48,76	48,19	48,92	44,52	45,11	45,26	42,88	48,03	44,25	47,60	48,34	47,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,93	2,30	1,98	2,17	2,30	2,37	1,75	1,75	1,82	1,75	1,98	1,92	2,44	1,81	2,41
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,60	16,91	17,73	16,81	16,23	16,46	16,70	16,86	16,58	17,14	17,77	17,29	17,28	18,89	16,94
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,94	11,06	10,60	7,32	11,12	10,45	12,23	10,41	11,86	8,92	10,03	14,71	9,71	7,43	11,79
<b>MnO</b>	0,13	0,25	0,11	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06	0,09	0,12	0,11	0,08	0,14	0,10
<b>MgO</b>	6,72	4,94	6,93	8,73	7,00	5,93	8,17	7,84	8,16	7,20	6,77	6,28	8,01	8,68	6,40
<b>CaO</b>	6,63	9,01	6,26	0,97	1,02	1,57	2,86	3,85	2,77	6,19	6,33	5,81	0,69	0,73	2,65
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,55	3,59	3,64	3,30	4,23	5,03	3,77	4,02	3,70	3,62	3,65	3,45	5,37	5,99	3,95
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,79	1,20	0,84	5,35	4,02	3,53	0,15	0,12	0,17	0,16	0,78	0,98	1,99	1,22	0,16
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,36	0,60	0,36	0,53	0,60	0,63	0,44	0,45	0,46	0,46	0,36	0,34	0,46	0,30	0,66
<b>LOI</b>	3,83	3,39	3,79	5,18	4,56	4,21	8,46	8,59	8,19	10,77	4,13	3,99	5,85	5,75	7,46
<b>mg*</b>	0,61	0,50	0,60	0,73	0,59	0,56	0,60	0,63	0,61	0,65	0,61	0,49	0,65	0,73	0,55
<b>TOTAL</b>	99,95	100,06	99,98	99,20	99,34	99,18	99,12	99,07	99,03	99,18	99,95	99,13	99,48	99,28	99,57
<b>Li</b>	63	44	78	108	82	59	184	175	184	178	72	64	160	80	180
<b>Rb</b>	12,09	18,45	11,64	45,67	33,80	19,91	3,38	2,13	5,17	5,82	14,72	16,44	16,00	19,91	2,97
<b>Cs</b>	1	2	2	2	1	1	5	5	5	5	2	2	3	1	8
<b>Be</b>	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
<b>Sr</b>	388,29	488,13	380,35	134,25	114,92	150,52	71,24	76,74	69,16	67,73	378,84	386,60	459,74	104,84	69,29
<b>Ba</b>	242,97	516,04	247,25	865,11	525,19	695,26	84,45	61,89	79,38	57,68	245,16	254,02	368,57	163,20	84,00
<b>Sc</b>	32	28	32	26	25	19	25	26	25	26	32	33	36	31	25
<b>V</b>	191,81	168,73	194,93	160,82	167,98	168,24	169,63	168,57	170,04	176,18	190,97	210,51	200,16	172,58	151,13
<b>Cr</b>	155,62	111,37	154,34	145,65	65,27	72,34	161,80	156,37	154,29	152,71	166,83	157,32	293,11	81,22	57,83
<b>Co</b>	34	27	38	35	32	27	37	35	37	36	36	34	48	32	35
<b>Ni</b>	36	32	39	46	25	27	55	49	54	57	52	36	36	18	25
<b>Cu</b>	25,14	63,03	35,17	13,77	11,58	12,44	45,76	20,06	21,22	11,18	36,69	20,68	12,35	143,68	14,21
<b>Zn</b>	127,25	296,28	120,09	250,25	230,06	182,81	271,61	262,30	264,11	286,71	121,82	130,48	381,05	247,29	232,93
<b>Ga</b>	19,52	20,27	19,93	15,89	21,26	17,09	18,93	19,15	18,60	19,82	19,67	19,35	20,83	24,70	22,95
<b>Y</b>	36	44	35	40	46	34	33	34	32	36	36	35	43	62	43
<b>Nb</b>	13,06	20,62	13,24	21,15	23,26	23,65	15,92	15,94	16,30	16,03	13,17	14,28	11,89	24,86	22,83
<b>Ta</b>	1	2	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	2
<b>Zr</b>	199	273	201	292	318	329	222	224	226	228	202	204	193	351	341
<b>Hf</b>	4,90	6,80	4,93	6,94	7,15	7,72	4,99	5,20	5,23	5,14	5,05	4,53	4,43	8,29	8,49
<b>Mo</b>	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	0	1
<b>Sn</b>	2,95	3,37	3,17	4,14	3,80	4,34	3,79	3,89	3,90	4,06	3,22	4,24	3,87	7,26	2,51
<b>Tl</b>	0,05	0,04	0,03	0,17	0,13	0,10	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,07	0,07	0,03
<b>Pb</b>	25,64	15,68	23,00	7,64	19,51	16,57	11,95	9,36	10,65	7,41	32,88	22,08	6,96	14,38	14,64
<b>U</b>	0,73	1,16	0,72	0,68	1,56	1,13	0,91	0,87	0,86	0,86	0,71	0,60	0,43	2,63	1,96
<b>Th</b>	3,17	6,43	3,22	8,76	10,73	7,27	5,25	5,27	5,24	5,25	3,28	2,97	2,87	16,72	11,77
<b>La</b>	28,67	59,67	28,27	41,84	70,38	40,44	38,30	38,06	37,52	34,29	29,56	26,54	21,14	45,53	78,99
<b>Ce</b>	59,10	117,81	58,33	88,10	143,45	119,71	77,77	77,71	78,04	73,62	61,17	56,82	42,01	96,88	156,33
<b>Pr</b>	7,32	14,23	7,20	10,47	16,72	9,29	9,35	9,24	9,33	9,04	7,51	6,95	5,42	12,59	18,60
<b>Nd</b>	29,77	55,23	28,96	40,44	61,83	34,73	35,69	35,92	36,20	36,34	30,19	28,03	22,35	49,76	70,03
<b>Sm</b>	6,40	10,00	6,28	7,73	10,68	6,67	6,91	6,83	6,94	7,17	6,39	6,06	4,98	11,06	11,91
<b>Eu</b>	2,07	2,54	1,96	1,60	2,27	1,36	1,59	1,61	1,51	1,67	2,05	1,87	1,33	1,90	2,19
<b>Gd</b>	6,67	9,28	6,44	7,60	8,77	6,02	6,21	6,20	6,16	6,52	6,68	6,07	5,77	10,54	9,42
<b>Tb</b>	1,04	1,35	1,03	1,18	1,33	0,97	0,95	0,96	0,95	1,02	1,07	1,00	0,97	1,73	1,46
<b>Dy</b>	6,86	8,85	6,58	7,14	7,71	5,93	5,59	5,80	5,61	6,10	6,56	6,16	6,40	10,83	8,24
<b>Ho</b>	1,44	1,79	1,37	1,50	1,56	1,25	1,18	1,22	1,21	1,31	1,49	1,33	1,43	2,28	1,77
<b>Er</b>	3,72	4,89	3,83	3,86	3,98	3,35	3,21	3,37	3,22	3,41	3,96	3,49	3,77	5,95	4,60
<b>Tm</b>	0,58	0,73	0,56	0,57	0,59	0,53	0,47	0,50	0,50	0,53	0,59	0,52	0,57	0,90	0,70
<b>Yb</b>	3,62	4,52	3,50	3,53	3,68	3,24	2,87	3,08	2,99	3,15	3,69	3,14	3,40	5,22	4,32
<b>Lu</b>	0,55	0,70	0,53	0,51	0,54	0,48	0,43	0,47	0,43	0,45	0,57	0,49	0,50	0,79	0,65

Tabla 2

	ELD-7	ELE-6	AN-5	AN-2	AN-3	AN-8	ELB-3	ELB-6	ELC-1	ELC-3	ELC-4	ELC-5	ELC-8	ELC-9	ELC-10
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol
	Ol+Pl	Ol+Pl	Cpx+Pl	Pl	Pl	Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,09	46,54	47,13	51,19	50,04	48,06	46,51	48,63	46,37	46,02	46,75	46,12	46,69	46,87	47,71
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,27	1,48	2,38	2,23	2,13	2,27	1,56	1,52	2,55	2,36	1,77	1,80	2,51	1,68	1,80
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,14	17,69	18,23	19,38	19,36	18,53	17,36	17,21	15,97	16,37	17,52	16,90	16,09	17,18	16,80
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,70	8,98	11,32	9,51	9,64	10,00	7,80	7,78	11,79	10,93	9,85	9,88	12,36	9,61	9,74
<b>MnO</b>	0,11	0,09	0,13	0,11	0,12	0,20	0,11	0,13	0,15	0,12	0,15	0,17	0,20	0,16	0,16
<b>MgO</b>	6,40	8,29	5,94	5,31	6,22	6,73	5,32	5,47	6,23	5,97	7,95	6,50	6,04	7,40	6,71
<b>CaO</b>	2,30	6,30	7,11	3,13	3,00	5,72	6,87	7,09	6,27	6,61	5,47	6,38	6,79	8,33	7,08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,60	3,75	3,67	5,31	5,14	3,68	4,74	3,97	3,04	3,29	3,91	4,33	3,47	3,83	4,33
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,15	0,41	0,21	0,21	0,16	0,13	1,17	1,03	0,77	0,93	1,34	0,89	1,45	0,68	1,05
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,60	0,25	0,66	0,45	0,45	0,59	0,30	0,30	0,42	0,39	0,31	0,33	0,48	0,27	0,35
<b>LOI</b>	7,27	6,16	3,11	3,35	3,64	4,01	7,91	6,38	5,59	6,30	4,39	6,00	3,38	3,49	3,53
<b>mg*</b>	0,60	0,68	0,54	0,56	0,60	0,61	0,61	0,62	0,55	0,55	0,65	0,60	0,53	0,64	0,61
<b>TOTAL</b>	99,63	99,89	99,89	100,18	99,90	99,92	99,65	99,51	99,15	99,29	99,41	99,30	99,46	99,50	99,26
<b>Li</b>	176	110	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	111	73	28	37	46	32	27	37	33
<b>Rb</b>	3,27	9,32	1,91	7,54	5,34	1,65	47,72	37,84	24,89	29,82	40,27	30,53	46,57	18,07	27,06
<b>Cs</b>	8	3	1	1	1	2	5	3	2	2	1	1	1	1	1
<b>Be</b>	2	1	4	2	3	4	3	2	2	3	2	2	2	1	2
<b>Sr</b>	61,09	313,20	653,01	796,60	733,76	684,02	394,09	502,67	474,90	510,29	543,23	516,73	517,91	558,25	692,18
<b>Ba</b>	70,76	225,36	165,56	132,25	118,59	172,59	171,89	205,51	143,09	144,32	199,54	119,11	313,02	111,00	122,55
<b>Sc</b>	23	30	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	24	23	33	31	31	31	30	33	28
<b>V</b>	148,48	181,53	228,05	223,98	234,34	224,14	152,91	147,38	198,11	188,23	188,21	190,01	176,45	195,98	179,41
<b>Cr</b>	56,02	261,00	98,12	149,88	161,69	89,10	184,06	180,63	155,64	167,42	152,15	142,67	138,14	179,84	115,21
<b>Co</b>	37	33	38	40	44	35	36	36	36	33	38	36	36	40	37
<b>Ni</b>	23	31	46	66	73	40	119	118	34	39	85	78	40	77	70
<b>Cu</b>	14,89	16,50	41,02	40,78	54,40	141,21	43,02	45,95	39,69	24,52	48,91	46,55	31,19	55,86	43,53
<b>Zn</b>	221,25	134,37	117,14	104,51	124,41	130,65	68,53	92,19	99,22	91,41	70,21	61,27	127,61	68,84	72,56
<b>Ga</b>	21,68	17,47	24,37	23,22	23,46	23,68	17,67	17,59	21,22	21,22	17,64	18,41	21,25	17,44	18,18
<b>Y</b>	42	27	44	35	34	39	29	28	45	42	32	33	53	30	35
<b>Nb</b>	21,55	8,47	17,12	16,79	16,19	19,17	13,12	12,73	19,58	17,99	11,63	13,13	22,72	9,48	15,07
<b>Ta</b>	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
<b>Zr</b>	324	147	255	227	225	245	211	207	245	229	186	193	268	170	195
<b>Hf</b>	8,11	3,70	4,99	4,59	4,47	4,96	4,68	4,61	5,51	5,22	3,93	4,08	6,09	3,67	4,24
<b>Mo</b>	1	1	2	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	0	0
<b>Sn</b>	3,19	2,37	2,10	1,84	1,87	1,97	5,18	4,90	3,35	3,93	4,70	5,04	4,46	3,99	5,01
<b>Tl</b>	0,03	0,02	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,35	0,29	0,17	0,17	0,20	0,12	0,22	0,10	0,13
<b>Pb</b>	10,96	23,59	8,93	17,78	23,04	10,68	8,70	23,09	6,88	6,77	1,67	5,30	6,45	2,81	4,02
<b>U</b>	1,84	0,62	0,67	0,54	0,58	0,81	1,23	1,21	0,53	0,52	0,45	0,54	0,64	0,39	0,60
<b>Th</b>	11,31	2,46	2,80	2,13	2,25	4,58	6,60	6,46	1,89	1,82	1,61	1,97	2,38	1,08	2,35
<b>La</b>	77,75	18,63	23,66	18,33	18,46	30,32	27,75	26,94	23,18	23,01	15,06	16,45	27,99	13,16	17,89
<b>Ce</b>	156,05	39,98	56,67	42,26	42,10	65,61	59,14	58,04	52,01	50,25	35,07	38,45	62,37	31,04	42,47
<b>Pr</b>	18,55	5,09	7,33	5,46	5,43	7,87	7,23	7,17	7,09	6,58	4,72	5,09	8,43	4,16	5,41
<b>Nd</b>	68,53	20,44	31,92	22,66	23,30	31,00	28,30	27,54	30,68	28,11	20,12	21,82	35,48	18,28	23,28
<b>Sm</b>	11,81	4,82	7,70	5,55	5,50	6,91	5,71	5,61	7,33	6,76	5,10	5,36	8,36	4,55	5,35
<b>Eu</b>	2,56	1,64	2,16	1,80	1,71	2,14	1,78	1,34	1,80	1,73	1,50	1,52	2,08	1,51	1,57
<b>Gd</b>	9,70	4,98	7,46	5,54	5,72	6,78	5,16	5,27	7,54	6,99	5,24	5,57	8,59	4,93	5,59
<b>Tb</b>	1,42	0,82	1,21	0,88	0,87	1,03	0,82	0,83	1,25	1,18	0,85	0,89	1,39	0,81	0,90
<b>Dy</b>	8,17	5,08	7,02	5,46	5,41	5,84	5,05	4,85	7,77	7,41	5,44	5,71	8,58	5,20	5,77
<b>Ho</b>	1,71	1,09	1,53	1,21	1,21	1,34	1,01	1,01	1,61	1,57	1,16	1,23	1,82	1,11	1,25
<b>Er</b>	4,61	2,98	4,08	3,17	3,38	3,54	2,73	2,72	4,32	4,20	3,05	3,19	4,90	3,00	3,38
<b>Tm</b>	0,66	0,46	0,63	0,49	0,48	0,52	0,42	0,41	0,66	0,63	0,46	0,49	0,73	0,44	0,50
<b>Yb</b>	4,13	2,92	3,95	3,13	3,02	3,49	2,56	2,50	4,02	3,83	2,80	2,86	4,34	2,65	2,89
<b>Lu</b>	0,62	0,45	0,63	0,49	0,48	0,55	0,37	0,36	0,59	0,57	0,42	0,43	0,62	0,40	0,42

Tabla 3

	AN-1 And Sin Cpx	PAN-19 Lamp Cpx+Pl	PAN-36 Lamp Cpx+Pl	PAN-38 Lamp Cpx+Pl	PAN-39 Lamp Cpx+Pl	PAN-37 Lamp Am+Pl	ELA-40 Sed Lutita
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,54	47,02	45,85	48,80	45,57	53,56	62,35
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,99	1,35	1,50	1,93	2,04	1,68	0,96
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,82	17,40	17,87	16,25	17,15	16,77	16,74
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,94	9,78	10,28	10,03	10,44	8,93	8,50
<b>MnO</b>	0,04	0,15	0,18	0,17	0,17	0,16	0,02
<b>MgO</b>	3,87	7,08	7,53	5,32	5,48	2,83	1,22
<b>CaO</b>	1,56	9,34	7,96	9,04	7,68	4,76	0,50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	7,62	2,67	3,62	2,63	3,98	5,08	0,33
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,83	1,16	0,92	1,43	0,88	2,94	4,71
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,58	0,25	0,32	0,49	0,59	0,59	0,22
<b>LOI</b>	2,11	3,65	4,40	4,29	5,89	3,09	3,61
<b>mg*</b>	0,60	0,62	0,63	0,55	0,54	0,42	
<b>TOTAL</b>	99,90	99,85	100,43	100,38	99,87	100,39	99,16
<b>Li</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	18
<b>Rb</b>	19,00	53,13	59,39	59,57	38,84	80,02	173,50
<b>Cs</b>	0	3	3	6	5	3	18
<b>Be</b>	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2,00	2,44	3,82	2
<b>Sr</b>	659,55	340	379	389	381	284	70,50
<b>Ba</b>	441,27	104	118	220	142	372	403,50
<b>Sc</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	16
<b>V</b>	129,81	179,40	180,90	175,10	130,00	104,70	179,90
<b>Cr</b>	24,86	180	157	86	94	12	98,30
<b>Co</b>	15	39,21	42,77	29,72	31,78	17,24	9
<b>Ni</b>	22	60,85	96,49	48,77	72,36	9,24	40
<b>Cu</b>	< L.D.	36	54	32	36	22	6,30
<b>Zn</b>	246,22	81	123	84	94	102	25,10
<b>Ga</b>	27,18	19,36	18,63	20,63	18,55	23,73	24,14
<b>Y</b>	21	25,46	26,97	36,86	30,71	45,69	38
<b>Nb</b>	11,51	7,69	8,71	16,32	24,47	32,55	18
<b>Ta</b>	1	1	1	1	2	3	1
<b>Zr</b>	284	130,00	144,40	267,40	228,80	372,60	276,8
<b>Hf</b>	6,90	3	3	6	5	8	3,62
<b>Mo</b>	1	1	1	2	3	1	1
<b>Sn</b>	1,88	1,58	1,42	2,03	1,93	4,43	3,66
<b>Tl</b>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,86
<b>Pb</b>	7,29	4,26	4,68	33,39	5,24	8,56	20,12
<b>U</b>	2,92	0,78	0,39	1,00	0,75	2,52	9,60
<b>Th</b>	18,59	2,78	1,54	5,62	2,13	9,89	14,00
<b>La</b>	92,35	11,76	12,56	26,16	22,65	42,83	62,08
<b>Ce</b>	199,01	27,66	29,38	61,73	51,19	92,04	110,80
<b>Pr</b>	23,88	3,60	3,84	7,96	6,41	10,96	13,04
<b>Nd</b>	88,96	15,45	16,48	32,94	26,31	42,59	48,86
<b>Sm</b>	13,34	3,91	4,08	7,26	5,93	8,60	8,62
<b>Eu</b>	3,11	1,33	1,46	2,00	1,96	2,18	1,71
<b>Gd</b>	7,96	4,13	4,33	6,88	5,65	7,98	6,16
<b>Tb</b>	1,04	0,71	0,75	1,13	0,94	1,32	0,87
<b>Dy</b>	4,61	4,44	4,70	6,70	5,62	7,94	4,47
<b>Ho</b>	0,70	0,90	0,96	1,33	1,10	1,60	0,83
<b>Er</b>	1,99	2,59	2,76	3,68	3,05	4,64	2,29
<b>Tm</b>	0,25	0,38	0,41	0,54	0,44	0,70	0,34
<b>Yb</b>	1,64	2,55	2,75	3,56	2,96	4,79	2,06
<b>Lu</b>	0,26	0,39	0,43	0,55	0,46	0,76	0,32



*Anexo II.3. Composición normativa.*



## Análisis de roca total

Tabla 1

	ELA-17	ELA-33	ELA-42	ELA-1	ELA-2	ELA-3	ELA-5	ELA-6	ELA-7	ELA-8	ELA-24	ELA-25	ELA-27	ELA-29	ELD-6
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas
	Ol+Cpx+Pl	Ol+Cpx+Pl	Ol+Cpx+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl	Ol+Pl
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,47	46,81	47,74	48,76	48,19	48,92	44,52	45,11	45,26	42,88	48,03	44,25	47,60	48,34	47,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,93	2,30	1,98	2,17	2,30	2,37	1,75	1,75	1,82	1,75	1,98	1,92	2,44	1,81	2,41
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,60	16,91	17,73	16,81	16,23	16,46	16,70	16,86	16,58	17,14	17,77	17,29	17,28	18,89	16,94
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,94	11,06	10,60	7,32	11,12	10,45	12,23	10,41	11,86	8,92	10,03	14,71	9,71	7,43	11,79
<b>MnO</b>	0,13	0,25	0,11	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06	0,09	0,12	0,11	0,08	0,14	0,10
<b>MgO</b>	6,72	4,94	6,93	8,73	7,00	5,93	8,17	7,84	8,16	7,20	6,77	6,28	8,01	8,68	6,40
<b>CaO</b>	6,63	9,01	6,26	0,97	1,02	1,57	2,86	3,85	2,77	6,19	6,33	5,81	0,69	0,73	2,65
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,55	3,59	3,64	3,30	4,23	5,03	3,77	4,02	3,70	3,62	3,65	3,45	5,37	5,99	3,95
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,79	1,20	0,84	5,35	4,02	3,53	0,15	0,12	0,17	0,16	0,78	0,98	1,99	1,22	0,16
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,36	0,60	0,36	0,53	0,60	0,63	0,44	0,45	0,46	0,46	0,36	0,34	0,46	0,30	0,66
<b>CO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>S</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	388,29	488,13	380,35	134,25	114,92	150,52	71,24	76,74	69,16	67,73	378,84	386,60	459,74	104,84	69,29
<b>Ba</b>	242,97	516,04	247,25	865,11	525,19	695,26	84,45	61,89	79,38	57,68	245,16	254,02	368,57	163,20	84,00
<b>Ni</b>	35,81	31,63	38,59	45,62	24,60	26,91	55,13	48,62	54,11	57,24	52,02	36,09	35,87	18,08	25,35
<b>Cr</b>	155,62	111,37	154,34	145,65	65,27	72,34	161,80	156,37	154,29	152,71	166,83	157,32	293,11	81,22	57,83
<b>Zr</b>	198,70	272,68	200,57	291,90	318,26	329,23	221,74	223,82	226,22	228,39	202,19	203,62	193,39	351,28	340,65
<b>Total</b>	96,12	96,67	96,19	94,02	94,78	94,97	90,66	90,48	90,84	88,41	95,82	95,14	93,63	93,53	92,11
<b>Cuarzo</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,22	0,00	2,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,51
<b>Palgioclasa</b>	62,64	59,19	62,46	31,54	39,44	46,27	48,16	55,97	46,77	66,49	63,16	59,50	49,59	56,34	46,37
<b>Ortoclasa</b>	4,90	7,39	5,20	33,80	25,29	22,16	1,00	0,77	1,12	1,06	4,85	6,15	12,65	7,74	1,06
<b>Nefelina</b>	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	1,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Leucita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Kalsilita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Corindón</b>	0,00	0,00	0,28	5,37	4,73	3,12	6,88	4,66	7,06	0,97	0,23	0,78	6,52	7,62	7,68
<b>Diópsido</b>	0,82	12,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Hiperstena</b>	19,48	0,00	15,84	4,20	3,50	0,00	31,97	27,25	31,36	10,61	17,79	6,98	5,08	2,49	25,05
<b>Wollastonita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Olivino</b>	2,90	10,04	6,58	15,98	15,75	15,66	0,00	1,44	0,00	11,44	4,56	15,09	15,49	17,83	0,00
<b>Larnita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Acmita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Rutilo</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ilmenita</b>	3,84	4,56	3,93	4,41	4,65	4,77	3,70	3,70	3,84	3,78	3,95	3,87	4,99	3,70	5,01
<b>Magnetita</b>	4,54	5,02	4,83	3,41	5,15	4,83	5,93	5,05	5,73	4,42	4,58	6,80	4,54	3,48	5,61
<b>Hematites</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Apatito</b>	0,88	1,46	0,88	1,32	1,48	1,55	1,14	1,16	1,18	1,20	0,88	0,83	1,14	0,74	1,67
<b>Circón</b>	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,07	0,07
<b>Perovskita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cromita</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,01	0,01
<b>Esfena</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Pirita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Halita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fluorita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Anhidrita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Calcita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,07	100,11	100,07	100,12	100,06	100,07	100,07	100,07	100,05	100,04	100,07	100,07	100,10	100,02	100,04



Tabla 2

	ELD-7	ELE-6	AN-5	AN-2	AN-3	AN-8	ELB-3	ELB-6	ELC-1	ELC-3	ELC-4	ELC-5	ELC-8	ELC-9	ELC-10
	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Bas	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol	Dol
	Ol+Pl	Ol+Pl	Cpx+Pl	Pl	Pl	Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl
SiO <sub>2</sub>	51,09	46,54	47,13	51,19	50,04	48,06	46,51	48,63	46,37	46,02	46,75	46,12	46,69	46,87	47,71
TiO <sub>2</sub>	2,27	1,48	2,38	2,23	2,13	2,27	1,56	1,52	2,55	2,36	1,77	1,80	2,51	1,68	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,14	17,69	18,23	19,38	19,36	18,53	17,36	17,21	15,97	16,37	17,52	16,90	16,09	17,18	16,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,70	8,98	11,32	9,51	9,64	10,00	7,80	7,78	11,79	10,93	9,85	9,88	12,36	9,61	9,74
MnO	0,11	0,09	0,13	0,11	0,12	0,20	0,11	0,13	0,15	0,12	0,15	0,17	0,20	0,16	0,16
MgO	6,40	8,29	5,94	5,31	6,22	6,73	5,32	5,47	6,23	5,97	7,95	6,50	6,04	7,40	6,71
CaO	2,30	6,30	7,11	3,13	3,00	5,72	6,87	7,09	6,27	6,61	5,47	6,38	6,79	8,33	7,08
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,75	3,67	5,31	5,14	3,68	4,74	3,97	3,04	3,29	3,91	4,33	3,47	3,83	4,33
K <sub>2</sub> O	0,15	0,41	0,21	0,21	0,16	0,13	1,17	1,03	0,77	0,93	1,34	0,89	1,45	0,68	1,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	0,25	0,66	0,45	0,45	0,59	0,30	0,30	0,42	0,39	0,31	0,33	0,48	0,27	0,35
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	61,09	313,20	653,01	796,60	733,76	684,02	394,09	502,67	474,90	510,29	543,23	516,73	517,91	558,25	692,18
Ba	70,76	225,36	165,56	132,25	118,59	172,59	171,89	205,51	143,09	144,32	199,54	119,11	313,02	111,00	122,55
Ni	23,21	30,65	46,18	66,23	72,70	40,41	119,00	117,65	34,07	39,06	85,01	78,10	40,15	77,21	69,89
Cr	56,02	261,00	98,12	149,88	161,69	89,10	184,06	180,63	155,64	167,42	152,15	142,67	138,14	179,84	115,21
Zr	323,65	146,98	254,77	227,39	224,62	245,45	210,56	206,51	245,19	229,47	185,56	193,07	268,14	170,04	195,12
<b>Total</b>	<b>92,36</b>	<b>93,78</b>	<b>96,78</b>	<b>96,83</b>	<b>96,26</b>	<b>95,91</b>	<b>91,74</b>	<b>93,13</b>	<b>93,56</b>	<b>92,99</b>	<b>95,02</b>	<b>93,30</b>	<b>96,08</b>	<b>96,01</b>	<b>95,73</b>
<b>Cuarzo</b>	15,64	0,00	0,00	3,83	2,55	2,88	0,00	0,00	1,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Plagioclasa</b>	41,51	66,03	64,83	60,02	58,29	58,76	60,45	64,49	57,57	59,63	61,93	63,19	56,09	61,09	60,45
<b>Ortoclasa</b>	0,95	2,60	1,30	1,30	1,00	0,83	7,56	6,56	4,90	5,97	8,39	5,67	8,98	4,20	6,50
<b>Nefelina</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,54	0,00	0,00	0,00	0,00	1,28	0,00	1,06	1,44
<b>Leucita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Kalsilita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Corindón</b>	7,94	0,18	0,55	5,95	6,54	3,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Diópsido</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,46	6,35	0,79	2,90	0,00	4,87	5,70	10,19	8,23
<b>Hiperstena</b>	23,12	10,43	20,88	19,11	21,93	23,63	0,00	10,60	23,66	17,99	2,01	0,00	8,35	0,00	0,00
<b>Wollastonita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Olivino</b>	0,00	12,91	1,04	0,00	0,00	0,00	11,26	4,50	0,00	2,51	18,43	15,84	9,07	15,11	14,50
<b>Larnita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Acmita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Rutilo</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ilmenita</b>	4,71	3,02	4,71	4,41	4,24	4,52	3,25	3,11	5,22	4,86	3,57	3,68	5,01	3,34	3,59
<b>Magnetita</b>	4,60	4,19	5,13	4,31	4,39	4,57	3,73	3,65	5,52	5,16	4,54	4,64	5,64	4,38	4,45
<b>Hematites</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Apatito</b>	1,51	0,63	1,60	1,09	1,09	1,44	0,76	0,74	1,04	0,97	0,76	0,83	1,16	0,65	0,86
<b>Circón</b>	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04
<b>Perovskita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cromita</b>	0,01	0,06	0,01	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
<b>Esfena</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Pirita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Halita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fluorita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Anhidrita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Calcita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,05</b>	<b>100,08</b>	<b>100,09</b>	<b>100,09</b>	<b>100,10</b>	<b>100,09</b>	<b>100,09</b>	<b>100,08</b>	<b>100,05</b>	<b>100,06</b>	<b>100,08</b>	<b>100,07</b>	<b>100,09</b>	<b>100,09</b>	<b>100,09</b>

Tabla 3

	AN-1 And Sin Cpx	PAN-19 Lamp Cpx+Pl	PAN-36 Lamp Cpx+Pl	PAN-38 Lamp Cpx+Pl	PAN-39 Lamp Cpx+Pl	PAN-37 Lamp Am+Pl
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,54	47,02	45,85	48,80	45,57	53,56
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,99	1,35	1,50	1,93	2,04	1,68
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,82	17,40	17,87	16,25	17,15	16,77
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,94	9,78	10,28	10,03	10,44	8,93
<b>MnO</b>	0,04	0,15	0,18	0,17	0,17	0,16
<b>MgO</b>	3,87	7,08	7,53	5,32	5,48	2,83
<b>CaO</b>	1,56	9,34	7,96	9,04	7,68	4,76
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	7,62	2,67	3,62	2,63	3,98	5,08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,83	1,16	0,92	1,43	0,88	2,94
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,58	0,25	0,32	0,49	0,59	0,59
<b>CO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>S</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Sr</b>	659,55	340,20	379,20	389,30	380,50	283,70
<b>Ba</b>	441,27	104,20	117,90	219,70	142,30	372,10
<b>Ni</b>	21,70	60,85	96,49	48,77	72,36	9,24
<b>Cr</b>	24,86	179,60	157,10	85,65	93,76	11,69
<b>Zr</b>	283,84	130,00	144,40	267,40	228,80	372,60
<b>Total</b>	97,79	96,20	96,03	96,09	93,98	97,30
<b>Cuarzo</b>	0,00	0,00	0,00	2,14	0,00	0,00
<b>Palgioclasa</b>	70,58	57,27	60,24	53,03	63,14	59,22
<b>Ortoclasa</b>	11,11	7,15	5,73	8,86	5,56	17,97
<b>Nefelina</b>	0,00	0,00	1,71	0,00	0,66	0,00
<b>Leucita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Kalsilita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Corindón</b>	1,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Diópsido</b>	0,00	10,76	6,50	11,47	7,03	4,75
<b>Hiperstena</b>	2,12	8,18	0,00	14,91	0,00	5,24
<b>Wollastonita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Olivino</b>	8,44	8,92	17,37	0,00	13,13	4,08
<b>Larnita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Acmita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Rutilo</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ilmenita</b>	1,94	2,68	2,98	3,84	4,16	3,30
<b>Magnetita</b>	2,65	4,45	4,70	4,57	4,87	4,02
<b>Hematites</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Apatito</b>	1,39	0,60	0,79	1,18	1,46	1,41
<b>Circón</b>	0,06	0,03	0,03	0,06	0,04	0,07
<b>Perovskita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cromita</b>	0,00	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00
<b>Esfena</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Pirita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Halita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fluorita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Anhidrita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Calcita</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,09	100,08	100,08	100,07	100,06	100,06



*Anexo II.4. Composición isotópica.*



## Análisis de roca total

Tabla 1

	ELA-25	ELC-1	ELC-4	ELC-8	ELC-9
	Bas	Dol	Dol	Dol	Dol
	Ol+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl	Cpx+Pl
<b>Rb (ppm)</b>	16,44	24,89	40,27	46,57	18,07
<b>Sr (ppm)</b>	366,6	474,9	543,23	517,91	558,25
<b>Rb/Sr</b>	0,0448	0,0524	0,0741	0,0899	0,0324
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0,1297	0,1516	0,2144	0,2601	0,0936
<b>medido</b>	0,7058	0,7066	0,7063	0,7070	0,7054
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,7058	0,7066	0,7063	0,7070	0,7054
$\epsilon_{Sr}$	20,7	32,0	25,8	34,7	15,2
<b>Sm (ppm)</b>	6,06	7,33	5,1	8,36	4,55
<b>Nd (ppm)</b>	28,03	30,68	20,12	35,48	18,28
<b>Sm/Nd</b>	0,2162	0,2389	0,2535	0,2356	0,2489
<sup>147</sup> Sm/ <sup>143</sup> Nd	0,1307	0,1444	0,1532	0,1424	0,1505
<b>medido</b>	0,5126	0,5126	0,5128	0,5126	0,5128
<sup>144</sup> Nd/ <sup>143</sup> Nd	0,5126	0,5126	0,5128	0,5126	0,5129
$\epsilon_{Nd}$	1,1	1,8	4,6	1,3	5,8
<b>T<sub>DM</sub><sup>Nd</sup></b>	1066	1148	916	1173	742

	Litotipo	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	DS(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	DS(%)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	DS(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	DS(%)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	DS(%)
AN-3	Bas. Cpx+Pl	18.431	0.026	15.655	0.030	38.517	0.034	0.84938	0.008	2.08974	0.012
AN-5	Bas. Cpx+Pl	18.479	0.020	15.612	0.022	38.510	0.022	0.84484	0.006	2.08394	0.008
ELC-4	Dol. Cpx+Pl	18.515	0.044	15.584	0.058	38.438	0.072	0.84170	0.018	2.07010	0.032
ELC-9	Dol. Cpx+Pl	18.585	0.052	15.607	0.052	38.448	0.050	0.83980	0.010	2.06882	0.012
PAN-19	Lamp Cpx	18.910	0.054	15.656	0.054	38.939	0.054	0.82788	0.012	2.05912	0.010