



Universidad del País Vasco Euskal Herriko Unibertsitatea



ZTF-FCT
Zientzia eta Teknologia Fakultatea
Facultad de Ciencia y Tecnología

INFORME SOBRE LA PETROGÉNESIS, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA FORMACIÓN MALCOCINADO EN EL SECTOR BIENVENIDA - USAGRE (Hojas de Usagre, Llerena y Zafra). ZONA DE OSSA-MORENA. PROVINCIA DE BADAJOZ.

GEODE EXTREMADURA

Asistencia Técnica para el:

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Estudio realizado por:

Manuel Carracedo Sánchez
Fernando Sarrionandia Egidazu
José Ignacio Gil Ibarguchi

***Servicio General de Geocronología y Geoquímica Isotópica/SGLker
Departamento de Mineralogía y Petrología
Universidad del País Vasco/EHU***

Con la colaboración de: Eguíluz, L., Larrondo, E. (UPV/EHU),
Palacios, T. (U. de Extremadura)

Marzo 2007

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1. Introducción	5
2. Estructura de la Memoria	9
3. Objetivos	13
4. Metodología	17
5. Formación Malcocinado	21
5.1. Contexto geológico	23
5.2. Características generales de la Formación Malcocinado	24
5.3. Antecedentes sobre la petrología, geoquímica y geocronología	29
6. Petrografía de las muestras analizadas	33
6.1. Muestras MC 1 y MC 9	36
6.2. Muestra MC 2	37
6.3. Muestras MC 4, MC 5 y MC 6	39
6.4. Muestras MC 8 y MC 11	41
6.5. Muestra MC 10	43
6.6. Muestra MC 12	44
7. Geoquímica de roca total	47
7.1. Introducción	49
7.2. Clasificación química	49
7.3. Geoquímica de elementos mayores	53
7.4. Geoquímica de elementos traza	55
7.5. Discriminación de la serie magmática	60
7.6. Marco tectónico	66
8. Geoquímica isotópica	71
8.1. Sistema Rb - Sr	73
8.2. Sistema Sm - Nd	76
8.3. Comparación de los datos de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd	79
8. Discusión	81
10. Conclusiones	85
11. Bibliografía	89
Plancha 1	97
Plancha 2	101
Plancha 3	105

**INFORME SOBRE LA PETROGÉNESIS, GEOQUÍMICA
Y GEOCRONOLOGÍA
DE LA FORMACIÓN MALCOCINADO EN EL SECTOR
BIENVENIDA - USAGRE
(Hojas de Usagre, Llerena y Zafra).**

**ZONA DE OSSA-MORENA
PROVINCIA DE BADAJOZ**

GEODE EXTREMADURA

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

La presente memoria que lleva por título “*Informe sobre la petrogénesis, geoquímica y geocronología de la Formación Malcocinado, en el sector de Bienvenida - Usagre (Hojas de Usagre, Llerena y Zafra). Zona de Ossa-Morena. Provincia de Badajoz. GEODE Extremadura*”, está dirigida al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y ha sido realizada por el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad del País Vasco/EHU, en el marco de las Asistencias Técnicas contempladas para la realización del Mapa Geológico Continuo Digital a escala 1:50.000 de la Provincia de Badajoz (GEODE Extremadura).

A lo largo de la Zona de Ossa-Morena (ZOM), y por debajo de los materiales terrígenos y carbonatados de edad Cámbrico inferior, afloran numerosas secuencias detríticas en las que aparecen intercalaciones de rocas volcánicas de afinidad calcoalcalina. Estas secuencias volcano-sedimentarias de edad Proterozoico superior-Cámbrico inferior, generadas en relación con el ciclo orogénico Cadomiense, han sido tradicionalmente agrupadas dentro de las unidades cartográficas denominadas Formación Malcocinado, Unidad de Loma del Aire y Sucesión Bodonal-Cala. A pesar de su indudable valor paleotectónico, muchos de los afloramientos volcánicos incluidos en estas unidades cartográficas están limitados por contactos mecánicos, contactos complejos o contactos ocultos y, tanto su edad como su posición estratigráfica, no están bien definidas. Además, en la mayor parte de los casos la afinidad química de las rocas volcánicas presentes no está bien establecida. Por semejanzas litológicas, algunas secuencias volcánicas se podrían correlacionar con el magmatismo orogénico Cadomiense, mientras que otras podrían ser correlacionadas con el magmatismo alcalino, de edad Cámbrico, asociado al desarrollo del rift que marca el inicio del ciclo orogénico Hercínico.

Dada la utilidad de las lavas como discriminadores tectonomagmáticos, el IGME consideró necesario abordar de forma específica el estudio

geoquímico (convencional e isotópico) de algunas de estas secuencias volcánicas, cuya filiación magmática resultaba dudosa, con el fin de: (1) establecer su afinidad química y origen, (2) obtener, si fuese posible, su edad, y (3) deducir el marco geodinámico en el que se habían generado. Todo ello debería contribuir a mejorar los modelos geodinámicos que tratan de explicar la evolución tectonomagmática del sector meridional del Macizo Ibérico.

En este trabajo se aborda el estudio geoquímico elemental e isotópico (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd) de las rocas volcánicas asignadas cartográficamente a la Formación Malcocinado que afloran en el sector Bienvenida-Usagre, dentro de las Hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 de Zafra, Llerena y Usagre.

Para la ejecución de esta Asistencia Técnica dentro del desarrollo del Mapa Geológico Continuo de Badajoz (GEODE Extremadura), el IGME, en virtud del Convenio Específico de Colaboración con la Consejería de Economía y Trabajo de la Junta de Extremadura, acordó contratar a la Universidad del País Vasco/EHU los estudios geoquímicos e isotópicos de diez muestras pertenecientes a la Formación Malcocinado.

2. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

2. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

Los resultados obtenidos en este estudio se presentan en una memoria dividida en varios apartados, en los cuales, de forma resumida y por el siguiente orden, se abordan los siguientes aspectos:

2. Objetivos: se enumeran los principales objetivos del estudio.
3. Metodología: se describen los trabajos efectuados durante el desarrollo del estudio, señalando las técnicas y los equipos empleados en los mismos.
4. Formación Malcocinado: se resumen los aspectos geológicos más relevantes publicados sobre la Formación Malcocinado y se revisan las publicaciones que hacen referencia a la misma, incidiendo en la naturaleza de los productos que la forman, su edad, distribución geográfica y significado geológico.
5. Petrografía de las muestras analizadas: se realiza una descripción visual y microscópica de las rocas seleccionadas para su análisis elemental e isotópico, indicándose además su clasificación modal; se señala la localización geográfica de cada una de las muestras analizadas.
6. Geoquímica de roca total: se recogen los datos geoquímicos obtenidos sobre roca total en este estudio (elementos mayores, traza y REE) y se establecen las bases del modelo petrogenético, atendiendo a los siguientes aspectos: (1) clasificación de las rocas en función de su composición química, (2) asignación de las rocas a una serie magmática determinada, (3) discriminación tectonomagmática del ambiente geodinámico en el que se desarrolló el magmatismo, y (4) evaluación de los posibles mecanismos de diferenciación magmática implicados en la génesis de las rocas estudiadas.

7. Geoquímica isotópica: se presentan los datos obtenidos en los análisis isotópicos de roca total de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, y la información geocronológica y petrogenética derivada de los mismos, incidiendo en la posible edad de las rocas, sus relaciones isotópicas iniciales, la naturaleza de la fuente o fuentes y la posible relación genética entre las muestras analizadas.

8. Modelo petrogenético: de forma esquemática se presenta un modelo petrogenético en el que se recogen las principales conclusiones derivadas del estudio.

9. Bibliografía: se citan, por orden alfabético de autores, los diversos trabajos y antecedentes que han sido revisados y empleados durante la elaboración de la presente Memoria.

3. OBJETIVOS

3. OBJETIVOS

El carácter específico del presente trabajo permite fijar de forma precisa los principales objetivos del mismo, que son los que a continuación se citan:

1. Caracterizar geoquímica e isotópicamente el vulcanismo en el sector localizado entre Bienvenida y Usagre, y asignarlo, si procede, a uno de los episodios volcánicos (calcoalcalino vs. alcalino) que se desarrollan en el Cámbrico en la Zona de Ossa-Morena.
2. Tratar de establecer la naturaleza de las potenciales fuentes implicadas en la génesis de los magmas y los procesos de diferenciación que controlan su diversificación.
3. Si es posible, obtener la edad radiométrica (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, en roca total) de los productos volcánicos del sector estudiado.
4. Determinar el marco geodinámico más probable en el que pudo desarrollarse este magmatismo.

4. METODOLOGÍA

3. METODOLOGÍA

Con el fin de alcanzar los objetivos planteados se ha adoptado una metodología de trabajo clásica en petrología y geoquímica que, de forma esquemática, ha supuesto las siguientes actuaciones:

1. Muestreo de los productos volcánicos de la Formación Malcocinado en diversas zonas comprendidas entre las localidades de Usagre y Bienvenida.
2. Elaboración de láminas delgadas (38 x 20 mm y ca. 30 μm de espesor) de las rocas recogidas para realización de los estudios petrográficos y análisis modales.
3. Realización de estudios petrográficos y análisis modales con el objetivo de clasificar las rocas y evaluar su grado de alteración. Para los estudios petrográficos de las láminas delgadas se ha empleado un microscopio polarizador *Leica DMLP* de luz transmitida y luz reflejada. La determinación porcentual de los diversos minerales de las rocas se ha realizado a partir de diagramas normalizados para la estimación visual de porcentajes.
4. Trituración y molienda de las muestras destinadas a la realización de los análisis geoquímicos e isotópicos, de roca total. Esta fase del trabajo ha supuesto, de forma resumida, las siguientes actuaciones: (a) eliminación de las secciones alteradas de las rocas mediante corte con sierra de disco, (b) troceado de la muestra en plaquetas de 1 cm de espesor, con el fin de detectar y eliminar, en la medida de lo posible, elementos ajenos a la composición primaria de las rocas (enclaves, fracturas rellenas por minerales hidrotermales, amígdalas, etc.), (c) trituración a tamaños inferiores a 1 cm de las plaquetas seleccionadas con

una machacadora de mandíbulas revestidas de vidia *Retsch*, (d) molienda a tamaño “impalpable” de los fragmentos triturados con un molino de anillos oscilantes *Retsch* modelo RS 1.

5. Realización de análisis multielementales de roca total. Se fundieron 0.25 g de cada muestra con metaborato de Li y se diluyeron en una solución ácida 1 N de HNO₃ con pequeños contenidos de HF para estabilizar ciertos elementos (HFSE en particular). Las disoluciones finales se midieron en un espectrómetro de masas con fuente de plasma (ICP-MS) *Thermo* modelo X7, según el método de García de Madinabeitia *et al.* (2006).
6. Los análisis isotópicos se realizaron mediante un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica (TIMS) *Finnigan* modelo MAT 262, siguiendo los métodos de Pin y Bassin (1992) para el sistema Rb-Sr, y Pin y Santos Zalduegui (1997) para el sistema Sm-Nd.
7. Tratamiento y análisis de los datos petrográficos y geoquímicos. Comparación de los datos obtenidos con otros recogidos de trabajos específicos que abordan el estudio geoquímico de la Formación Malcocinado y del magmatismo cámbrico de afinidad alcalina.
8. Elaboración del Informe.

5. LA FORMACIÓN MALCOCINADO

5. LA FORMACIÓN MALCOCINADO

5.1. Contexto geológico

La Formación Malcocinado se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas y subvolcánicas calcoalcalinas íntimamente relacionadas con la evolución del orógeno Cadomiense. Aunque en el Macizo Ibérico hay varias áreas en las que se conservan evidencias del ciclo orogénico fini-Proterozoico, los afloramientos que mejor preservan la deformación y el metamorfismo cadomienses están situados en la Zona de Ossa-Morena y en el borde meridional de la Zona Centro Ibérica (ZCI; Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974).

El terreno Cadomiense de la Zona de Ossa-Morena ha sido interpretado como un margen continental activo (Eguíluz *et al.*, 1995, 2000) y dividido en tres unidades geotectónicas. El dominio meridional o de Monesterio está constituido fundamentalmente por grauvacas y pizarras con grados variables de metamorfismo afectados por una intensa deformación lateral izquierda. Los niveles inferiores son anatéticos y constituyen diversos domos gneísicos. El dominio central o zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, de edad principalmente Cámbrico Inferior, incluye un volcanismo bimodal inter-arco o de afinidad de rift, que se cerró durante el Cámbrico Superior y que fue afectado por una intensa deformación y metamorfismo el cual va incrementándose hacia el SW. El dominio septentrional o de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (DOVPR), está constituido principalmente por rocas plutónicas y volcánicas de afinidad de arco débilmente deformadas durante la orogenia Cadomiense (Bandrés *et al.*, 2002).

Las tres unidades geotectónicas están separadas por grandes fallas de salto en dirección que se han interpretado como accidentes principales cadomienses reactivados posteriormente durante el ciclo Varisco: (1) la zona de cizalla de San Pedro de Mérida-Montoro (“falla de Peraleda” de Castro, 1988) separa la Zona de Ossa-Morena de la Centro Ibérica; (2) la zona de Cizalla Badajoz-Córdoba fue extensamente retrabajada por una tectónica

lateral varisca izquierda que se superpuso al metamorfismo y deformación cadomienses, y (3) la falla de Azuaga, que separa los dominios central y meridional (Bandrés *et al.*, 2002).

Por encima de las secuencias cadomienses se depositó en discordancia una sucesión continental de edad Paleozoico inferior (fundamentalmente cámbrica) sin que exista un hiato deposicional superior a los 30 Ma.

El sector meridional de la Zona Centro Ibérica se corresponde con la denominada Zona Luso-Alcúdica de Lotze (1945). Es una zona débilmente deformada y rellena con una potente sucesión clástica sedimentaria de tipo turbidítico, de edad Vendiese superior, que incluye conglomerados con cantos de phthanitas, similares a los encontrados en la Zona de Ossa-Morena (Vidal *et al.*, 1994 a, b; Santamaría, 1995; Pieren Pidal, 2000). En el dominio Alcudiese la secuencia cámbrica muestra un registro faunístico completo desde el precámbrico al cámbrico (Vidal *et al.* 1999).

5.2. Características generales de la Formación Malcocinado

Bajo la denominación Formación Malcocinado se incluye un variado grupo de rocas sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas que afloran a lo largo del flanco norte de la antiforra de Monesterio, en la Zona de Ossa-Morena (Figura 1) discordantes sobre las pizarras y metagrauvas de la Serie Negra (Proterozoico terminal), y cubiertas en discordancia por secuencias terrígenas y carbonatadas de edad Cámbrico inferior (Fricke, 1941; Delgado Quesada, 1971; Liñán, 1978; Sánchez Carretero *et al.*, 1989; Quesada, 1990).

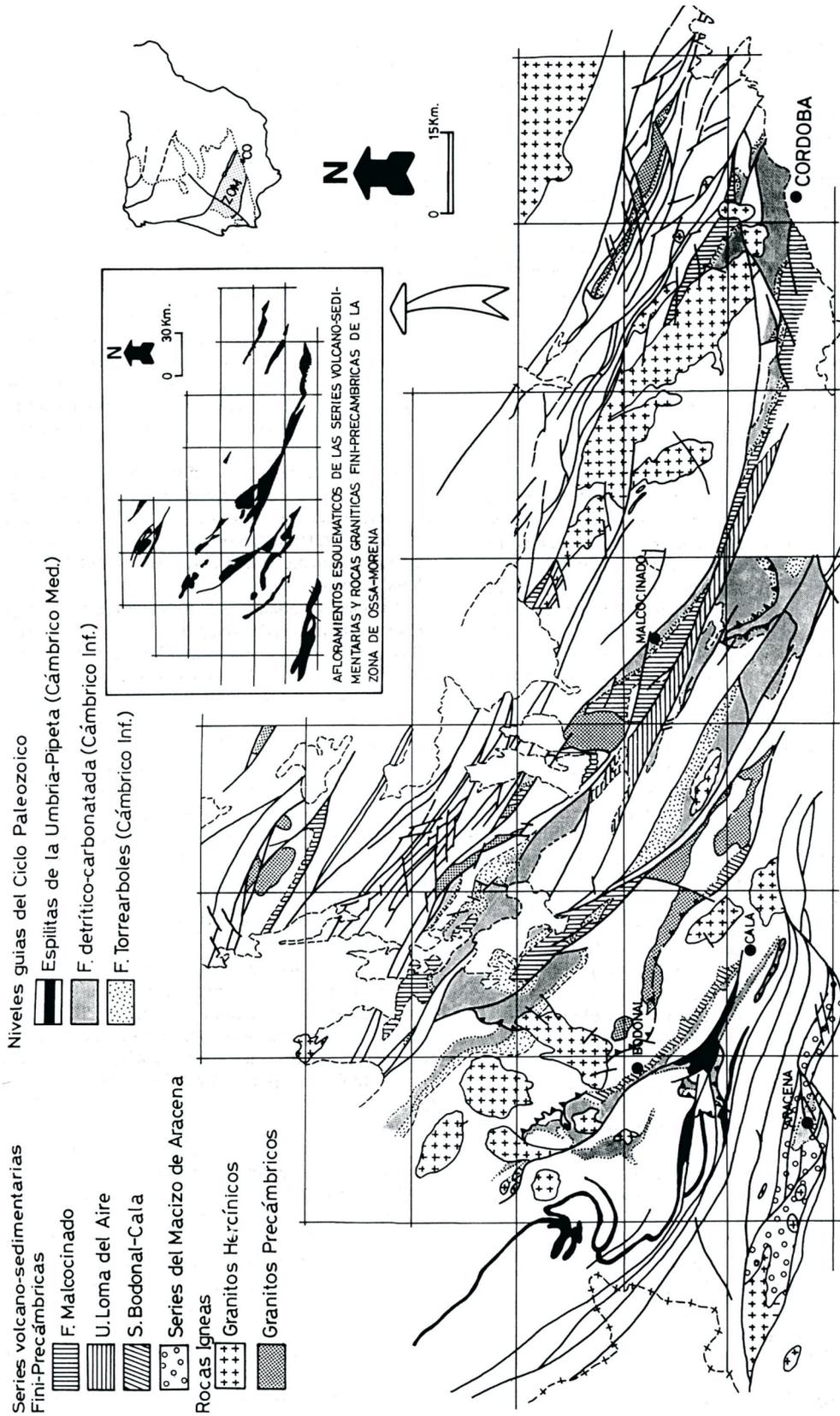


Figura 1. Esquema geológico de la Zona de Ossa-Morena en el que se han destacado, entre otras, las rocas volcano-sedimentarias fini-Precámbricas (figura adaptada de Sánchez-Carretero et al., 1989).

Las rocas sedimentarias muestran un amplio espectro litológico y están representadas por pizarras, filitas, arcosas, grauvacas y calizas. Las rocas volcánicas intercaladas en la secuencia sedimentaria están representadas esencialmente por lavas andesíticas, dacíticas, riolíticas y traquíticas, con escasos términos basálticos, acompañadas por depósitos volcanoclásticos (piroclásticos, volcanoclásticos resedimentados y sedimentarios volcanogénicos) de la misma composición que las lavas. Este amplio conjunto de rocas volcano-sedimentarias está a su vez intruido por pequeños cuerpos plutónicos de naturaleza eminentemente ácida (e.g. La bomba, Ahillones, Escribano; Sánchez Carretero *et al.*, 1989) los cuales genéticamente parecen estar relacionados con las rocas volcánicas.

Aunque La Formación Malcocinado se circunscribe exclusivamente a la Zona de Ossa-Morena, el importante desarrollo regional de este evento volcánico calcoalcalino queda refrendado por su vasta extensión, ya que aflora de forma discontinua desde el norte de la provincia de Córdoba hasta la parte occidental de la provincia de Badajoz, siendo numerosas las Hojas MAGNA a escala 1:50.000 en las que se ha cartografiado (Figura 1). Estos afloramientos se disponen siguiendo las directrices variscas (N120-140E), encontrándose los más extensos fundamentalmente en las siguientes áreas: en las inmediaciones de Puebla de la Reina, entre Espiel y el embalse del Guadamellato; en la parte meridional de Granja de Torrehermosa; en las proximidades de Villaviciosa de Córdoba, desde Fuente del Maestro hasta Córdoba, y entre Calzadilla de los Barros y Puebla del Maestro (Sánchez Carretero *et al.*, 1989).

El vulcanismo presenta características mineralógicas y geoquímicas calcoalcalinas (Figura 2) con marcada anomalía negativa en Nb, y ha sido equiparado según los autores con el magmatismo que se desarrolla en ambientes de margen continental activo (Sánchez Carretero *et al.*, 1989), de margen continental activo sobre corteza relativamente juvenil (Pin *et al.*, 2002) o en ambientes de arco de islas (Quesada, 1989). Los términos básicos situados en la parte superior de la secuencia volcánica, estudiada por Pin *et al.* (2002) en la sierra de Córdoba, incluyen basaltos alcalinos, sin anomalía

negativa en Nb, que presentan características típicas de basaltos alcalinos de intraplaca (Figura 3).

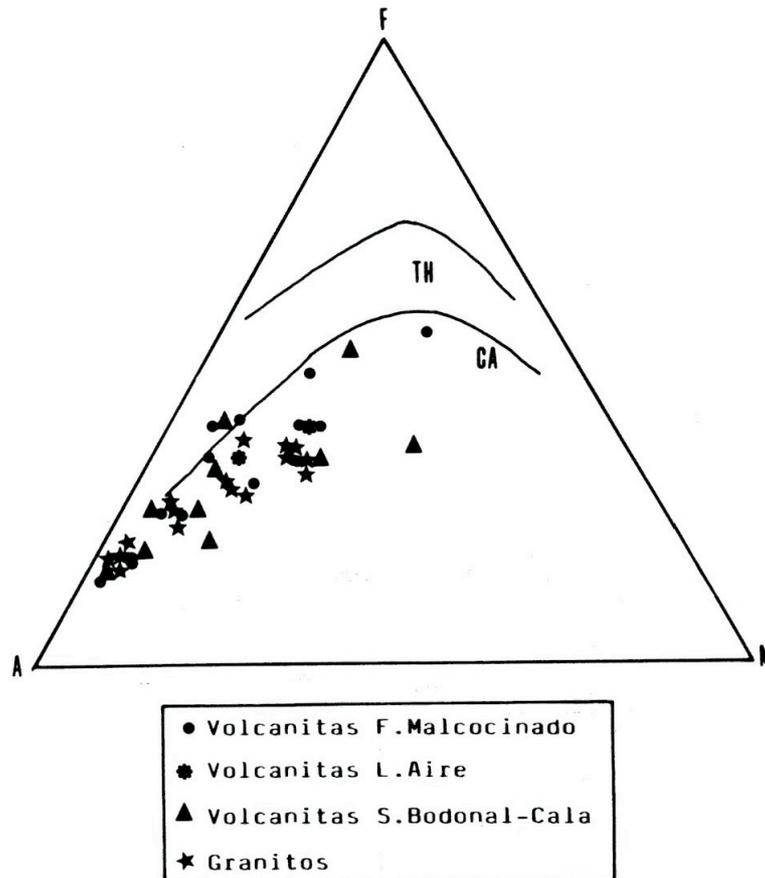


Figura 2. Proyección en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) de las muestras pertenecientes a la Formación Malcocinado analizadas por Sánchez-Carretero et al., (1989).

Los datos estratigráficos y paleontológicos de las secuencias sedimentarias situadas a techo y a muro de la Formación Malcocinado sugieren que su edad es Proterozoico terminal (Capdevila et al., 1971; Liñán, 1974). En el mismo sentido apunta la presencia de cantos volcánicos retrabajados en las secuencias del Cámbrico inferior (Sánchez Carretero et al., 1989). Sin embargo, Ordóñez et al. (1998) han datado el vulcanismo en 522 Ma (SHRIMP U-Pb, zircón), lo que sugiere que la actividad volcánica se mantuvo hasta el Cámbrico inferior.

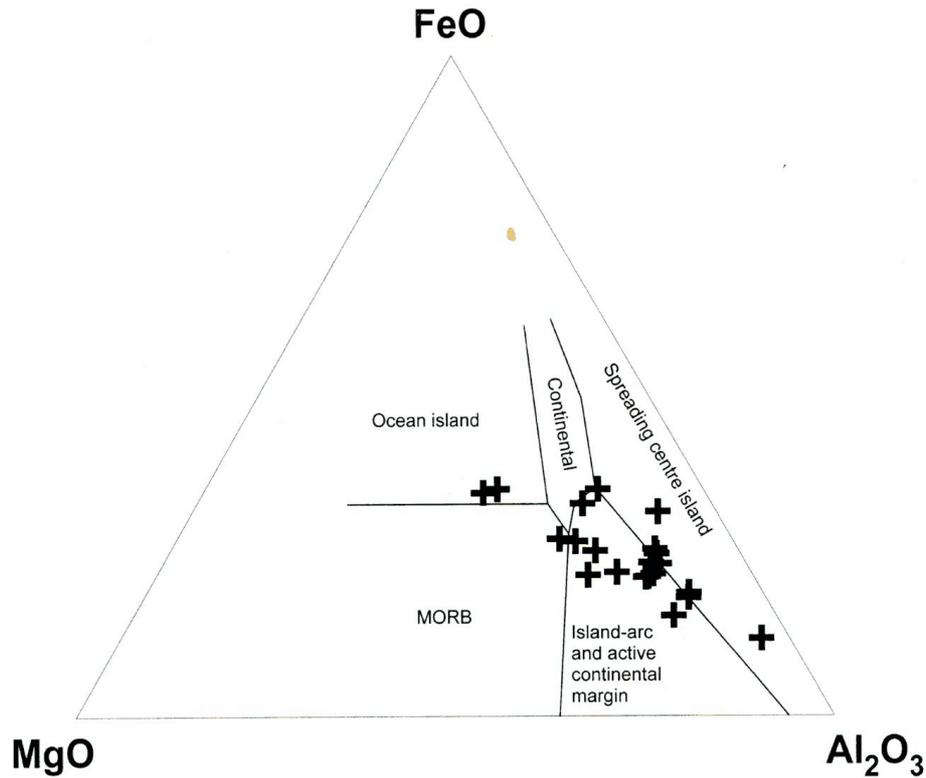


Figura 3. Diagrama MgO-FeO-Al₃O₃ de caracterización tectonomagmática (Pearce *et al.*, 1977), en el que aparecen proyectadas las muestras pertenecientes a la Formación Malcocinado analizadas por Pin *et al.* (2002).

Según el modelo conceptual en vigor para la Formación Malcocinado se considera que esta Formación está íntimamente relacionada con el ciclo orogénico fini-Proterozoico, esto es, con la orogenia Cadomiense. Este ciclo supuso la colisión entre el actual borde meridional de la Zona Centro Ibérica y un arco de islas o un margen continental activo, que estarían representados por la Zona de Ossa-Morena, entre el Proterozoico terminal y el Cámbrico inferior (Sánchez Carretero *et al.*, 1989; Quesada, 1990; Ordóñez *et al.*, 1998; Pin *et al.*, 2002). La acreción se iniciaría con la subducción de la porción oceánica de la placa Centro-Ibérica bajo la placa mixta de Ossa-Morena (Figura 4). Durante este proceso, se generaría en la placa de Ossa-Morena un margen activo (Sánchez Carretero *et al.*, 1989) o un arco de islas (Quesada, 1990; Pin *et al.*, 2002), en el que se formarían los depósitos ígneos de naturaleza calcoalcalina (tramo inferior de la Formación Malcocinado). La consunción de la corteza oceánica habría provocado la colisión y acreción del

arco a la Zona Centro Ibérica (episodio de deformación Cadomiense 1). Posteriormente, según los modelos que proponen la existencia de un arco, la cuenca tras-arco remanente de la placa de Ossa-Morena se habría cerrado progresivamente bajo la zona previamente acrecionada (margen continental activo implicando materiales juveniles), como consecuencia de la inversión en la polaridad de la subducción, a la vez que se rellenaría con los depósitos volcánicos y los sedimentos orogénicos (tramo superior de la Formación Malcocinado; Quesada, 1990; Pin *et al.*, 2002). La culminación del ciclo orogénico supuso la colisión global entre la las zonas de Ossa-Morena y Centro Ibérica (episodio de deformación Cadomiense 2).

5.3. Antecedentes sobre la petrología, geoquímica y geocronología

Fricke (1941) fue el primer autor que utilizó el nombre de la localidad pacense de Malcocinado (Serie de Malcocinado) para referirse a un conjunto de materiales arcósicos que afloran en el entorno de esta localidad y se sitúan por debajo de las sucesiones Cámbricas datadas de la Zona de Ossa-Morena. A techo de esta serie aflora un conglomerado poligénico que denominó conglomerado de Sotillo.

Delgado Quesada (1971) señaló que en la Serie detrítica de Malcocinado se intercalan lavas y piroclastos de composición andesítica y lutítico-cuarcítica. Liñán (1978) denominó Formación San Jerónimo a una serie compuesta por andesitas y materiales detríticos que afloran por debajo del Cámbrico inferior en la sierra de Córdoba (sureste de la Zona de Ossa-Morena).

En trabajos posteriores se utilizó ya la denominación Formación Malcocinado para designar a las secuencias volcano-sedimentarias que subyacen discordantes a las series del Cámbrico inferior o del tránsito Cámbrico-Precámbrico (e.g. Formación Torreárboles, Liñán, 1978) y afloran en el flanco norte del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, exceptuando los

afloramientos volcánicos de la Unidad Loma del Aire. Las secuencias volcano-sedimentarias pertenecientes a la Unidad de la Loma del Aire están situadas en las hojas de Llerena, Guadalcanal y Puebla del Maestre, y están limitadas por fallas; su edad y posición estratigráfica es desconocida por lo que su correlación con las secuencias diferenciadas como Formación Malcocinado es dudosa. Las secuencias volcánicas equivalentes a la Formación Malcocinado pero ubicadas en el flanco sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, y discordantes sobre la Formación Tentudía (Eguiluz *et al.*, 1983), fueron denominadas porfiroides de Bodonal-Cala (Hernández-Henrile, 1971); más tarde, Sánchez Carretero *et al.* (1989) utilizaron el término Sucesión Bodonal-Cala para denominar a estas mismos materiales.

Dada la importancia volumétrica y la enorme extensión regional de esta Formación, así como su enorme interés como indicador paleotectónico, sorprende, como se ha puesto de manifiesto en el anterior apartado, la escasez de trabajos petrológicos específicos desarrollados sobre la misma.

El primer trabajo que abordaba el estudio y caracterización geoquímica del magmatismo del Precámbrico terminal de la Zona de Ossa-Morena (Formación Malcocinado, Unidad de Loma del Aire y Sucesión Bodonal-Cala) fue el de Sánchez-Carretero *et al.* (1989). Estos autores concluyeron que la mayor parte de los productos volcánicos eran de naturaleza ácida y no andesítica, tal y como se establecía hasta entonces, habiendo un notable predominio de las rocas piroclásticas entre los diversos productos volcánicos. Desde el punto de vista geoquímico, se trataría de un magmatismo calcoalcalino a calcoalcalino alto en K, con un incremento en el contenido en K a medida que los afloramientos se situaban más al sur. Estos autores consideraron este magmatismo como sinorogénico con respecto al ciclo orogénico finiprecámbrico (Rifeense superior-Vendiense) y formado en relación con un margen activo, probablemente continental, existiendo una zona de subducción que buzará hacia el SW bajo el límite septentrional de la Zona de Ossa-Morena.

Ordóñez et al. (1998) dataron mediante SHRIMP el vulcanismo calcoalcalino en la antiforma de Olivenza-Monesterio y obtuvieron una edad de 522 Ma (U-Pb, zircón) para la Formación Malcocinado y una edad de 514 Ma (U-Pb, zircón) para la Sucesión de Bodonal, confirmando que el vulcanismo se prolongaba hasta el Cámbrico inferior.

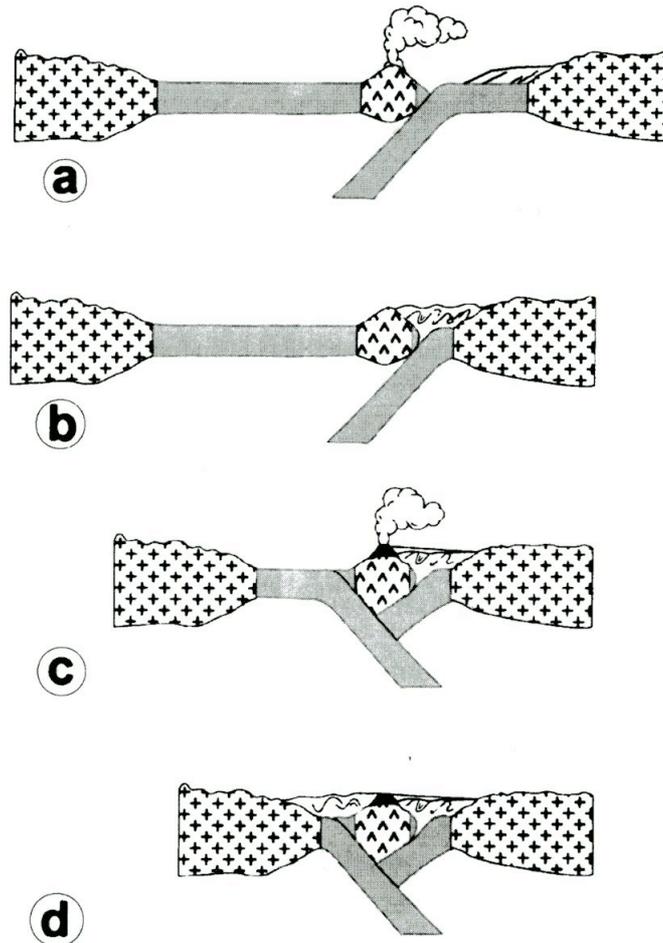


Figura 4. Modelo geodinámico propuesto por Pin et al., 2002 para el origen y evolución de la Formación Malcocinado: (a) subducción intraoceánica, con la aproximación de un arco de islas a un margen pasivo; (b) colisión del arco con el margen pasivo (deformación principal cadomiense); (c) inversión en la polaridad de la subducción y segunda fase de magmatismo calcoalcalino; (d) acoplamiento de las placas tectónicas en un régimen de salto en dirección.

El trabajo más reciente, y hasta la fecha el único que aborda las características isotópicas de esta Formación, se debe a Pin et al. (2002). Estos autores aportan nuevos datos geoquímicos e isotópicos (Sm-Nd) de roca total pertenecientes a 21 muestras volcánicas y sedimentarias. En ese trabajo se destaca el carácter mantélico de los magmas y la proveniencia de una fuente

empobrecida en tierras raras ligeras (LREE). Se trataría de magmas calcoalcalinos en origen, aunque gran parte de las características originales de los mismos estarían modificadas por la asimilación, en cantidades variables, de material cortical. El marco de desarrollo más probable también lo situaban en un margen continental activo, aunque sugerían que la corteza continental sería relativamente joven.

6. PETROGRAFÍA DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

6. PETROGRAFÍA DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

En este apartado se describe de forma resumida la petrografía de las 10 muestras analizadas en este trabajo, incidiendo en aquellos aspectos que son esenciales para complementar el estudio geoquímico: mineralogía, textura, clasificación, grado de alteración y presencia de elementos exóticos como fracturas ocupadas por minerales secundarios, amigdalas, enclaves, etc. El estudio de cada muestra incluye descripciones macroscópicas y microscópicas, ilustradas con fotografías y microfotografías tomadas a las muestras de mano y a las láminas delgadas estudiadas. Asimismo, cada descripción incluye la localización geográfica de la muestra analizada.

Conviene señalar que todas estas muestras se han recogido en cuerpos lávicos de potencia y corrida variable, evitándose la selección de muestras correspondientes a depósitos explosivos, epiclásticos, filonianos y plutónicos. Asimismo, merece destacar que, si bien a grandes rasgos las rocas estudiadas carecen de notables signos de deformación y alteración hidrotermal, a escala microscópica se observan en algunos casos transformaciones texturales y mineralógicas relacionadas con un metamorfismo regional de grado bajo (facies de esquistos verdes s.l.). Sin embargo, la preservación en forma relicta de las texturas originales y de parte de la mineralogía primaria permite identificar la naturaleza de los protolitos volcánicos originales. Asumiendo un comportamiento isoquímico del metamorfismo, con la cautela que exige esta circunstancia, el tratamiento de estas rocas se hará en función de los mismos esquemas de clasificación y caracterización química que se utilizan habitualmente en el estudio de las rocas volcánicas.

6.1. Muestras MC 1 y MC 9

Las muestras MC 1 y MC 9 presentan unas características petrográficas similares, por lo que la descripción que a continuación se expone es común para ambas rocas.

Localización en coordenadas UTM

MC 1: 218506 4236689

MC 9: 225786 4255091

Descripción de visu

Rocas de color gris oscuro, afáníticas, masivas y aparentemente isótropas, aunque en determinadas zonas se observan fábricas planolineares definidas por la orientación preferente de los microfenocristales en relación al flujo magmático. La muestra MC 9 presenta, además, una esquistosidad incipiente, sin signos evidentes de deformación cristalina. Muestran una textura microporfídica a porfídica, definida por la existencia de microfenocristales y fenocristales de feldespato incluidos en una matriz microcristalina felsítica, en la que destaca la presencia de biotita. Los fenocristales son, en términos generales, subidiomorfos a ligeramente idiomorfos, con tamaños inferiores a los 5 mm, aunque ocasionalmente pueden aparecer individuos de hasta 8 mm de longitud. Hay una evidente alteración meteórica, que se manifiesta en forma de pátinas amarillentas sobre las superficies expuestas de la roca (1 cm de espesor).

Descripción microscópica

Tanto la muestra MC 1 como la MC 9 preservan características esencialmente ígneas y exhiben una textura holocristalina microporfídica, con microfenocristales idiomorfos a subidiomorfos de plagioclasa albítica (< 5 mm), incluidos en una matriz microcristalina felsítica, formada por plagioclasa

albítica, biotita, cuarzo, minerales opacos, apatito y circón. En determinados dominios es patente una textura fluidal definida por la orientación paralela de los microfenocristales y, en menor medida, de la matriz.

Ambas rocas engloban pequeños enclaves (< 5 mm) redondeados o elipsoidales de cuarcitas (1 % en volumen), parcialmente asimilados por el magma, y constituidos íntegramente por granos deformados de cuarzo (¿cuarcitas?). La alteración supergénica está desarrollada de forma uniforme, siendo la sericita y las micas blancas los principales productos secundarios.

La muestra MC 9 presenta una esquistosidad incipiente o grosera marcada por bandas milimétricas más deformadas y trituradas en las que se concentran cristales orientados de epidota, clorita, cuarzo, minerales opacos y calcita. A favor de algunos de estos planos se desarrollan microfracturas por las cuales circularían fluidos hidrotermales que alteraron preferencialmente determinadas bandas de la roca.

Clasificación

Las rocas están constituidas, en orden decreciente de abundancia, por la siguiente mineralogía primaria: plagioclasa albítica, biotita, cuarzo, minerales opacos, apatito y circón. En base a las proporciones modales de los fenocristales, establecidas mediante los gráficos normalizados de estimación visual de porcentajes, las muestras MC 1 y MC 9 se clasifican como *fenodacitas* (diagrama QAPF; IUGS, 2002).

6.2. Muestra MC 2

Localización en coordenadas UTM

MC 2: 218234 4236759

Descripción de visu

Roca de color gris verdoso claro, afanítica, masiva, aparentemente isótropa, con textura microporfídica, abundantes microfenocristales (≤ 1 mm) de feldespato y, mucho más escasos, de biotita, incluidos en una matriz afanítica. La roca carece, aparentemente, de deformación y alteración, y sólo las superficies externas presentan pátinas amarillentas a anaranjadas de 3-4 mm de espesor relacionadas con una ligera alteración meteórica.

Descripción microscópica

Roca con textura holocristalina microporfídica y matriz traquítica. Los microfenocristales (< 1.5 mm) son de plagioclasa (albita) y biotita, y están incluidos en una matriz microcristalina felsítica formada mayoritariamente por plagioclasa (albita). Los minerales accesorios son biotita, cuarzo, opacos, circón y apatito.

Aunque muchos de los cristales de feldespato presentan macla de la albita, un buen número de ellos están maclados, aparentemente, según Carlsbad y al microscopio parecen de feldespato potásico. No obstante, la lámina delgada ha sido teñida con cobaltinitrito sódico y se ha comprobado la ausencia de feldespato potásico.

No hay signos evidentes de deformación, ni se observan fracturas rellenas de minerales secundarios y la escasa alteración que presenta se manifiesta en la presencia de sericita, clorita, opacos y minerales de la arcilla.

Clasificación

La roca está constituida, en orden decreciente de abundancia, por: plagioclasa (albita), cuarzo, biotita, minerales opacos, circón y apatito. La clasificación de esta muestra, compuesta esencialmente por plagioclasa sódica, plantea un

problema de asignación en el diagrama QAPF (IUGS, 2002), ya que desconocemos el contenido en el componente anortita (An) de la plagioclasa. Si la plagioclasa fuera An_{0-5} , la roca se clasificaría como una traquita; si el componente An en la plagioclasa fuera mayor del 5 %, la roca se clasificaría como una andesita/basalto.

Sin embargo, el escaso contenido en minerales máficos y la “acidez” de la plagioclasa sugieren que se trata de una traquita sódica, formada exclusivamente por albita. La ausencia de alteraciones importantes, de minerales hidrotermales y de minerales secundarios, como epidota y calcita, impide considerarla como un keratófido (*Keratophyre: now more generally applied to all salic extrusive and hypabyssal rocks characterized by the presence of albite or albite-oligoclase and chlorite, epidote, and calcite, generally of secondary origin, AGI glossary*).

6.3. Muestras MC 4, MC 5 y MC 6

Las tres muestras, a pesar de corresponder a cuerpos distintos y estar recogidas en puntos separados, reúnen una serie de características texturales y composicionales muy similares, si no idénticas, por lo que la descripción que a continuación se desarrolla es común para las tres.

Localización en coordenadas UTM

MC 4:	214348	4259419
MC 5:	214465	4259302
MC6:	215553	4258008

Descripción de visu

Rocas de color gris oscuro, afaníticas, masivas, aparentemente isótropas, aunque en determinadas zonas se puede observar una fábrica planolinear, definida por la orientación preferente de los microfenocristales. Tienen una

textura microporfídica, definida por microfenocristales (< 4 mm) de feldespato y minerales opacos, incluidos en una matriz oscura. La roca presenta una esquistosidad grosera, poco penetrativa. La alteración es poco importante y se manifiesta en pátinas amarillentas a anaranjadas (2-3 mm de espesor) restringidas a las superficies externas de la roca. La muestra MC 6 tiene una distribución de los microfenocristales heterogénea, en el sentido de que hay zonas enriquecidas en éstos y otras en las que apenas existen. Además, esta misma roca aparece algo fracturada, y a favor de dichas fracturas tiene lugar una alteración intensa (¿hidrotermal?) que da lugar a un agregado mineral en el que existen carbonatos.

Descripción microscópica

Roca con textura holocristalina microglomeroporfídica con matriz felsítica. Los microfenocristales son de plagioclasa albítica (< 4 mm) y están incluidos en una matriz microcristalina felsítica formada por plagioclasa albítica, cuarzo, minerales opacos, apatito y biotita. En determinados dominios es patente una textura fluidal definida por la orientación paralela de los microfenocristales y los glomerocristales.

Aunque muchos de los cristales de feldespato presentan macla de la albita, un buen número de ellos están maclados, aparentemente según Carlsbad, y al microscopio parecen de feldespato potásico. No obstante, la lámina delgada ha sido teñida con cobaltinitrito sódico y se ha comprobado la ausencia de feldespato potásico.

Son muy frecuentes las microfracturas abiertas, de carácter tardío, rellenas por calcita, clorita, minerales opacos y epidota. La alteración es moderada, uniforme, y se manifiesta en la presencia de sericita y micas blancas, asociadas a la alteración de la plagioclasa, y de clorita, asociada a la alteración de biotita.

Clasificación

La roca está constituida, en orden decreciente de abundancia, por: plagioclasa albítica, cuarzo, minerales opacos, apatito y biotita. En base a las proporciones modales establecidas mediante los gráficos normalizados de estimación visual de porcentajes, las muestras MC 4, MC 5 y MC 6 se clasifican como *cuarzo-traquitas* en el diagrama QAPF de Le Bas y Streckeisen (1991), siempre y cuando el contenido en An de la plagioclasa sea inferior al 5 %. En caso contrario deberían clasificarse como andesitas/basaltos.

Sin embargo, el escaso contenido en minerales máficos y la “acidez” de la plagioclasa sugieren que se trata de una cuarzo traquita sódica, formada exclusivamente por albita y cuarzo. A diferencia de la muestra MC 2, estas rocas presentan una alteración más importante, con presencia de minerales hidrotermales y de minerales secundarios, como epidota, clorita y calcita, por lo cual podría considerarse como un cuarzo keratófido.

6.4. Muestras MC 8 y MC 11

Una vez más, en este apartado se realiza una descripción conjunta de dos muestras que, a pesar de pertenecer a cuerpos distintos, presentan unas características petrográficas comunes.

Localización en coordenadas UTM

MC 8:	225817	4255228
MC 11:	200764	4268378

Descripción de visu

Rocas de color gris claro, afaníticas, masivas, con fábricas planolineares, y textura microporfídica definida por la existencia de microfenocristales (< 3

mm) de feldespato incluidos en una matriz oscura. Las rocas carecen aparentemente de deformación y no están alteradas. No obstante, la muestra MC 11 tiene un bandeo composicional que parece estar relacionado con la alteración hidrotermal; estas bandas están constituidas, entre otros minerales, por epidota.

Descripción microscópica

Roca con textura holocristalina, microcristalina inequigranular, en algunas zonas incluso microporfídica, con microfenocristales de plagioclasa. En determinados dominios es patente una textura fluidal definida por la orientación paralela de los microfenocristales. La mineralogía primaria de la roca es: albita, cuarzo, anfíbol, minerales opacos y apatito.

Son muy frecuentes las microfracturas abiertas de carácter tardío rellenas por calcita, cuarzo, epidota y clorita, dando en ocasiones una falsa estructura bandeada. La alteración es patente y se concentra sobre todo en torno a las microfracturas, llegando en algunos puntos a enmascarar la textura y la paragénesis originales de la roca. Los minerales de alteración son: epidota, sericita, micas blancas, clorita, calcita, cuarzo y rutilo.

En la muestra MC 11, el anfíbol es el principal ferromagnesiano de la roca, aunque está alterado a epidota y clorita. Son anfíboles de morfología subidiomorfa a idiomorfa y hábito acicular, con tamaños de hasta 1 mm de longitud. Son pleocroicos en tonos verdes ligeramente azulados, con esporádicas inclusiones de minerales opacos y apatito. En la muestra MC 8 el anfíbol es incoloro y de pequeño tamaño (< 1 mm), y pertenece al grupo tremolita-actinolita.

Clasificación

La roca está constituida, en orden decreciente de abundancia, por: albita, anfíbol, cuarzo, minerales opacos y apatito. En base a las proporciones

modales establecidas mediante los gráficos normalizados de estimación visual de porcentajes, las muestras MC 8 y MC 11 se clasifican como *andesitas/basaltos* en el diagrama QAPF de Le Bas y Streckeisen (1991).

6.5. Muestra MC 10

Localización en coordenadas UTM

MC 10: 225803 4255038

Descripción de visu

Roca de color gris verdoso claro, afanítica, masiva, con una fábrica aparentemente isótropa. No se observan signos aparentes de deformación, aunque hay una alteración relacionada con pequeñas fracturas que da lugar a un agregado mineral de color verde amarillento.

Descripción microscópica

Roca con textura holocristalina microporfídica fluidal, con microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, incluidos en una matriz criptocristalina mesocrática, en la que se identifican con dificultad, al menos, cuarzo, minerales opacos y apatito.

La alteración es patente y se forman minerales como: epidota, sericita, calcita, cuarzo, rutilo y opacos. No se observan signos evidentes de deformación, sólo hay una ligera recristalización de la matriz, y microfracturas abiertas y ocupadas por cuarzo.

El clinopiroxeno es probablemente el principal ferromagnesiano de la roca, aunque sólo se preserva de forma relictas. Los microfenocristales de este mineral están transformados casi en su totalidad a epidota y óxidos.

Originalmente parecen tratarse de cristales de hasta 0.3 mm de longitud, en ocasiones con maclas simples, y las inclusiones, si bien son escasas, están representadas por algunos minerales opacos.

Clasificación

La roca está constituida, en orden decreciente de abundancia, por la siguiente mineralogía primaria: plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo, minerales opacos y apatito. En base a las proporciones modales de los fenocristales, establecidas mediante los gráficos normalizados de estimación visual de porcentajes, la muestra MC 10 se clasifica provisionalmente como *fenandesita/fenobasalto* en el diagrama QAPF de Le Bas y Streckeisen (1991).

6.6. Muestra MC 12

Localización en coordenadas UTM

MC 12: 200764 4268378

Descripción de visu

Roca de color gris verdoso oscuro, afanítica, masiva, con una fábrica planolinear poco marcada, definida por la orientación preferente de los fenocristales en relación con la esquistosidad. La textura es microporfídica a porfídica, y está definida por la existencia de fenocristales de plagioclasa (< 3 mm) y biotita (< 1 mm) incluidos en una matriz oscura. Es patente la existencia de una alteración hidrotermal puesta de manifiesto por coloraciones rojizas relacionada con pequeñas fracturas.

Descripción microscópica

La textura general de la rocas es porfidoclástica y está definida por la presencia de porfidoclastos de plagioclasa y clastos de la roca ígnea original rodeados por concentraciones de clorita, biotita y epidota que definen una esquistosidad grosera esencialmente lepidoblástica. La preservación de texturas relictas permite definir la textura ígnea original como holocristalina microporfídica con matriz micro-criptocristalina. Los microfenocristales de plagioclasa se encuentran inmersos en una matriz mesocrática a melanocrática, micro a criptocristalina, equigranular, formada por plagioclasa, clorita, cuarzo y opacos.

La roca muestra además una notable alteración meteórica (¿hidrotermal?) que da lugar a la formación de sericita, epidota y minerales opacos.

Clasificación

Los constituyentes primarios de la roca son, según el orden decreciente de abundancia: plagioclasa, biotita, cuarzo y minerales opacos. En base a las proporciones modales de los fenocristales establecidas mediante los gráficos normalizados de estimación visual de porcentajes la muestra MC 12 se clasifica provisionalmente como *metafenoandesita/metafenobasalto* en el diagrama QAPF de Le Bas y Streckeisen (1991).

7. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

7. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

7.1. Introducción

En este capítulo se tratan los resultados de los análisis multielementales de roca total de las 10 muestras seleccionadas para su análisis, descritas en el apartado precedente. Antes de iniciar este capítulo conviene señalar que, a pesar del selectivo y cuidadoso muestreo efectuado en el campo, tratando de obtener muestras inalteradas, ha sido muy difícil encontrar rocas sin alteración y sin componentes exóticos (rellenos hidrotermales, enclaves, amígdalas, etc.). Tal y como se ha indicado en el apartado correspondiente (Metodología), para evitar los efectos de la alteración, a las muestras analizadas se les han extraído previamente las partes alteradas con la ayuda de un disco de sierra de diamante. No obstante, y tal y como se cita en el apartado de petrografía, las rocas muestran un grado de alteración variable, no muy perceptible a simple vista que, en algunos casos, enmascara parcialmente la paragénesis y las texturas originales. Además, en ocasiones se presentan microfracturas mineralizadas, e incluso microenclaves, difíciles de eliminar de la muestra a pesar de la minuciosa selección de los fragmentos efectuada con anterioridad a la molienda. Por tanto, es preciso tener presente, a la hora de interpretar los datos analíticos y extraer información geológica de ellos, que algunos elementos (e.g. K_2O , Na_2O , CaO , TiO_2 , FeO^* , Rb, Sr, etc.) han podido ser parcialmente removilizados, mientras que otros elementos (Ni, Cr, V, P, Y, Nb, Zr y REE) han podido mantenerse más inmóviles.

7.2. Clasificación química

Entre las 10 muestras analizadas no existe ninguna que presente composiciones básicas aunque, en general, el espectro composicional es amplio, abarcando desde términos intermedios (53,21 % en peso de SiO_2) a ácidos (67,77 % en peso de SiO_2), con un ligero predominio de estos últimos (Tabla 1).

Tabla 1. Datos analíticos de roca total correspondientes a las 10 muestras de la Formación Malcocinado seleccionadas para este estudio

Muestra	MC-1	MC-2	MC-4	MC-5	MC-6	MC-8	MC-9	MC-10	MC-11	MC-12
SiO ₂	61,07	64,83	61,51	65,60	67,77	53,21	60,80	55,82	52,39	55,23
Al ₂ O ₃	16,07	17,48	17,38	14,53	15,93	14,42	16,25	17,42	16,04	17,50
TiO ₂	0,46	0,35	0,44	0,55	0,33	0,79	0,90	0,94	0,70	1,20
CaO	4,49	0,64	1,96	0,92	0,51	8,30	4,56	5,65	8,82	1,90
Fe ₂ O ₃ T	3,49	1,86	5,39	6,35	4,78	7,68	5,99	8,68	7,41	9,15
K ₂ O	1,45	0,15	0,13	0,30	0,08	0,80	1,47	0,60	0,08	0,18
MgO	2,20	2,69	0,96	1,16	1,03	7,52	1,96	3,13	4,56	6,09
MnO	0,07	0,01	0,04	0,05	0,03	0,12	0,08	0,17	0,15	0,06
Na ₂ O	5,35	8,12	9,26	7,18	8,59	2,61	3,66	3,82	3,98	4,12
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,22	0,16	0,17	0,16	0,26	0,16	0,12	0,25
LOI	3,90	2,35	2,33	1,59	0,88	3,86	2,93	2,82	6,82	5,34
Ba	120,04	19,23	25,14	55,21	10,42	209,05	370,80	327,43	21,87	55,26
Co	28,34	19,45	32,39	31,50	38,06	35,91	29,41	36,57	38,32	33,50
Cr	47,27	4,64	2,73	4,36	3,12	296,91	18,14	3,94	123,96	79,95
Cs	1,18	0,14	0,14	0,37	<LMD	0,53	2,00	0,21	<LMD	0,37
Cu	10,87	5,25	2,59	2,07	1,60	51,66	11,52	11,48	1,84	7,52
Nb	3,54	1,51	4,68	4,19	5,04	2,27	13,06	2,65	2,27	12,45
Ni	<LMD	<LMD	<LMD	<LMD	<LMD	61,67	<LMD	<LMD	31,78	34,11
Rb	28,96	3,14	3,95	10,33	2,27	15,62	46,40	8,47	2,45	6,29
Sc	10,64	4,44	7,71	11,26	5,33	33,00	18,97	23,28	31,97	28,43
Sn	6,50	<LMD	2,94							
Sr	217,89	120,00	158,88	128,58	87,34	634,97	465,10	368,95	1064,12	156,58
Th	2,58	2,08	2,16	3,24	4,59	2,18	9,32	2,00	1,79	5,02
U	2,04	1,29	1,44	1,21	2,52	1,01	4,56	1,17	1,02	2,05
V	75,02	38,75	47,26	40,98	34,86	206,72	92,08	219,09	227,71	160,95
Y	11,40	9,81	21,56	20,69	14,06	19,28	34,75	24,25	19,46	36,20
Zn	36,06	22,95	27,12	51,48	32,72	76,51	84,72	104,50	71,12	132,90
Zr	86,66	72,59	107,99	88,43	118,04	78,85	217,61	83,22	69,92	188,01
La	16,12	25,77	12,87	10,79	17,11	11,48	30,68	10,10	8,87	14,68
Ce	34,07	55,56	27,36	22,40	35,66	25,54	62,31	21,66	19,28	31,85
Pr	4,72	7,46	3,87	3,17	4,67	3,88	8,38	3,22	2,83	5,04
Nd	17,35	26,90	15,26	12,28	16,68	16,13	31,35	13,28	11,72	20,50
Sm	3,05	4,64	3,09	2,78	3,06	3,57	6,33	3,31	2,76	4,95
Eu	0,95	1,04	0,83	0,67	0,78	1,03	1,33	1,02	0,81	1,11
Gd	2,65	3,46	2,99	2,88	2,50	3,27	5,90	3,33	2,75	4,88
Tb	0,34	0,37	0,47	0,50	0,32	0,51	0,90	0,58	0,47	0,86
Dy	1,84	1,69	3,04	3,08	1,89	3,00	5,15	3,48	2,84	5,36
Ho	0,38	0,32	0,69	0,67	0,44	0,66	1,15	0,80	0,65	1,25
Er	0,95	0,85	1,87	1,73	1,31	1,64	2,91	2,07	1,67	3,28
Tm	0,16	0,14	0,34	0,29	0,25	0,30	0,51	0,37	0,30	0,59
Yb	0,93	0,84	2,05	1,74	1,58	1,67	2,97	2,16	1,75	3,36
Lu	0,17	0,16	0,40	0,32	0,31	0,29	0,51	0,40	0,31	0,58
ΣREE	83,68	129,20	75,13	63,30	86,56	72,97	160,38	65,78	57,01	98,29

La clasificación de estas rocas en función de los diagramas químicos SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (diagrama TAS; Le Bas *et al.*, 1986) y diagrama SiO_2 vs. K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976), recalculados estos óxidos a 100 libras de H_2O y CO_2 , es la siguiente (Figuras 5 y 7B):

- MC11: andesita basáltica (sódica) pobre en K_2O
- MC 8: andesita basáltica media en K_2O
- MC10: andesita (sódica) pobre en K_2O
- MC 12: andesita (sódica) pobre en K_2O
- MC 5: dacita (sódica) pobre en K_2O
- MC 1: dacita (sódica) media en K_2O
- MC 9: dacita (sódica) media en K_2O
- MC 2 : traquita sódica
- MC 4: traquita sódica
- MC 6: traquita sódica

No obstante, hay que señalar que la mayoría de las muestras (MC 1, MC 8, MC 9, MC 10, MC 11 y MC 12) presentan unas pérdidas por calcinación a 1000 °C (LOI; Tabla 1) superiores al 2,5 %, límite máximo sugerido para la clasificación de las rocas volcánicas en el diagrama TAS.

Uno de los diagramas de clasificación química más empleados para rocas volcánicas alteradas y/o con metamorfismo de grado bajo es el diagrama $\text{Zr/TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (Winchester y Floyd, 1976). En este diagrama (Figura 6), las muestras MC 8 y MC 11 se clasifican como basaltos subalcalinos, las muestras MC 2, MC 5 y MC 6 como riodacitas/dacitas, y el resto como andesitas.

Se observa que en ambos diagramas hay una cierta correspondencia para la clasificación química de las rocas intermedias, mientras que dentro del conjunto ácido hay distintas discrepancias terminológicas, destacando la ausencia de composiciones traquíticas según el diagrama de $\text{Zr/TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (Winchester y Floyd, 1976).

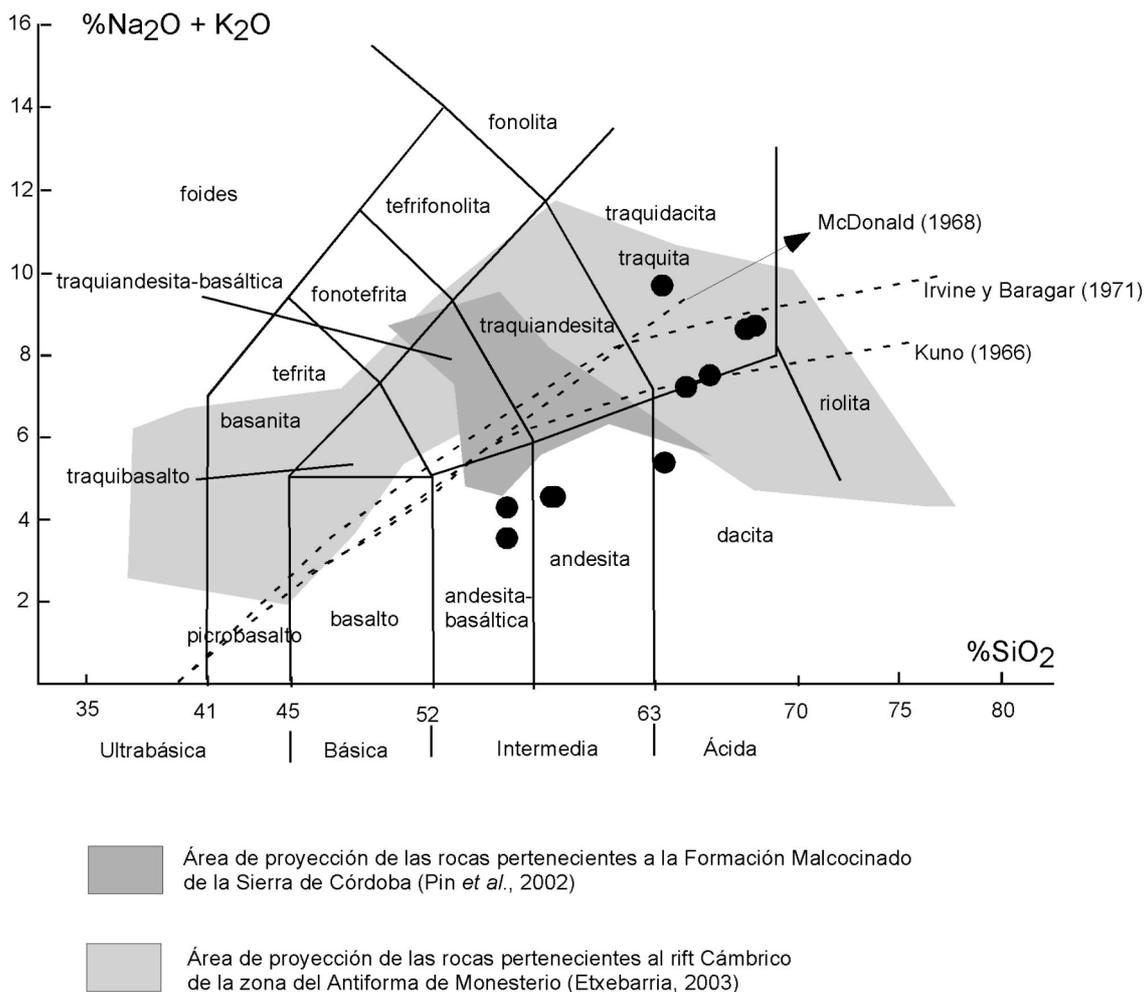


Figura 5. Diagrama TAS (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; Le Bas *et al.*, 1986) de las muestras lávicas correspondientes a la Formación Malcocinado.

Las muestras MC 2, MC 4 y MC 6 se clasifican estrictamente como traquitas, según el diagrama TAS, pero no son traquitas al uso, ricas en sanidina y anortosa, y por tanto ricas en Na_2O y K_2O , sino traquitas sódicas ($\text{Na}_2\text{O} = 8,12 - 9,26$ % en peso), pobres en K_2O (0,08 - 0,15 % en peso). La muestra MC 5, aunque se clasifica como una dacita sódica pobre en K_2O en el diagrama TAS, se proyecta prácticamente sobre la línea que separa los campos de las dacitas y las traquitas/traquidacitas, y petrográficamente es similar a las traquitas (cuarzo-traquitas). Por este motivo, pensamos que a pesar de su diferente clasificación química, pertenece a la misma familia de rocas que las traquitas.

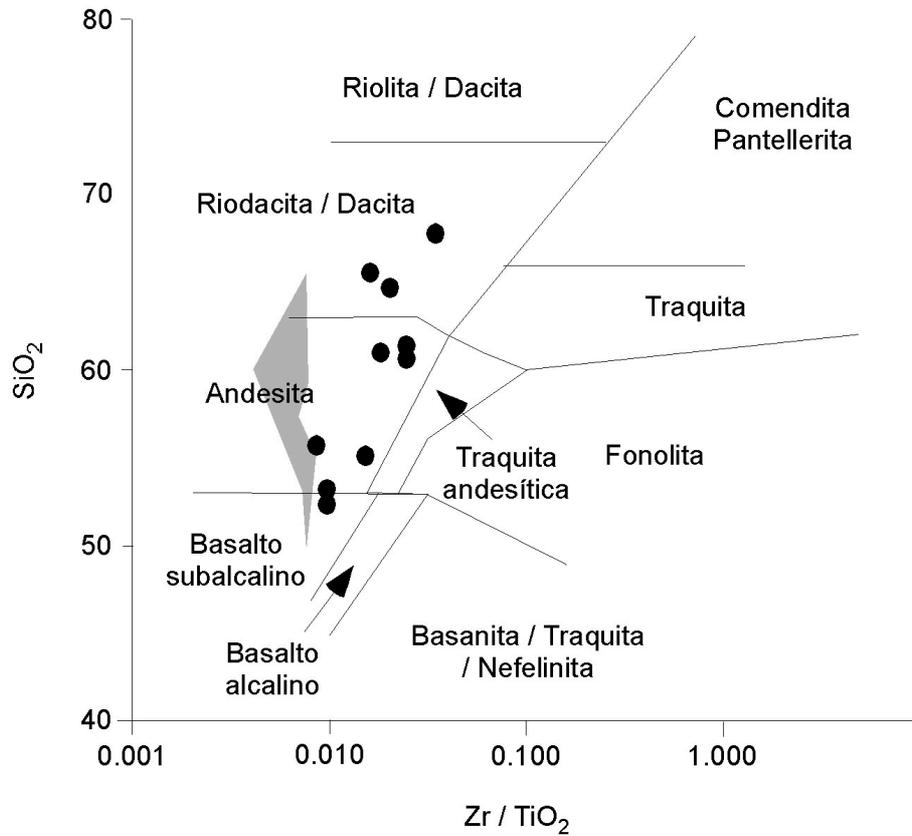


Figura 6. Diagrama $Zr/TiO_2 - SiO_2$ (Winchester y Floyd, 1976) para la clasificación de rocas volcánicas alteradas o metamorizadas, en el que se han proyectado las muestras lávicas correspondientes a la Formación Malcocinado. El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin et al., 2002).

7.3. Geoquímica de los elementos mayores

Entre las diversas representaciones gráficas que habitualmente se emplean para mostrar la variación composicional de las rocas y para investigar los posibles procesos implicados en su génesis, destacan los diagramas binarios de variación, en los que se enfrentan los óxidos de los elementos mayores frente a algún índice de diferenciación. Como se ha indicado anteriormente, en el caso que nos ocupa los contenidos en sílice son lo suficientemente amplios (52,39 % - 67,77 %) como para poder ser utilizados como índice de

diferenciación y presentar los datos de elementos mayores y trazas en diagramas de tipo Harker.

Los diagramas de Harker para el conjunto de las muestras estudiadas muestran una amplia dispersión en los valores de muchos de los elementos mayores para niveles de diferenciación del mismo orden. Esto pone de manifiesto la ausencia de correlaciones lineares generalizadas, e.g. Al_2O_3 ; P_2O_5 ; K_2O ; P_2O_5 ; TiO_2 (Figura 7). Sólo se puede hablar de algunas tendencias evolutivas aproximadamente lineales para todo el conjunto de muestras: (i) una, de enriquecimiento, marcada tan sólo por el Na_2O , y (ii) otras, de empobrecimiento, definidas por MnO , MgO y CaO . Estos diagramas sugieren, además, que las muestras no se integran en una única serie magmática, tal y como también parece indicar el diagrama TAS (Figura 5; Le Bas *et al.*, 1986). Por otro lado, suponiendo la existencia de dos asociaciones magmáticas, si se consideran por una parte las muestras subalcalinas (MC 1, MC 5, MC 8, MC 9, MC 10, MC 11 y MC 12) y, por otro, las moderadamente alcalinas (MC 2, MC 4 y MC 6), tampoco se obtienen líneas evolutivas simples, descartando la operatividad de un único mecanismo de diferenciación (cristalización fraccionada, asimilación, fusión parcial) como responsable de su variación composicional.

En general, destaca la pobreza de todas las muestras en K_2O y CaO , y la riqueza en Al_2O_3 y Na_2O . En particular, destaca la pobreza en K_2O y CaO , y la riqueza en Na_2O de los términos más diferenciados, especialmente en los de composición traquítica. El bajo contenido en K_2O (0,08 - 0,15 % en peso) y CaO (0,51 - 1,96 % en peso), junto con el elevado contenido en Na_2O (7,18 - 9,26 % en peso), sugieren que el feldespato de esta familia de rocas debe ser esencialmente plagioclasa sódica (albita). Por otro lado, la norma CIPW sugiere el predominio del componente albitico en los feldespatos: ortosa (0,47 - 0,89), anortita (1,42 - 5,48) y albita (68,71 - 78,36). Su mineralogía, esencialmente albitica, y la escasez de máficos sugieren que pueden ser el equivalente volcánico de albititas o rocas volcánicas dacíticas pobres en K_2O de afinidad trondjemítica, o plagiogranitos, pero su riqueza en Na_2O y su

pobreza en CaO sugiere que han sido alteradas (a keratófidos). En este sentido, cabe recordar que, por ejemplo, los plagiogranitos de arco tienen contenidos en Na₂O variables entre 4 y 6,5 %, y en CaO entre 2,42 y 3,22 % (e.g. Lutchistkaya *et al.*, 2005), mientras que las albititas tienen contenidos de Na₂O variables entre 6 y 8 %, y en CaO entre 2 y 3,5 % (e.g. Etxebarria, 2003); además, ambos tipos de rocas son casi siempre subalcalinas (e.g. Lutchistkaya *et al.*, 2005; Etxebarria, 2003).

El contenido en MgO (4,56 a 7,5 %) y Fe₂O_{3t} (7,41 a 7,68 %) en las rocas más básicas (andesitas basálticas) es bajo e inferior a los valores habituales en rocas que representan fundidos primarios derivados directamente del manto en ambientes relacionados con zonas de subducción (9 a 16 % de MgO; 8 a 9 % de FeO_t; Tatsumi y Eggins, 1995). Se trataría, por tanto, de rocas ya diferenciadas.

7.4. Geoquímica de elementos traza

Al igual que ocurre con los elementos mayores, la proyección de los elementos traza frente al contenido en sílice de cada muestra no ofrece ningún tipo de correlación, tanto si se considera todo el conjunto de muestras como si se consideran por separado los dos grupos definidos en base al diagrama TAS. Sólo, de forma general, se puede hablar de tendencias de empobrecimiento en tres elementos: V, Cr y Sr. Estos resultados descartan, al igual que los elementos mayores, la existencia de una única serie evolutiva y también la operatividad de un único mecanismo de evolución magmática.

Los bajos contenidos en Cr (297-124 ppm) y Ni (62-32 ppm) de las rocas más básicas, muy inferiores a los característicos en los magmas primarios emitidos en ambientes relacionados con subducción (> 400 Cr, > 200 Ni; Tatsumi y Eggins, 1995), señalan de nuevo la ausencia de composiciones primarias.

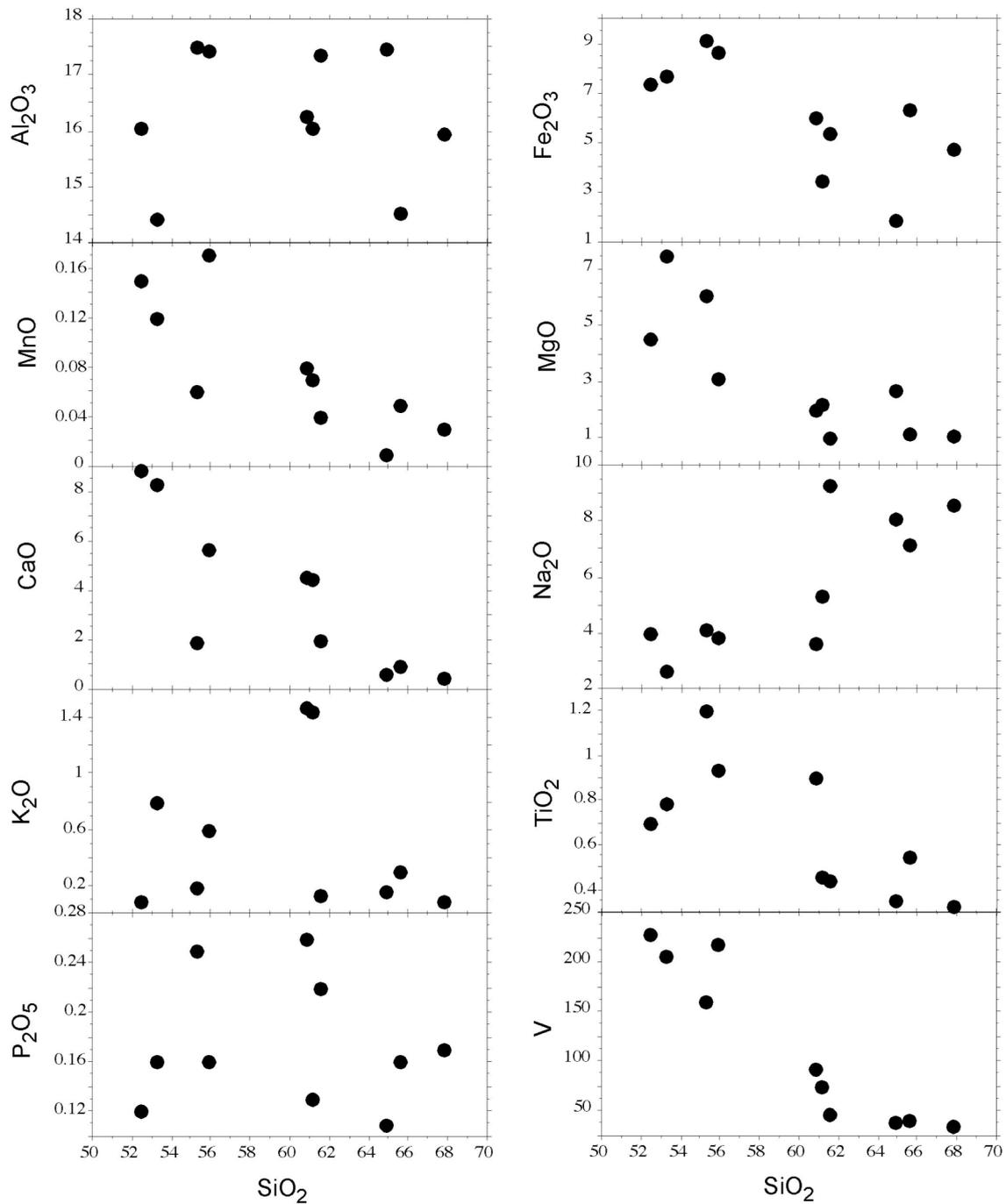


Figura 7. Diagramas de variación de los elementos mayores y trazas correspondientes a las 10 muestras lávicas de la Formación Malcocinado.

La normalización de los contenidos en tierras raras (REE) frente al condrito de Evensen (1978) ofrece unos espectros muy similares en todas las muestras (Figura 8), independientemente del contenido en sílice de las mismas. Estos espectros se caracterizan por los enriquecimientos en las

tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), con relaciones La_N/Yb_N variables, que oscilan desde ca. 3,16 (muestras MC 10, MC 11 y MC 12) a ca. 13,16 (MC 6, MC 2 y MC 1). No hay una clara correlación entre el contenido en sílice de cada muestra y el grado de fraccionación de las REE (La_N/Yb_N).

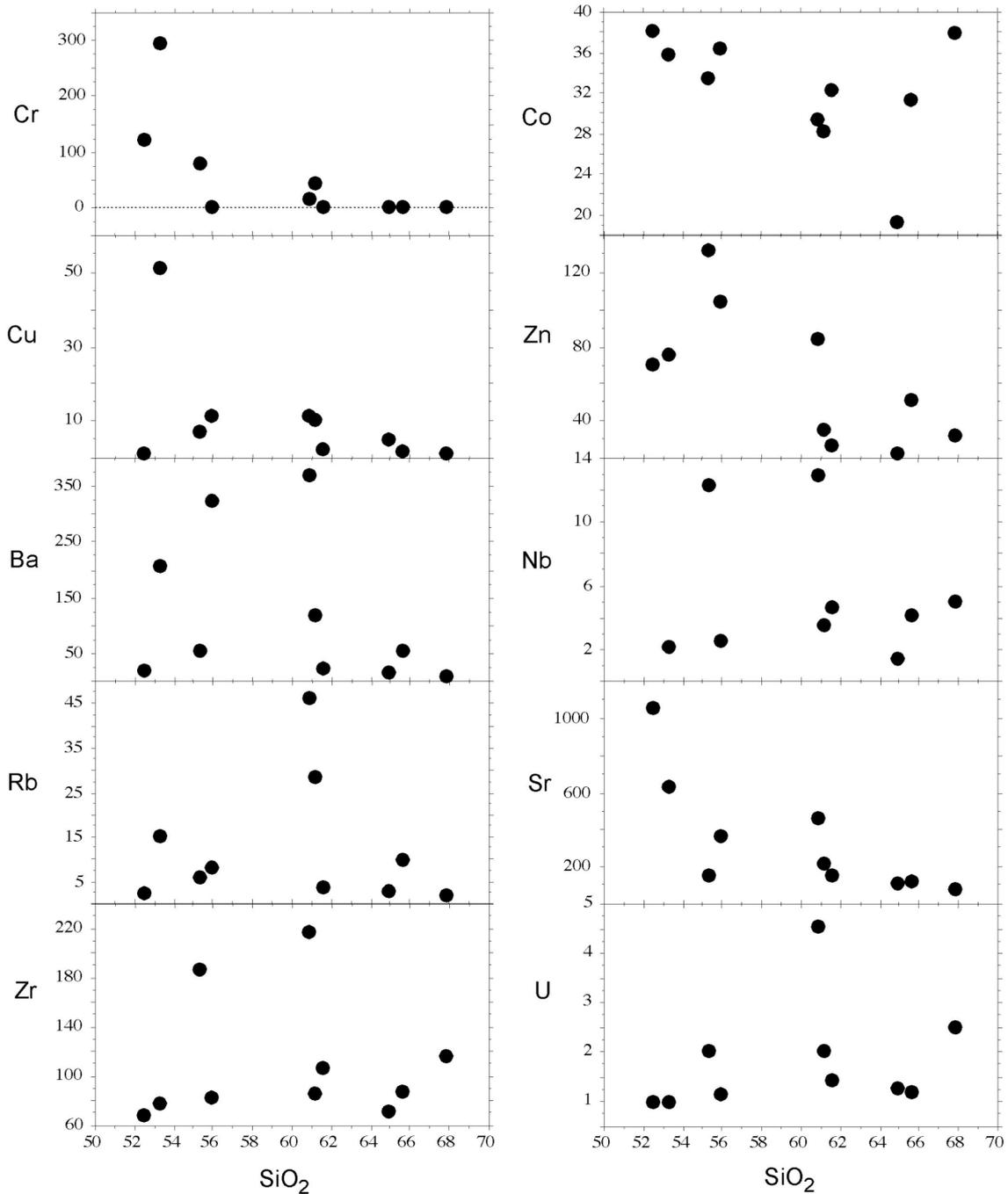


Figura 7 (continuación). Diagramas de variación de los elementos trazas analizados correspondientes a las 10 muestras lávicas de la Formación Malcocinado.

La normalización de los contenidos en tierras raras (REE) frente al condrito de Evensen (1978) ofrece unos espectros muy similares en todas las muestras (Figura 8), independientemente del contenido en sílice de las mismas. Estos espectros se caracterizan por los enriquecimientos en las tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), con relaciones La_N/Yb_N variables, que oscilan desde ca. 3,16 (muestras MC 10, MC 11 y MC 12) a ca. 13,16 (MC 6, MC 2 y MC 1). No hay una clara correlación entre el contenido en sílice de cada muestra y el grado de fraccionación de las REE (La_N/Yb_N).

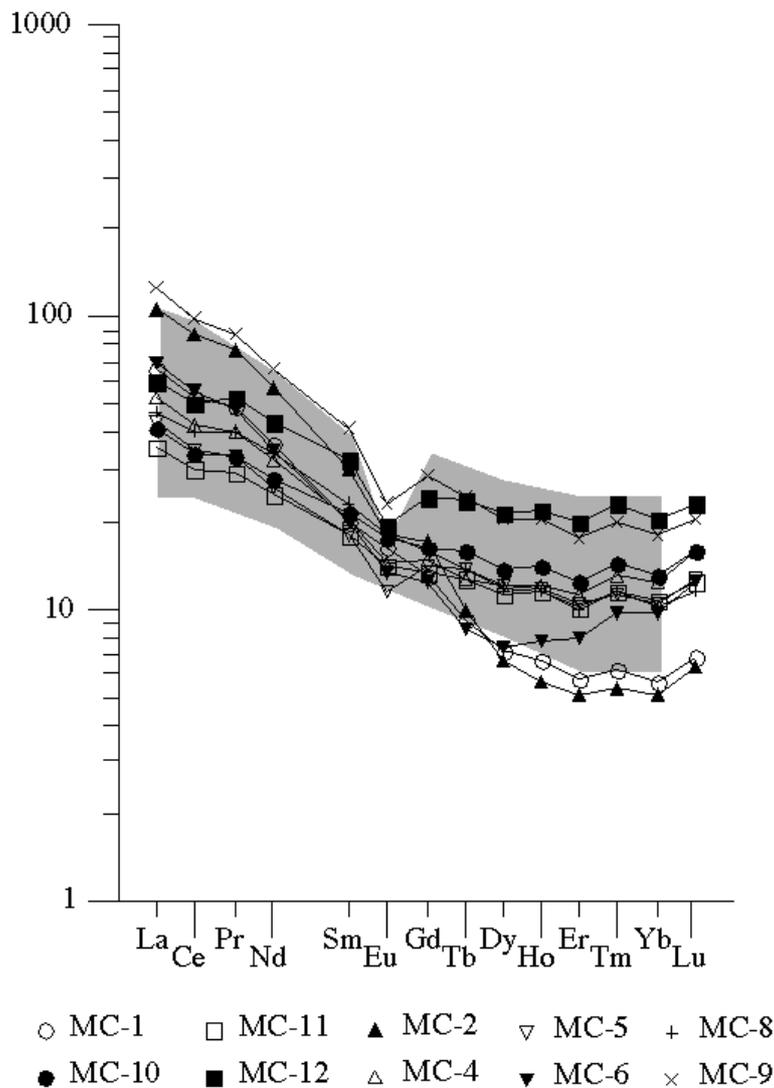


Figura 8. Diagramas multielementales ('spider') de las muestras analizadas en este estudio normalizados frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). El área gris corresponde a los espectros de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin et al., 2002).

Todos los espectros comparten una pronunciada fraccionación de LREE y, a partir del Eu, el espectro muestra una morfología plana o incluso una pendiente ligeramente positiva, tanto más acusada hacia Tm, Yb y Lu. Sólo una traquita (muestra MC 6) tiene una pronunciada pendiente positiva entre Eu y Lu (Figura 8). Por otro lado, llama la atención la ausencia o la pequeña anomalía negativa en Eu (ca. 0.91) en las muestras MC 1, MC 2, MC 6, MC 8, MC 10 y MC 11, a pesar de tener un rango de variación en sílice muy amplio (52 a 67 %).

En el resto de las muestras, MC 4, MC 5, MC 9 y MC 12, también con un notable rango de variación en sílice (55 a 65 %) esta anomalía negativa es más acusada (ca. 0.73). Estos datos también apuntan hacia la probable existencia de más de una serie de diferenciación, así como la implicación de distintos procesos de diversificación composicional de las rocas.

La normalización multielemental frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) proporciona, en líneas generales, unos espectros similares en todas las muestras (Figura 9), caracterizados por los enriquecimientos en elementos LILE (Rb, Ba, Th, U y K) con respecto a los elementos HFSE (Nb, Sr, P, Zr, Ti, Y y REE).

Todos estos espectros comparten, además, las marcadas anomalías negativas en Nb, P y Ti. No obstante, hay una acentuada dispersión en la concentración de los elementos más móviles de los LILE (Rb y Ba), así como en Yb, Er, Ho e Y. Por el contrario, las concentraciones en el resto de los elementos son más homogéneas (Figura 9).

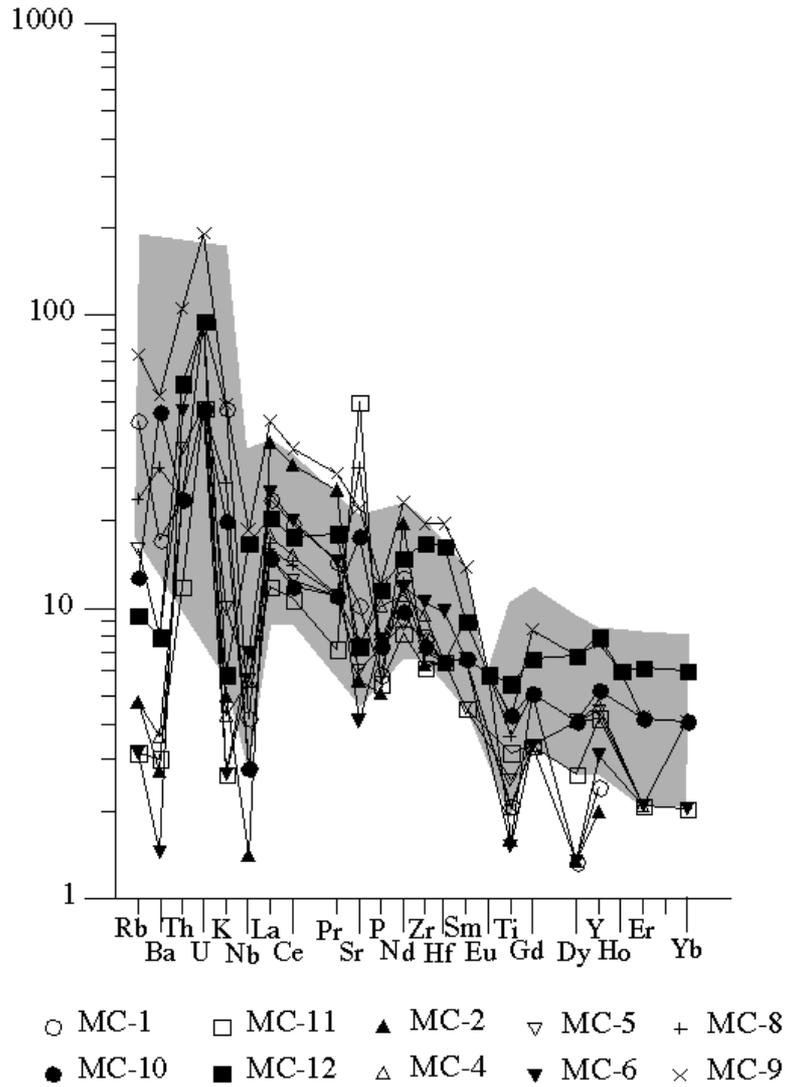


Figura 9. Diagramas de contenidos en tierras raras para las muestras analizadas en este estudio normalizados frente al condrito de Evensen (1978). El área gris corresponde a los espectros de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin et al., 2002).

7.5. Discriminación de la serie magmática

El diagrama TAS permite subdividir las series magmáticas en alcalinas y subalcalinas. Sin embargo, las líneas que separan ambos campos difieren según las propuestas de distintos autores. Si tomamos como criterio de subdivisión la línea propuesta por Kuno (1968), la mayor parte de las rocas estudiadas se proyectan dentro del campo de las asociaciones subalcalinas (Figura 5), a excepción de las traquitas (muestras MC 2, MC 4 y MC 6), que lo

hacen en el campo de las asociaciones alcalinas; la muestra MC 5, incluida en la familia de las traquitas, se proyecta sobre la línea que separa ambas series. Si tomamos como referencia las líneas propuestas por Irvine y Baragar (1971) y por McDonald (1968) sólo sería alcalina la muestra MC 4 (Figura 5).

Las traquitas (MC 2, MC 4 y MC 6) tienen cuarzo normativo y no son peralcalinas. Teniendo en cuenta estas características y su posición en el diagrama TAS, podrían representar términos ácidos sobresaturados de asociaciones moderadamente alcalinas de tipo *Coombs* (transicionales) o de tipo *Straddle*. No obstante, las dos muestras más pobres en álcalis ocupan una posición ambigua en el diagrama TAS, situándose entre las líneas de Kuno (1966) e Irvine y Baragar (1971), posición que ocupan también algunas rocas ácidas de series calcoalcalinas, como las de los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul en los Andes (Hildreth y Moor bath, 1988), aunque su composición traquítica y no traquidacítica sugiere que pertenecen a una serie moderadamente alcalina.

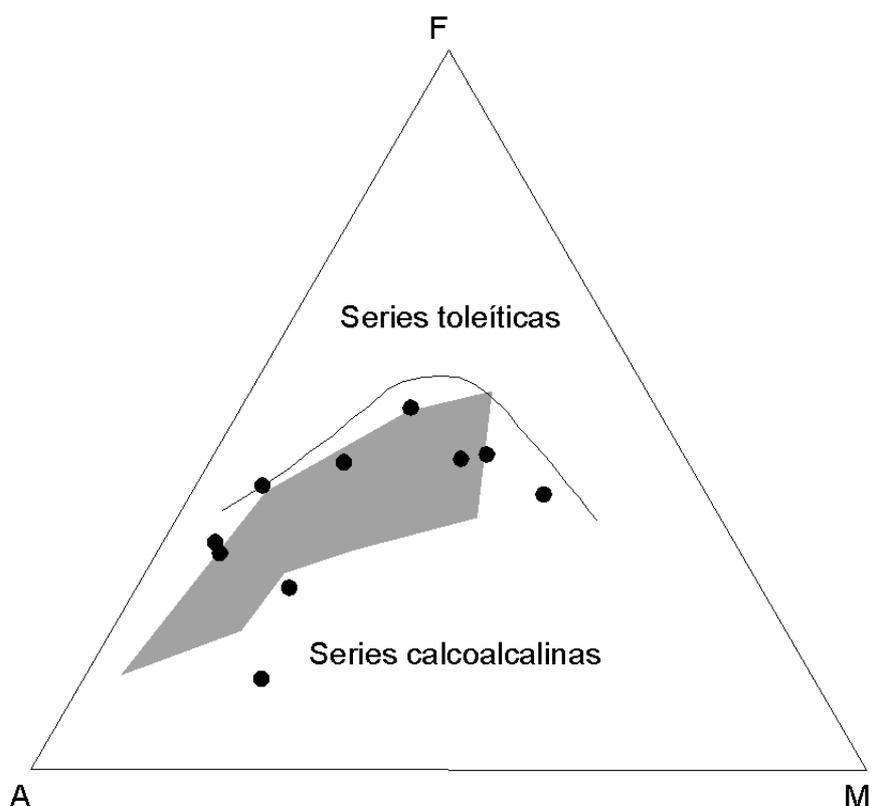


Figura 10. Diagrama AFM (Tilley, 1960) para la diferenciación de las series toleíticas y calcoalcalinas; en gris oscuro el área de proyección de las rocas de la Formación Malcocinado analizadas por Sánchez Carretero et al. (1989).

En el diagrama AFM (Tilley, 1960), las muestras subalcalinas se proyectan en el dominio de las asociaciones calcoalcalinas, aunque definen una evolución de tipo Fenner (*Fenner trend*), característica de las series toleíticas (Figura 10). El diagrama Al_2O_3/TiO_2 frente $SiO_2 - MgO$ (Middlemost, 1997) sugiere que son calcoalcalinas (Figura 11), mientras que el diagrama SiO_2 frente a K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976) sugiere que son calcoalcalinas y bajas en K_2O (toleitas de arco, Figura 12).

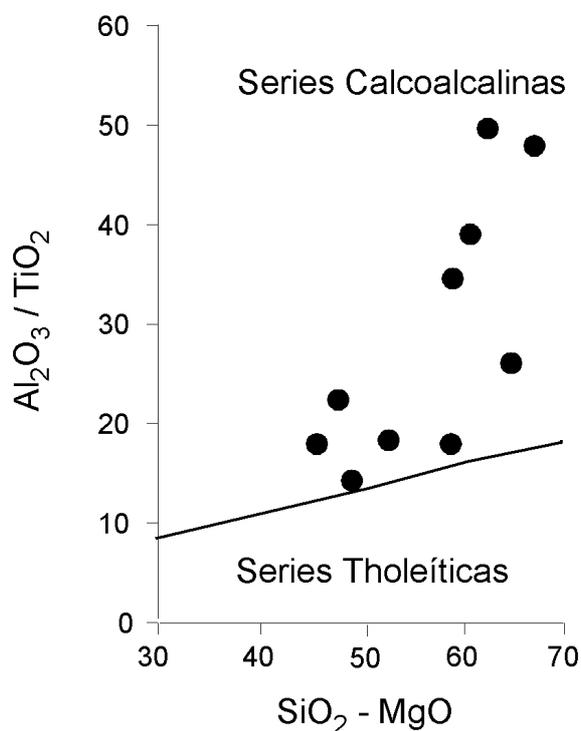


Figura 11. Diagrama $SiO_2-MgO - Al_2O_3/TiO_2$ (Middlemost, 1997) de discriminación de series magmáticas.

Los contenidos en Al_2O_3 de las andesitas y andesitas basálticas están comprendidos mayoritariamente entre 16 – 18 % y son por tanto característicos de los basaltos y andesitas de las series calcoalcalinas o altas en alúmina (16-20% de Al_2O_3); sólo la muestra MC-8 presenta contenidos en alúmina inferiores al 16% (14.42%), típico de basaltos y andesitas de series toleíticas (Wilson, 1989), aunque paradójicamente es la muestra más rica en K de este rango composicional.

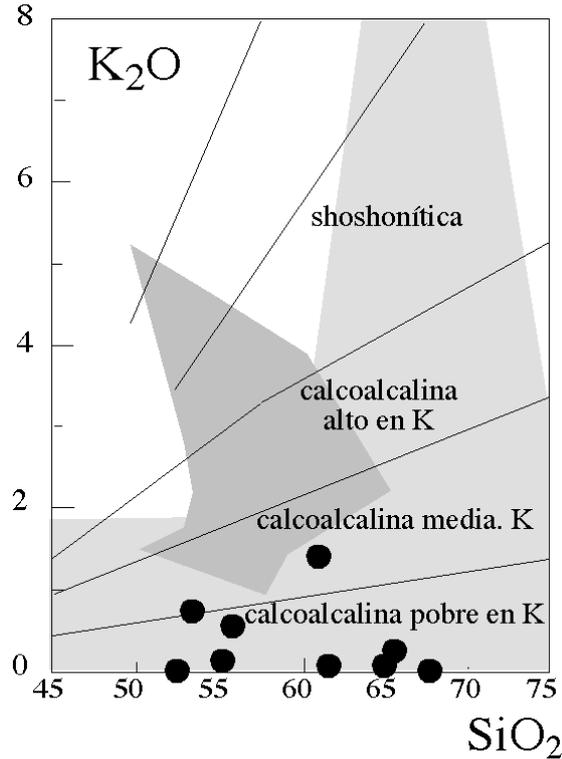


Figura 12. Diagrama $SiO_2 - K_2O$ (Peccerillo y Taylor, 1976) para la caracterización de las series calcoalcalinas; el área en color gris oscuro es la zona de proyección de las rocas de la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin *et al.*, 2002) y en gris claro el área de proyección de las rocas del rift Cámbrico del Antiforma de Monesterio (Etxebarria, 2003).

En el diagrama $Zr/TiO_2 - SiO_2$ (Winchester y Floyd, 1976) todas las muestras se proyectan en el dominio de las asociaciones subalcalinas (Figura 6). Sin embargo, la presencia de, al menos, dos asociaciones de rocas se confirma por la ausencia de correlación de las muestras analizadas en muchos de los óxidos de elementos mayores y de los elementos traza en los diagramas de Harker.

La posible existencia de dos asociaciones distintas parece confirmarse si se comparan las muestras analizadas en este trabajo con rocas de la misma Formación procedentes de otros afloramientos de la ZOM (Pin *et al.*, 2002; Sánchez Carretero *et al.*, 1989) y con rocas relacionadas con el rift Cambro – Ordovícico (Sánchez-García *et al.*, 2003; Etxebarria, 2003). Tanto en el diagrama TAS como en el $Zr/TiO_2 - SiO_2$ (Winchester y Floyd, 1976), se constata (Figuras 5 y 6) que la composición de la mayor parte de las rocas estudiadas se proyecta fuera del campo de las rocas analizadas por Pin *et al.*

(2002). Es más, las rocas más ácidas (*traquitas*) coinciden con la proyección de las rocas del rift Cámbrico – Ordovícico (Sánchez-García *et al.*, 2003; Etxebarria, 2003); este hecho se repite en el diagrama SiO₂ – K₂O (Peccerillo y Taylor, 1976; Figura 12). En el diagrama AFM (Tilley, 1960; figura 10), a pesar de la amplitud del campo que representa a las rocas analizadas por Sánchez Carretero *et al.* (1989), sólo unas pocas muestras de este estudio se proyectan en su interior; sin embargo, se proyectan en el dominio calcoalcalino y no en el toleítico, como la mayor parte de las muestras relacionadas con el rift (Sánchez-García *et al.*, 2003; Etxebarria, 2003).

Si se analizan los espectros obtenidos mediante la normalización de las tierras raras (REE) frente al condrito de Evensen (1978) y los diagramas multielementales normalizados frente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), el carácter de arco de las muestras estudiadas parece indiscutible (Figuras 8 y 9).

Las muestras más básicas (andesitas basálticas y andesitas) presentan espectros relativamente enriquecidos en LREE con respecto a HREE, fraccionados en LREE pero planos, incluso cóncavos en HREE, característicos de los magmas basálticos calcoalcalinos y calcoalcalinos altos en K relacionados con zonas de subducción (Wilson, 1989); el resto presentan, en general, espectros similares (Figura 8).

Los diagramas multielementales de prácticamente todas las muestras están enriquecidos en los elementos no conservativos más inmóviles, es decir U, Th, LREE, con respecto a los conservativos (Zr, Ti, HREE) y presentan anomalías negativas en Nb y Ti. Estas características son típicas de los magmas relacionados con zonas de subducción (Figura 9). Sin embargo, prácticamente todas las muestras están empobrecidas en K, y algunas en Rb y Ba, elementos no conservativos pero más móviles durante los procesos de alteración y metamorfismo. Los valores de la relación Zr/Nb, ambos elementos conservativos, en las rocas andesitas basálticas es ca. 30, similar al contenido

estimado para los N-MORB (e.g. 30; Saunders *et al.*, 1988; Weaver, 1991). Igual sucede con la relación Nb/La (0.19-0.84) (Sun y McDonough, 1989).

Tanto los espectros de REE como los diagramas multielementales (*spider*) de las rocas estudiadas en este trabajo tienen una morfología similar a aquellos de las rocas calcoalcalinas de la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin *et al.*, 2002; Figura 8). No obstante, en la Figura 9 se observa que, por lo general, las rocas que nos ocupan son más pobres en elementos móviles (LILE), tales como Rb, Ba y K, mientras que en los elementos más inmóviles (HFSE), esto es, Nb, U, Th, Zr, Ti, Y y REE las concentraciones son relativamente idénticas a las de la Sierra de Córdoba. Teniendo en cuenta que los procesos de metamorfismo y alteración hidrotermal remobilizan con mucha mayor facilidad los LILE, las diferencias observadas son mínimas. Todas las muestras representadas en la Figura 9 presentan anomalías negativas en Nb y Ti, características de los magmas de arco.

Por el contrario, tanto los espectros de REE como los multielementales de las rocas basálticas y andesíticas estudiadas en este trabajo difieren notablemente de aquellos de las rocas básicas alcalinas situadas a techo de la Formación Malcocinado en la Sierra de Córdoba, caracterizados esencialmente por una fraccionación mayor y continua de LREE a HREE, así como por la ausencia de anomalía negativa en Nb frente a La y Ce (Pin *et al.*, 2002).

Los espectros de REE de las rocas basáltico-andesíticas son también diferentes de aquellos de las rocas básicas alcalinas del rift Cambro-Ordovícico (Sánchez-García *et al.*, 2003), unos prácticamente no fraccionados en LREE, incluso con ligero empobrecimiento en LREE (tipo E-MORB), y otros fraccionados tanto en LREE como en HREE (tipo OIB). Además, a diferencia de las rocas que nos ocupan, las rocas básicas del rift no tienen anomalía negativa en Nb (Sánchez-García *et al.*, 2003).

7.6. Marco tectónico

Para abordar el estudio del marco tectónico en el que se pudieron generar las rocas estudiadas se puede realizar una primera aproximación empleando diagramas de discriminación tectono-magmática. No obstante, a pesar de los numerosos diagramas de esta naturaleza que se han publicado, sólo unos pocos pueden ser aplicados teniendo en cuenta la composición intermedia a ácida de las rocas analizadas.

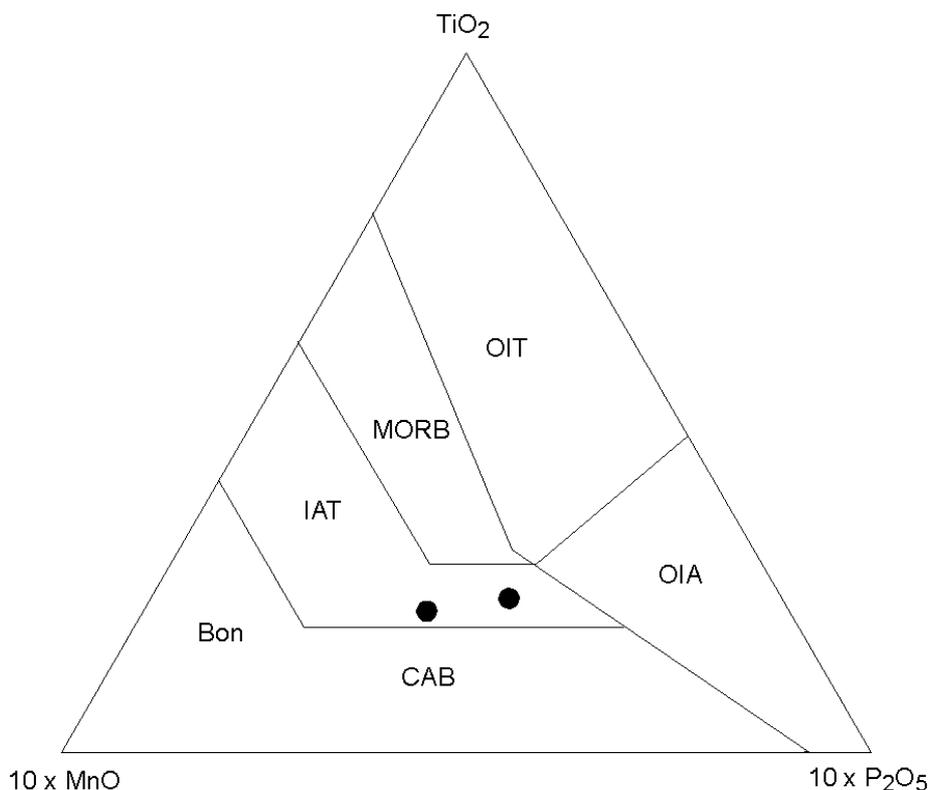


Figura 13. Diagrama tectono-magmático $MnOx10 - TiO_2 - P_2O_5x10$ (Mullen, 1983), para la caracterización de basaltos y andesitas basálticas. Los campos diferenciados son los siguientes: MORB, basaltos de dorsal oceánica; OIT, toleitas de isla oceánica; OIA, basaltos alcalinos de isla oceánica; CAB, basaltos calcoalcalinos de arco de islas; IAT, toleitas de arco de islas; Bon, boninitas.

En el diagrama tectono-magmático $MnOx10 - TiO_2 - P_2O_5x10$ de Mullen (1983) para la caracterización de basaltos y andesitas basálticas (45 a 54 % de SiO_2), las dos únicas muestras que pueden ser proyectadas (MC 8 y MC 11), están situadas en el campo de las toleitas de arco (Figura 13), lo cual se corresponde con su posición en el diagrama SiO_2 frente a K_2O .

En el diagrama tectono-magmático FeO_T - MgO - Al_2O_3 de Pearce *et al.* (1977) para la discriminación de rocas con contenidos en sílice comprendidos entre el 51-56% en peso (Figura 14), la mayor parte de las muestras susceptibles de ser proyectadas en el mismo están situadas en el campo de los basaltos de arco y margen continental activo (MC 10, MC 11 y MC 12), de acuerdo con su afinidad calcoalcalina y baja en K_2O (toleitas de arco). La muestra MC 8 se proyecta en el campo de los basaltos MORB (Figura 14).

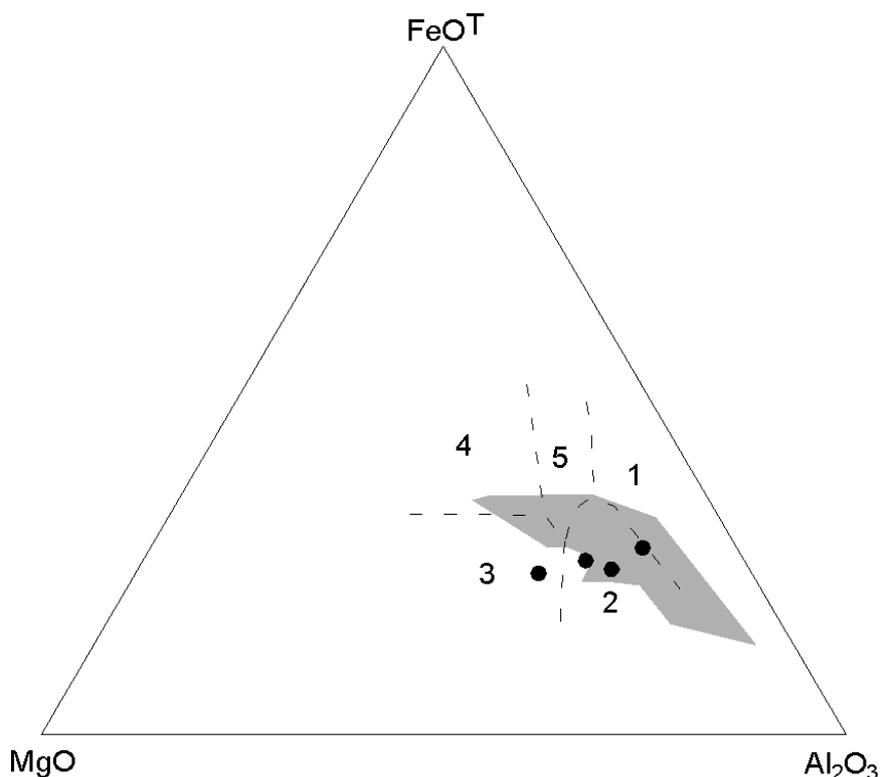


Figura 14. Diagrama tectono-magmático FeO_T - MgO - Al_2O_3 (Pearce *et al.*, 1977) para la discriminación de basaltos y andesitas basálticas. Los campos diferenciados son los siguientes: 1, basaltos de isla asociada a dorsal oceánica; 2, basaltos de arco de islas y margen continental activo; 3, basaltos MORB; 4, basaltos de islas oceánicas; 5, basaltos continentales. El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin *et al.*, 2002).

Las muestras MC 10, MC 11 y MC 12 se proyectan dentro del campo correspondiente a las rocas de la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin *et al.*, 2002), y fuera del campo que ocupan las muestras del rift Cambro-Ordovícico, que se extienden por los dominios de los basaltos continentales, de isla oceánica y MORB (Sánchez-García *et al.*, 2003).

Idénticas conclusiones se pueden extraer de los diagramas Ti/Y – Zr/Y (Pearce y Gale, 1977) y Nb/Y – Ti/Y (Pearce, 1982), confirmándose en ellos el carácter de arco, y no de intraplaca, de las rocas más básicas analizadas en este trabajo (Figuras 15 y 16).

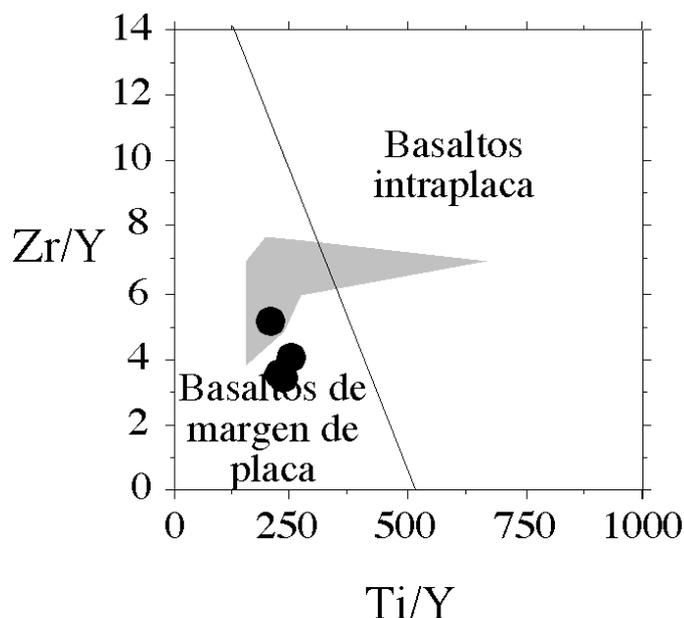


Figura 15. Diagrama tectono-magmático de discriminación de basaltos Ti/Y – Zr/Y (Pearce y Gale, 1977). El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin et al., 2002).

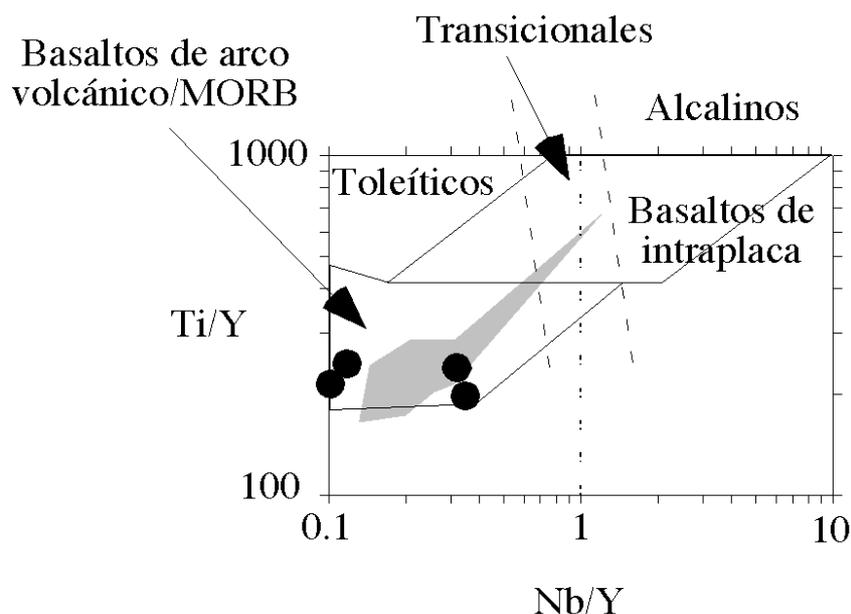


Figura 16. Diagrama tectono-magmático de discriminación de basaltos Nb/Y – Ti/Y (Pearce, 1982). El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin et al., 2002).

Por lo que respecta a las rocas andesíticas y a las rocas ácidas, en los diagramas tectono-magmáticos Y vs. Nb e Y+Nb vs. Rb de Pearce *et al.* (1984), todas las muestras se proyectan en el dominio de arco volcánico (Figuras 17 y 18), excepto la MC 9 (dacita) y la MC 12 (andesita), que se proyectan dentro del dominio de intraplaca (diagrama Y vs. Nb), o bien en el límite entre los dominios de intraplaca y de arco (diagrama Y+Nb vs. Rb). Las muestras traquíticas de afinidad alcalina (MC 2 y MC 6) se proyectan en el dominio de los magmas de arco, y no en el de intraplaca, más acorde con su naturaleza moderadamente alcalina. La muestra traquítica MC 4, la más alcalina, tiene sólo un 1 % de cuarzo normativo, por lo cual, estrictamente, no se puede proyectar en estos diagramas con fines discriminatorios. Sin embargo, en ambos diagramas se proyectaría en el campo de los granitos de arco. Las muestras de la Sierra de Córdoba también se proyectan dentro de estos diagramas en dominios de arco (Pin *et al.*, 2002); por el contrario, las muestras del rift Cambro-Ordovícico se proyectan mayoritariamente en el dominio de intraplaca (Sánchez-García *et al.*, 2003).

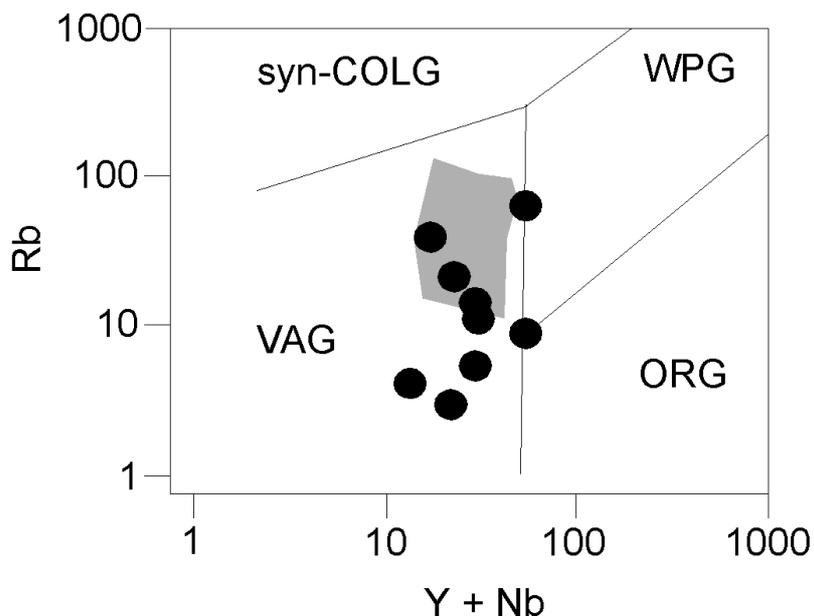


Figura 17. Diagrama tectono-magmático (Y + Nb) vs. Rb (Pearce *et al.*, 1984). Los campos diferenciados son los siguientes: WPG, granitos de intraplaca; ORG, granitos de dorsal oceánica; VAG granitos de arco volcánico; syn-COLG, granitos sincolisionales. El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin *et al.*, 2002).

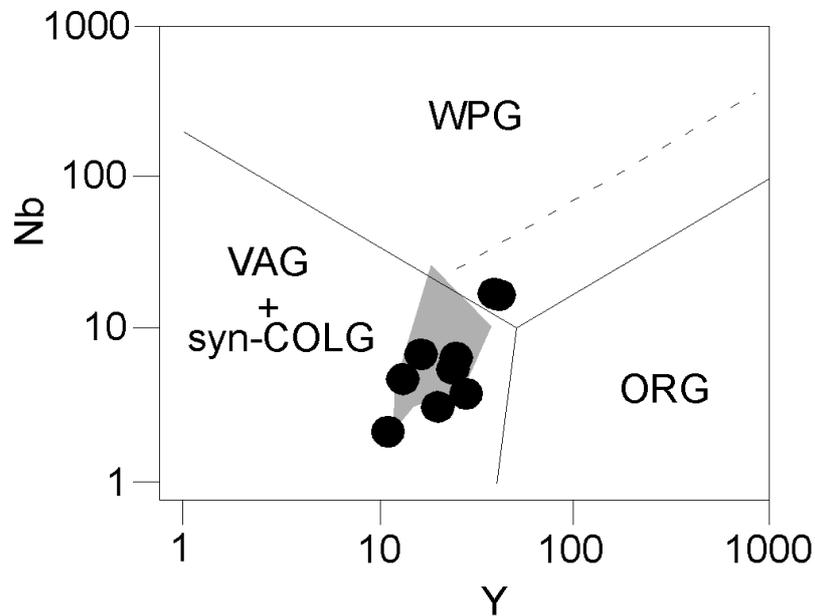


Figura 18. Diagrama tectono-magmático Y - Nb (Pearce et al., 1984). Los campos diferenciados son los siguientes: WPG, granitos de intraplaca; ORG, granitos de dorsal oceánica; VAG granitos de arco volcánico; syn-COLG, granitos sincolisionales. El área gris es la zona de proyección de las rocas pertenecientes a la Formación Malcocinado de la Sierra de Córdoba (Pin et al., 2002).

A pesar de la existencia de dos series de rocas, una subalcalina y otra moderadamente alcalina, las rocas que integran ambas series tienen mayoritariamente afinidad de arco volcánico, tanto en los términos intermedios como en los ácidos.

8. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

8. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Uno de los principales objetivos de este trabajo era el de caracterizar isotópicamente las rocas lávicas estudiadas en este sector, tratando en la medida de lo posible de obtener su edad radiométrica. Para ello, en las diez muestras seleccionadas para este estudio se han determinado las relaciones isotópicas de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd en roca total.

8.1. Sistema Rb - Sr

Existe un notable rango de variación en las concentraciones medidas de Rb y Sr, aunque no existe una correlación lineal entre estas concentraciones y el contenido en sílice de las muestras (Tabla 1).

En el caso del Rb, los contenidos oscilan desde las 2,27 ppm (muestra MC 6) hasta las 28,96 ppm (muestra MC 1); mientras que para el Sr el rango varía entre los 87,34 ppm (muestra MC 6) y los 1064,12 ppm (muestra MC 11). Las variaciones en las relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ son muy reducidas: 0,00666 – 0,38450, mientras que de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son relativamente amplias: 0,70516 – 0,70860, respectivamente, tal y como se observa en la Tabla 2.

En cualquier caso, y a pesar de esta dispersión, no existe una correlación entre ambas relaciones isotópicas, por lo que este sistema no proporciona ninguna edad para el conjunto de muestras analizadas (Figura 19).

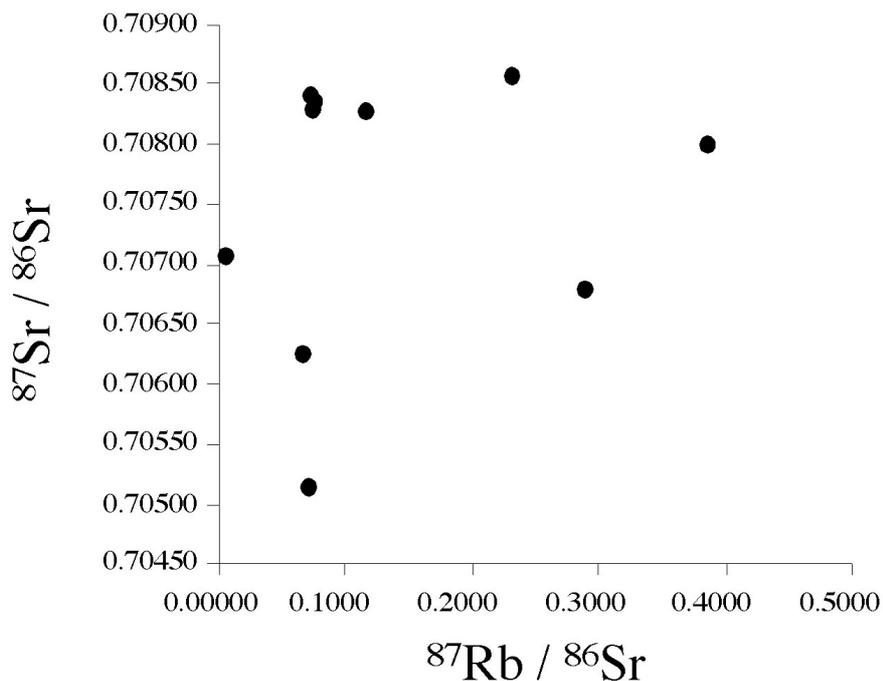


Figura 19. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las diez muestras seleccionadas en este estudio.

Por otra parte, si se atiende a las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas a 515 Ma (Tabla 2), se pueden establecer dos grupos de muestras: (1) aquellas con relaciones “altas”, esto es, con valores comprendidos entre 0.70689 y 0.70787, y (2) aquellas con relaciones “bajas”, es decir, con valores comprendidos entre 0.70464 y 0.70579. El grupo más radiogénico lo constituyen las muestras MC 2, MC 4, MC 5, MC 6, MC 11 y MC 12, mientras que el menos radiogénico está integrado por las muestras MC 1, MC 8 y MC 10 (Tabla 2). Aunque ambos grupos incluyen términos composicionales intermedios, sólo el grupo más radiogénico integra también rocas ácidas. En cualquier caso, tampoco se obtiene isocrona alguna considerando por separado los dos grupos definidos en base a las relaciones isotópicas iniciales.

La no alineación de los puntos en el diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obliga a plantear la posibilidad de que las rocas estudiadas no sean cogenéticas, es decir formadas a partir del mismo material parental (protolito o magma), o que tengan todas diferentes edades, lo cual parece poco posible dada su afinidad de arco y su estrecha relación espacial.

Tabla 2. Resultados isotópicos correspondientes al sistema Rb - Sr (roca total) de las muestras de la Formación Malcocinado. La relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se ha calculado a la edad de 515 Ma, única datación radiométrica existente hasta el momento para las rocas de la Formación Malcocinado obtenida por Ordóñez et al. (1998) mediante SHRIMP.

MUESTRA	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SE (%)	$\text{Sri}_{515\text{Ma}}$
MC-1	217,9	29,0	0,38450	0,70802	0,00100	0,70520
MC-2	120,0	3,1	0,07570	0,70839	0,00090	0,70783
MC-4	158,9	4,0	0,07192	0,70840	0,00080	0,70787
MC-5	128,6	10,3	0,23243	0,70860	0,00070	0,70689
MC-6	87,3	2,3	0,07519	0,70833	0,00070	0,70778
MC-8	635,0	15,6	0,07114	0,70516	0,00070	0,70464
MC-9	465,1	46,4				0,70468
MC-10	369,0	8,5	0,06640	0,70627	0,00001	0,70579
MC-11	1064,1	2,5	0,00666	0,70708	0,00001	0,70703
MC-12	156,6	6,3	0,11621	0,70830	0,00001	0,70745

El diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{515}$ frente a la sílice (Figura 20) marca una evolución prácticamente vertical, alejada de las líneas evolutivas características de los grupos de rocas relacionadas por cristalización fraccionada o por asimilación/mezcla entre componentes mantélicos y corticales durante el ascenso de los magmas. La evolución vertical sugiere, en principio, que las rocas proceden de fuentes isotópicamente diferentes, las cuales varían entre las típicamente mantélicas (0.7046) e híbridas (0.7078; mantélico-corticales).

No obstante, los datos obtenidos para este sistema isotópico hay que tomarlos con mucha cautela, habida cuenta de lo sensible que es el mismo a los efectos de la alteración y del metamorfismo (e.g. Rollinson, 1993). Es probable que la alteración hidrotermal post-cristalización en sistema abierto haya podido producir importantes cambios en la química del Rb y del Sr de las rocas estudiadas, y podría ser la causa de la dispersión observada en los diagramas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 19), $\text{SiO}_2 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{515\text{Ma}}$ (Figura 20), $\text{SiO}_2 - \text{Rb}$ y $\text{SiO}_2 - \text{Sr}$ (Figura 7). De hecho, variaciones del mismo orden en las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son características de las rocas emitidas en series volcánicas de arco, actuales o recientes, como es el caso de Cuba (Marchesi, 2006), de La República Dominicana (Escuder Viruete et al., 2006), o de Japón

(Kimura *et al.*, 2002), alteradas por agua de mar y/o contaminadas por corteza continental.

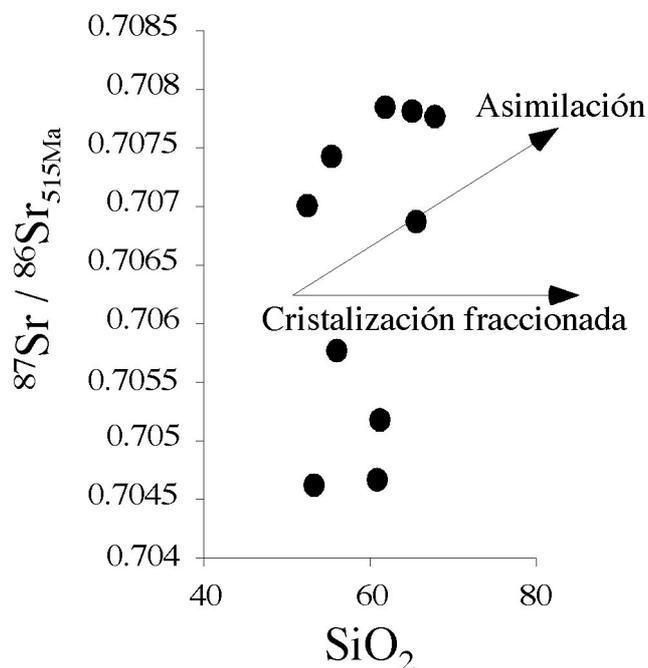


Figura 20. Relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{515Ma} frente a los contenidos en sílice de las muestras investigadas en este estudio.

8.2. Sistema Sm - Nd

A diferencia del sistema anterior, en esta ocasión el rango de variación en los contenidos elementales de Nd y Sm no es muy amplio, oscilando desde 11,7 a 31,4 ppm en Nd, y desde 2.8 a 6.3 ppm en Sm. Este estrecho rango también tiene su reflejo en las relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, las cuales oscilan entre 0,10284 – 0,14373 y 0,51230 – 0,51255, respectivamente (Tabla 3). Por otro lado, no existe ningún tipo de correlación entre las relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, por lo que este sistema isotópico no proporciona ninguna edad para el conjunto de muestras estudiado (Figura 21).

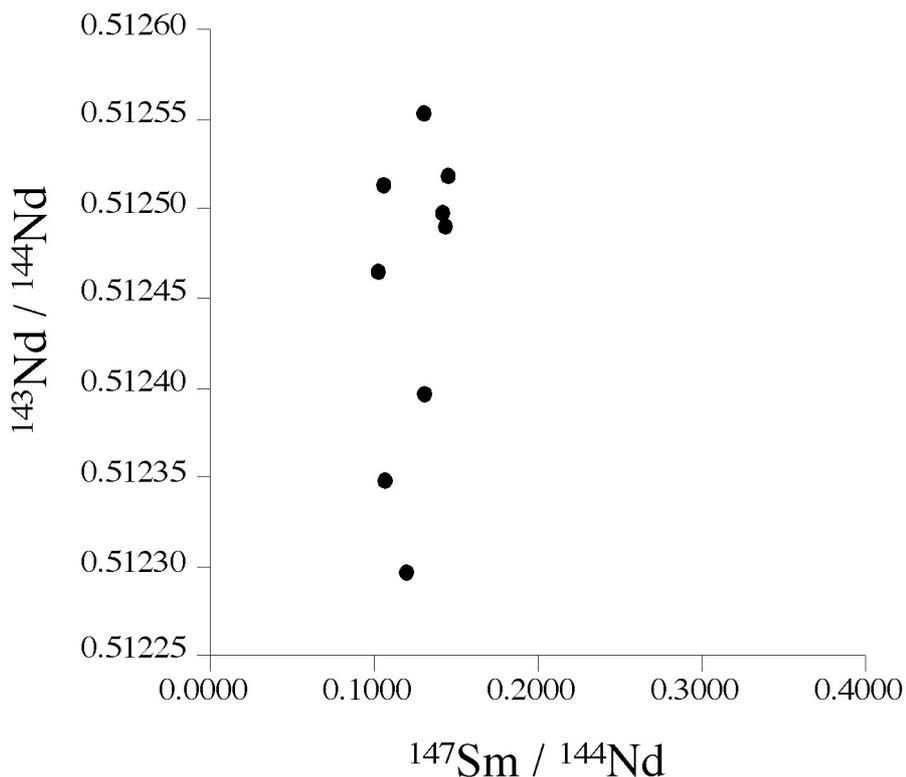


Figura 21. Relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las muestras investigadas en este estudio.

En esta ocasión también se pueden definir dos grupos de muestras en base a la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculada a 515 Ma. Un primer grupo (muestras MC 10, MC 1 y MC 2) con relaciones isotópicas mayores de 0,5121, y un segundo grupo (MC 9, MC 11, MC 12, MC 5 y MC 6) con relaciones isotópicas comprendidas entre 0,5119 y 0,5121; finalmente, la muestra MC 8 tiene un valor de 0,5118. Sin embargo, estos grupos no coinciden con los establecidos en base a las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas también a 515 Ma.

A excepción de las muestras MC 5 y MC 8, con valores ligeramente negativos, todas las demás presentan $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ positivos (+ 0.6 a + 3.5), indicando un origen esencialmente mantélico para las muestras investigadas (Tabla 3).

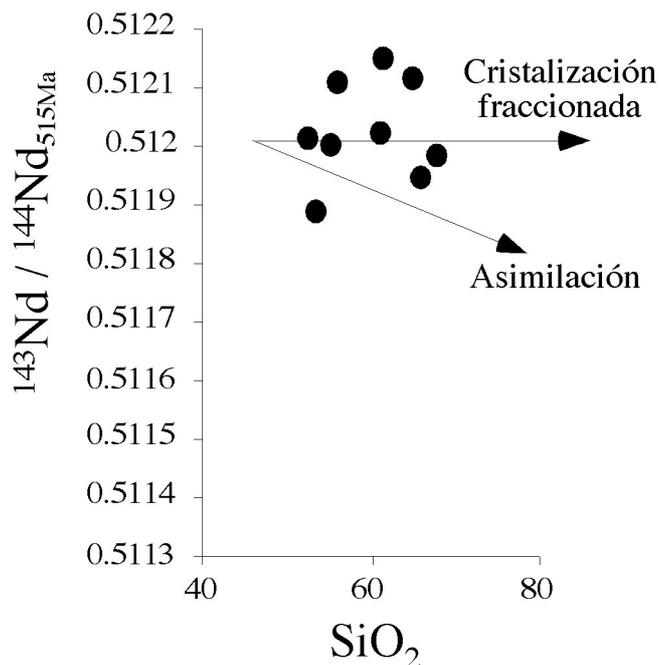


Figura 22. Relaciones isotópicas ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{515\text{Ma}} frente a los contenidos en sílice de las muestras investigadas en este estudio.

En el diagrama diagrama $\text{SiO}_2 - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 22) los puntos representativos del conjunto de las muestras analizadas no ofrece ningún tipo de correlación. Las relaciones isotópicas iniciales son variables, lo cual descarta la integración de las muestras en una única serie de diferenciación relacionada por cristalización fraccionada, pero esta variabilidad tampoco se correlaciona con el incremento en SiO_2 , lo cual descarta que integren una única línea evolutiva relacionada por asimilación/mezcla entre componentes mantélicos y corticales. En detalle, las muestras podrían representar tres grupos de magmas con relaciones isotópicas iniciales de Nd algo diferentes: ca. 0.5121 (MC 10, MC 1 y MC 2), ca. 0.5120 (MC 9, MC 11, MC 12, MC 5 y MC 6) y 0.5119 (MC 8). Dentro de los dos primeros grupos se integran rocas con diferentes contenidos en sílice, que varían desde andesitas basálticas o andesitas a traquitas, lo cual sugiere que podrían relacionarse potencialmente por cristalización fraccionada. Los diagramas de Harker del segundo grupo, único integrado por un número de muestras capaz de definir tendencias evolutivas, ofrecen una correlación negativa relativamente buena entre los elementos ferromagnesianos o afines (FeO, MgO, Cr, Ni, etc.) y la sílice, pero en el resto de los elementos la dispersión es elevada.

Los valores medios del $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ (ca. +1.6) de las muestras estudiadas son notablemente inferiores a los obtenidos por Pin *et al.* (2002) para las rocas de la misma Formación en la Sierra de Córdoba (ca. + 5.2). Si se admite que todas ellas proceden de una misma fuente mantélica de tipo N MORB, como sugieren las relaciones de los elementos conservativos (e.g. Zr/Nb), los magmas que originaron las muestras estudiadas debieron haber sufrido un mayor grado de interacción con material cortical en la fuente y/o durante el ascenso de los magmas que los que originaron los materiales de la Sierra de Córdoba.

Tabla 3. Resultados isotópicos correspondientes al sistema Sm - Nd (roca total) de las muestras de la Formación Malcocinado. La relación isotópica inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se ha calculado a la edad de 515 Ma, única datación radiométrica existente hasta el momento para las rocas de la Formación Malcocinado obtenida por Ordóñez *et al.* (1998) mediante SHRIMP.

MUESTRA	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 SE	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{515\text{Ma}}$	$\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$
MC-1	17,4	3,1	0,10655	0,51251	0,000009	0,51215	3,5
MC-2	26,9	4,6	0,10284	0,51247	0,000007	0,51212	2,8
MC-4	15,3	3,1	*	*	*		
MC-5	12,3	2,8	0,13115	0,51240	0,000006	0,51195	-0,4
MC-6	16,7	3,1	0,10703	0,51235	0,000006	0,51199	0,2
MC-8	16,1	3,6	0,11997	0,51230	0,000007	0,51189	-1,6
MC-9	31,4	6,3	0,14579	0,51252	0,000009	0,51203	1,0
MC-10	13,3	3,3	0,13113	0,51255	0,000009	0,51211	2,6
MC-11	11,7	2,8	0,14236	0,51250	0,000012	0,51202	0,8
MC-12	20,5	5,0	0,14373	0,51249	0,000012	0,51201	0,6

8.3. Comparación entre los datos de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd

El diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{515\text{Ma}}$ vs. $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ (Figura 23) refleja una notable variación del $\text{Sr}_{\text{inicial}}$ (0,7046 a 0,7078) frente al pequeño rango de $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ (-1,6 a + 3,5). Esta tendencia evolutiva sugiere que la variación isotópica del Sr y del Nd está posiblemente relacionada con la alteración hidrotermal de las rocas con agua de mar, aunque la correlación negativa de algunas de las muestras indica que podrían relacionarse con algún proceso de

asimilación/mezcla entre componentes mantélicos y corticales. Sin embargo, los diagramas de las relaciones isotópicas de ambos sistemas frente a la sílice, lo desmienten.

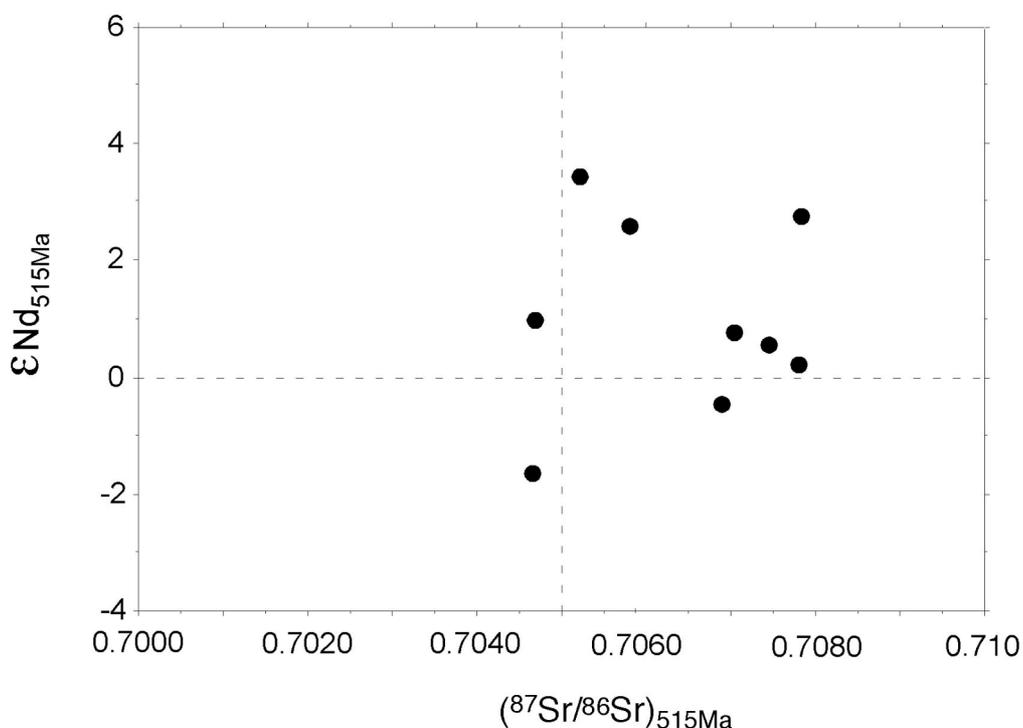


Figura 23. Relaciones isotópicas $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{515\text{Ma}}$ – $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ de las muestras consideradas en este estudio.

Por tanto, las composiciones isotópicas de $\text{Sr}_{\text{inicial}}$ de las rocas estudiadas reflejen la movilidad del Rb y el Sr durante la alteración/metamorfismo hidrotermal de las mismas. Las composiciones isotópicas de $\text{Nd}_{\text{inicial}}$ podrían indicar la existencia de fundidos procedentes de un manto heterogéneo, modificado por fluidos/fundidos derivados de una zona de subducción.

9. DISCUSIÓN

9. DISCUSIÓN

Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo permiten establecer que las rocas estudiadas tienen todas una signatura de arco volcánico y los magmas que las forman deben, por tanto, haber sido emitidos en ambientes relacionados con zonas de subducción.

Los magmas de arco están constituidos por numerosos componentes, tales como fundidos procedentes del manto peridotítico, y fundidos/fluidos procedentes de la corteza subducida, y además pueden presentar modificaciones composicionales variadas consecuencia de la asimilación de material cortical y/o de la cristalización fraccionada durante el ascenso de los magmas. Las rocas derivadas de estos magmas se caracterizan por sus altas relaciones LILE/REE y LILE/HFSE, pero la alta movilidad de los LILE (Rb, Sr, Ba, Pb, ...) impide, en muchas ocasiones, identificar el carácter de arco de las rocas generadas en estos contextos. En el caso que nos ocupa, el enriquecimiento en los elementos no conservativos (Rb, Ba, K, U y Th) con respecto a los (HSFE y REE), se manifiesta sólo para los elementos no conservativos menos móviles, U y Th, pero no así en el caso de los más móviles (K, Rb y Ba). Este empobrecimiento relativo en K, Rb y Ba puede estar relacionado con la alteración/metamorfismo hidrotermal de las rocas estudiadas.

La posible existencia de una alteración hidrotermal precoz, en contacto con H₂O de mar, o la existencia de procesos de alteración/metamorfismo más tardíos, también puede inferirse a partir de las relaciones de Sr_{inicial} en las rocas que nos ocupan (Figuras 19 y 20). Sin embargo, las relaciones iniciales de Nd suelen estar menos afectadas por los procesos de alteración/metamorfismo. Los valores de $\epsilon_{Nd_{515Ma}}$ varían entre + 3.5 y - 1.6, en el rango de los obtenidos por Hildreth y Moorbath (1988) para los Andes centrales y alejados de los usuales en los arcos jóvenes, construidos sobre corteza oceánica (e.g. + 6.5 a + 10; De Paolo, 1988). Por tanto, los isótopos de Nd permitirían relacionar las rocas estudiadas con un ambiente de arco continental.

Las rocas basáltico andesíticas y andesíticas estudiadas proceden del manto, aunque ninguna responde a composiciones primarias. La relación entre Zr/Nb, elementos conservativos durante los procesos de subducción, próxima a 30, sugiere que la fuente mantélica previa a la subducción era de tipo N MORB. Los valores de $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ son, sin embargo, bajos para una fuente N-MORB no modificada. Descartada la interacción tardía con componentes corticales típicos, i.e. relativamente ricos en sílice y potasio, y con ϵNd negativos, los bajos valores en las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pueden relacionarse posiblemente con la adición desde la placa que subduce a la fuente mantélica original de proporciones variables de un componente con bajas relaciones Sm/Nd, derivado posiblemente de fluidos procedentes de sedimentos continentales pobres en K. No obstante, no hay una correlación entre el contenido en K de las muestras y la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{515\text{Ma}}$, circunstancia que probablemente se deba a la removilización del K durante la alteración hidrotermal y/o el metamorfismo.

La ausencia de un descenso en la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con el aumento en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ confirma la existencia de un metamorfismo hidrotermal (Figura 23). Esto sugiere que las rocas volcánicas submarinas pudieron interactuar con H_2O de mar después de su erupción, modificando notablemente sus relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{S}_{\text{inicial}}$.

10. CONCLUSIONES

10. CONCLUSIONES

El estudio petrogenético, geoquímico y geocronológico de los productos lávicos que afloran en el sector de Bienvenida - Usagre (Hojas de Usagre, Llerena y Zafra), ha proporcionado las siguientes conclusiones:

1) Los diversos cuerpos lávicos están constituidos por andesitas basálticas, andesitas, dacitas y traquitas, que muestran una notable alteración de tipo hidrotermal, especialmente patente en la presencia de minerales de baja temperatura asociados a microfracturas.

2) Las rocas pertenecen a series subalcalinas (calcoalcalinas con tendencia evolutiva toleítica: andesitas basálticas, andesitas y dacitas) a moderadamente alcalinas (traquitas).

3) Entre las muestras analizadas no hay composiciones primarias, derivadas directamente del manto.

4) Las rocas calcoalcalinas más básicas tienen relaciones moderadas a altas de LILE/HFSE y LREE/HREE, y marcadas anomalías negativas en Nb y Ti. Estas características son típicas de magmas generados en ambientes de arco volcánico o en ambientes relacionados con zonas de subducción. Los diagramas de discriminación tectono-magmática confirman su afinidad de arco.

5) Las traquitas, a pesar de su carácter moderadamente alcalino, tienen también signatura de arco, confirmada por los diagramas de discriminación tectono-magmática. Sus características químicas, especialmente su extremada riqueza en Na₂O, sugieren que han podido sufrir procesos de alteración (transformación en keratófidos).

6) Los valores de $\epsilon\text{Nd}_{515\text{Ma}}$ (- 1.6 a + 3.5) apoyan también su afinidad de arco volcánico, pero restringen el marco a un ambiente eminentemente continental.

7) Las relaciones de los elementos conservativos Zr/Nb (ca. 30) indican que el manto modificado por la influencia de los fundidos/fluidos derivados de la zona de subducción era de tipo N-MORB.

8) Las relaciones isotópicas obtenidas para estas rocas no han permitido obtener ninguna edad para el conjunto de muestras analizadas.

9) La amplia variación en la relación isotópica de $Sr_{inicial}$ junto con la escasa variación en el valor de ϵNd_{515Ma} sugieren que las rocas pudieron haber sufrido un alteración hidrotermal en contacto con agua de mar.

10) La amplia variación en los elementos móviles K, Rb y Sr sugieren también que las rocas han debido experimentar modificaciones post-cristalización.

11) Las rocas estudiadas son muy similares en sus características químicas a las rocas calcoalcalinas de la Formación Malcocinado que afloran en otros puntos de la Zona de Ossa-Morena como, por ejemplo, en la Sierra de Córdoba. Por otra parte, son muy distintas de las rocas volcánicas alcalinas del Cámbrico medio.

Como conclusión general, se considera que los productos lávicos que afloran en el sector de Bienvenida - Usagre (Hojas de Usagre, Llerena y Zafra) forman parte del vulcanismo calcoalcalino asignado tradicionalmente a la Formación Malcocinado.

11. BIBLIOGRAFÍA

Bandrés, A., Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I. y Palacios, T. (2002). Geodynamic evolution of a Cadomian Arc Region: the northern Ossa Morena Zone, Iberian Massif. *Tectonophysics*, 352: 105 - 120.

Capdevila, R., Matte, P. y Paredes, J. (1971). La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 273: 1359 - 1362.

Castro, A. (1988). Los granitoides deformados de la banda de Guadamez (La Serena, Badajoz). En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico - Libro Homenaje a L.C. García Figuerola*. (Eds. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M., Rodríguez Alonso, M.D.). Ed. Rueda, Madrid, España: 413 - 426.

De Paolo, D.J. (1988). *Neodymium Isotope Geochemistry, an Introduction*. Springer, Berlin, 187 p.

Delgado Quesada, M. (1971). Esquema geológico de la Hoja N° 878 de Azuaga (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*, 82: 277 - 286.

Eguíluz, L., Apraiz, A., Ábalos, B. y Martínez-Torres, L.M. (1995). Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au course du Protérozoïque supérieur: corrélations avec l'orogène cadomien nord armoricain. *Geol. Fr.*, 3: 35 - 47.

Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B. y Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (9): 1398 - 1413.

Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernáiz Huerta, P.P., Monthel, J., García Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A. (2006). Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90: 161 – 186.

Etxebarria, M. (2003). Reconstrucción geométrica y caracterización petrográfica y geoquímica de los eventos magmáticos y tectónicos cámbricos de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, sectores Zafra – Nogales y Jerez de los Caballeros – Cumbres de Enmedio (Zona de Ossa-Morena). Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 332p.

Evensen, M.M., Hamilton, P.J. y O’Nions, R.K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199 – 1212.

Fricke, W. (1941). Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis Doctoral, Univ. Berlín, 91 pp.

García de Madinabeitia, S., Sánchez Lorda M, Gil Ibarguchi, J.I. (2006). Minimización y corrección de problemas en el análisis simultáneo de matrices complejas por Q-ICPMS: aplicación al análisis simultáneo de elementos mayores y trazas en muestras geológicas y medioambientales. Libro de resúmenes de la III Reunión de la Sociedad Española de Espectrometría de Masas, Oviedo, España.

Hildreth, W. y Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455 – 489.

Irving, T.N. y Baragar, W.R. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523 - 548.

Julivert, M., Fonboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.A. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1:1.000.000 y memoria explicativa. Publ. IGME, 113 p.

Kimura, J-I., Manton, W.I., Sun, C-H., Iizumi, S., Yoshida, T. y Stern, R.J. (2002). Chemical Diversity of the Ueno Basalts, Central Japan: Identification of Mantle and Crustal Contributions to Arc Basalts. *Journal of Petrology*, 43: 1923 – 1946.

Kuno, H. (1968). Differentiation of basalt lavas. En: *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition* (Eds. Hess, H.H. y Poldervaart, A.). Interscience, New York: 623 – 688.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanetti, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745 – 754.

Le Bas, M.J. y Streckeisen, A.L. (1991). The I.U.G.S. systematics of igneous rocks. *Journal of Geological Society of London*, 148: 825 - 833.

Liñán, E. (1974). Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba. *Acta Geológica Hispánica*, 9: 15 - 20.

Liñán, E. (1978). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 212 pp.

Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotct. Forsch*, 6: 78 - 92 (Trad. en Publ. Extr. Geol. España 5:149-166).

Luchitskaya, M.V., Morozov, O.L. y Palandzhyan, S.A. (2005). Plagiogranite magmatism in the Mesozoic island-arc structure of the Pekulney Ridge, Chukotka Peninsula, NE Russia. *Lithos*, 79: 251-269.

Marchesi, C. (2006). Petrogenesis of the ultramafic and mafic rocks from the Mayarí – Baracoa Ophiolitic Belt and the spatially-related volcanism (easter Cuba). Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 139 p.

McDonald, G.A. (1968). Composition and origin of Hawaiian lavas. En: Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams. (Eds. Coats, R.R., Hay, R.L. y Anderson, C.A.). Geological Society of America Memories, 116: 477 – 522.

Middlemost, E.A.K. (1997). Magmas, Rocks and Planetary Development. Ed.: Addison Wesley Longman Ltd. Edinburgh Gate, England, 299 p.

Mullen, E.D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62: 53 – 62.

Ordóñez, B., Gebauer, D. y Eguíluz, L. (1998). SHRIMP age-constraints for the calc-alkaline volcanism in the Olivenza-Monesterio Antiform (Ossa Morena, SW Spain). Goldshmidt Conference, Toulouse, France, 35 Abstract.

Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 36: 121 - 132.

Pearce, J.A. y Gale, G.H. (1977). Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous rocks. Geological Society Special Publication, 7: 14 – 24.

Pearce, J.A. (1982). Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Andesitas (Ed.: Thorpe, R.S.). Wiley, Chichester: 525 – 548.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W y Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956 – 983.

Peccerillo, R. y Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63 – 81.

Pieren Pidal, A.P. (2000). Las sucesiones anteordovícicas de la región oriental de la provincia de Badajoz y área contigua de Ciudad Real. Teis Doctoral, Univ. Complutense. 2 vol.: 189 - 379.

Pin C. y Bassin C. (1992). Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta*, 269, 249-255.

Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T. y Valenzuela, A. (2002). Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics*, 352: 133 - 151.

Pin, C. & Santos Zalduegui, J.F. (1997). Sequential separation of LREE, Th and U by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79 - 89.

Quesada, C. (1990). Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic* (Eds.: Strachan, R.A. and Taylor, G.K.). Blackie, New Cork, 109 - 133.

Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Ed. Longman Singapore Publisher (Pte) Ltd., Singapore, 352 pp.

Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L., Garrote, A. y Apalategui, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21.

Sánchez-García, T., Bellido, F. y Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian – Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233 – 255.

Santamaría, J. (1995). Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico - Cámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro Ibérica). Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona.

Saunders, A.D., Norry, M.J. y Tarney, J. (1988). Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology*, Special Lithosphere Issue, 415 – 445.

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* (Eds.: Saunders, A.D. y Norry, M.J.). Geological Society of London Special Publications, 42: 315 – 345.

Tatsumi, Y. y Eggins, S. (1995). *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Canberra, 211 p.

Tilley, 1960 Tilley, C.E. (1960). Some new chemical data on the alkali rocks of the Vredefort Mountain Land, South Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 63: 65 – 70.

Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. y Grant, S.W.F. (1994). Neoproterozoic - early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6): 729 - 765.

Vidal, G., Jensen, S. y Palacios, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2): 169 - 179.

Vidal, G., Palacios, T., Moczydlowska, M. and Gubanov, A.P. (1999). Age constraints from small shelly fossil on the early Cambrian terminal Cadomian Phase in Iberia. *Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar* (Transactions of the Geological Society in Stockholm), 121: 137 - 143.

Weaver, B.L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381 – 397.

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Ed.: Academic Division of Unwin Hyman Ltd., London, 466 p.

Winchester, J.A. y Floyd, P.A. (1976). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325 – 343.

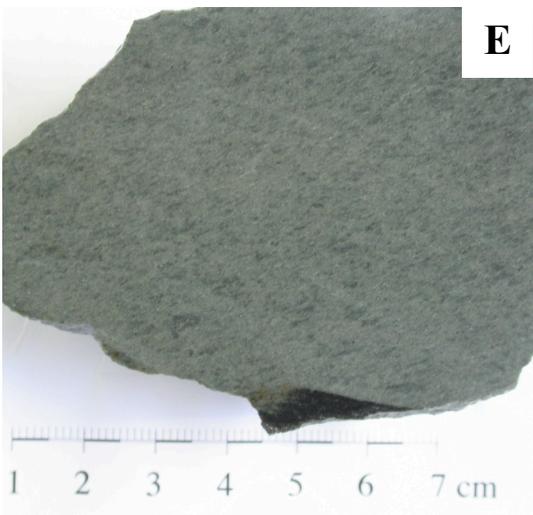
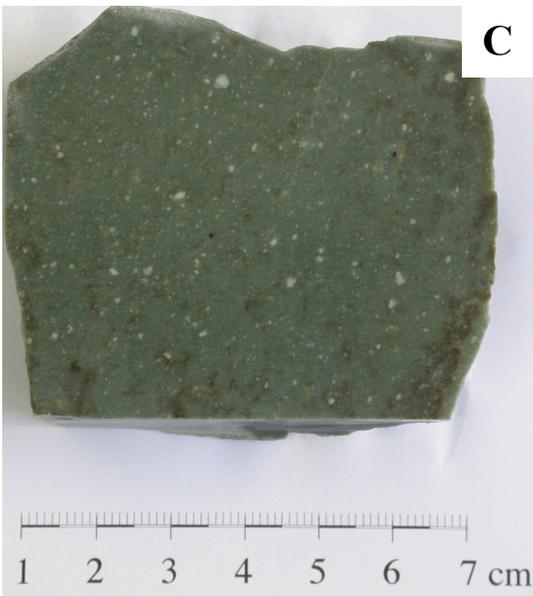
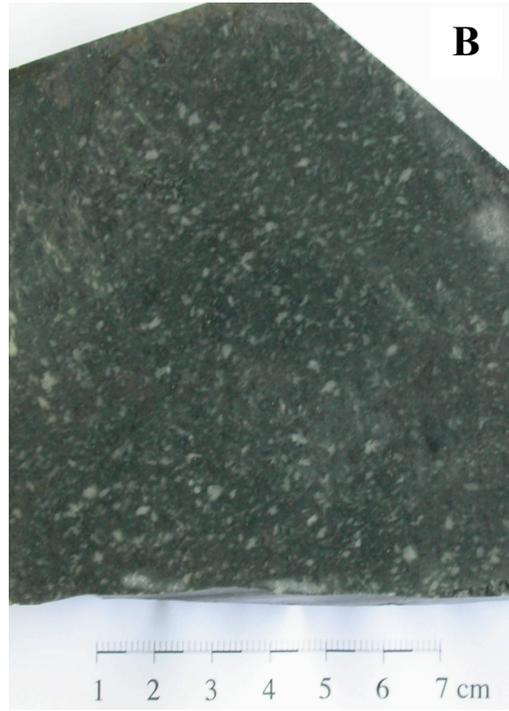
PLANCHA 1

Plancha 1. **(A)** Preparación de muestras para su posterior machaqueo; en la fotografía detalle de las secciones realizadas con una sierra de disco. **(B)** Sala de trituración y molienda de rocas del Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad del País Vasco/EHU. **(C)** Detalle de la perladora donde se lleva a cabo la fusión de rocas. **(D)** Fotografía del equipo ICP-Masas Thermo modelo X7 empleado para la cuantificación de los elementos analizados. **(E)** Detalle de las columnas de separación cromatográfica que contienen resinas de intercambio iónico, y **(F)** Fotografía del equipo TIMS Finnigan modelo MAT 262 empleado en las determinaciones isotópicas.



PLANCHA 2

Plancha 2. *Aspecto mesoscópico de las muestras consideradas en este estudio; las secciones expuestas se han obtenido con ayuda de una sierra de disco. (A) Fenodacitas (muestras MC 1 y MC 9) en las que se observan fenocristales y microfenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica oscura. (B) Traquita verdosa con textura afanítica microporfídica (muestra MC 2). (C) Traquitas (muestras MC 4, MC 5 y MC 6) con textura microgranuda felsítica fluidal. (D) Andesitas/basaltos (muestras MC 8 y MC 11) con microfenocristales de plagioclasa y anfíbol. (E) Fenoandesita/fenobasalto afanítico (muestra MC 10). (F) Muestra MC 12 metaandesita deformada, en la que son perceptibles los fenocristales de plagioclasa deformados y los planos de esquistosidad.*



PLANCHA 3

Plancha 3. *Microfotografías tomadas a 16 aumentos y con nícoles cruzados (ancho de foto 12 mm aproximadamente). (A) Aspecto microtextural de la muestra MC 1, en el que destacan, entre otros aspectos, los agregados biotíticos y el avanzado estado de transformación que dificulta en parte la observación de la textura. (B) y (D) Andesitas/basaltos (fenoandesitas/fenobasaltos) en los que se preservan en gran medida las características texturales de origen ígneo, destacando las estructuras de flujo magmático, pero en las que la neoformación de epidota-clorita-calcita-cuarzo-minerales opacos enmascaran parcialmente la mineralogía original. (C) y (E) Aspecto microtextural que exhiben las traquitas, con la diferencia del carácter marcadamente porfídico en las muestras MC 4, MC 5 y MC 6 (foto E) con respecto a la muestra MC 2 (foto C). (F) Muestra MC 12, en la que destacan las plagioclasas fracturadas y la neoformación de agregados de clorita-biotita-epidota*

