

ESTUDIO DE PROCESOS DE MEZCLA DE MAGMAS CON TRANSFERENCIA CRISTALINA EN EL PLUTÓN GRANÍTICO DE LA MALADETA: MODELIZACIÓN CUANTITATIVA

Teresa UBIDE¹
Enrique ARRANZ¹
Carlos GALÉ¹
Marceliano LAGO¹

RESUMEN.— En la zona central del Complejo Plutónico de La Maladeta (Pirineo axial, Huesca) se reconocen dos diques compuestos, máfico-félsicos, en los que se produjeron procesos de mezcla entre un magma máfico y otro félsico, dando lugar a una variedad de magmas híbridos. El estudio petrológico, mineralógico y geoquímico de los diferentes litotipos híbridos demuestra que, durante la mezcla de magmas, también hubo procesos adicionales de transferencia de cristales, previamente formados. La importancia de la transferencia de sólidos en el caso estudiado genera divergencias entre la composición de los híbridos y el modelo de mezcla simple. Así, se ha desarrollado una nueva fórmula que modeliza procesos de mezcla de magmas con transferencia cristalina. Este nuevo modelo sí se ajusta a las composiciones híbridas estudiadas y, además, tiene una aplicación más general que el clásico modelo de mezcla simple, ya que los procesos de mezcla pura (sin transferencia cristalina) son poco frecuentes en la naturaleza.

ABSTRACT.— Two composite mafic-felsic dykes crop out in the central zone of Maladeta Plutonic Complex (Pyrenean Axial Zone, Huesca). They are the result of mixing processes between mafic and felsic magmas. The

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. E-50009 ZARAGOZA. teresaubide@gmail.com, earranz@unizar.es, carlos.gale@gmail.com, mlago@unizar.es

petrological, mineralogical and geochemical study of the generated hybrids points out the significance of crystal transfer during magma mixing. In consequence, simple mixing models do not fit our hybrid compositions. We have developed a new equation for modelling magma mixing with crystal transfer processes. Our hybrid compositions agree with the new model, which has a wider application than the former, as pure magma mixing processes (without crystal transfer) are rare in nature.

KEY WORDS: Magma mixing, crystal transfer, LA-ICPMS, Pyrenean Axial Zone (Huesca).

INTRODUCCIÓN

La mezcla de magmas consiste en la combinación de dos o más magmas coetáneos de composición más o menos contrastada, en la que el magma resultante debe tener una cierta homogeneidad y su composición ser intermedia entre la de los dos magmas iniciales. Del propio concepto general de magma, entendido como mezcla relativamente homogénea de tres fases (fundido, fases volátiles y sólidos en suspensión) se deriva que, en los procesos de mezcla de magmas, habrá fases miscibles y puede haber fases (sólidos) cuya propia naturaleza implica su inmiscibilidad, pudiendo ser transferidos de un magma a otro sin modificar su composición. Las mezclas de magmas raramente implican a líquidos exentos de cristales, por lo que el nuevo magma generado está integrado por una fase gaseosa y otra líquida, resultantes de la combinación de las fases gaseosas y líquidas de los fundidos que intervienen, más tantas fases sólidas como minerales aporten cada uno de ellos (LÓPEZ y CEBRIÁ, 1990).

Estos procesos de mezcla son comúnmente considerados responsables de las composiciones híbridas predominantes en los plutones graníticos. Se asume que dichas composiciones son resultado de la mezcla entre magmas de origen mantélico (polo básico o máfico) y cortical (polo ácido o félsico) (WINTER, 2001, y sus referencias). En ocasiones, es posible identificar diques compuestos, máfico-félsicos, en dichos plutones graníticos, que se consideran *modelos a escala reducida* de los procesos de mezcla de magmas que afectan al conjunto del plutón (WIEBE, 1991; WIEBE y cols., 1997*a, b, c*, y sus referencias; KOYAGUCHI y BLAKE, 1991; KOYAGUCHI y TAKADA, 1994).

El Complejo Plutónico de La Maladeta (Huesca) (CPM) es un excelente ejemplo de procesos de mezcla de magmas, ya que, por una parte, sus

facies intermedias, mayoritarias, son resultado de la mezcla de sus facies extremas (ARRANZ, 1997, y sus referencias) y, por otra parte, se reconocen diques compuestos, máfico-félsicos, de dimensiones hectométricas (CHARLET, 1979; ARRANZ, 1997, y sus referencias), que permiten estudiar y modelizar dichos procesos a escala de afloramiento, extrapolando los resultados al conjunto del plutón.

Los estudios sobre el CPM han sido numerosos y orientados con diversos enfoques (ARRANZ, 1997, y sus referencias). Los contornos cartográficos del macizo fueron definidos por MEY (1967, 1968), ZANDVLIET (1960), KLEINSMIEDE (1960), WENNEKERS (1968) y DE SITTER y ZWART (1962); la diferenciación de las unidades y facies petrográficas fue realizada en diferentes trabajos por CHARLET (1968, 1972, 1974 y 1979), CHARLET y DUPUIS (1974) y sintetizada en WATERLOT y CHARLET (1983). Los primeros datos geoquímicos parciales fueron presentados por MICHARD-VITRAC y cols. (1980) y ENRIQUE (1989), que aportó los primeros datos recientes en elementos mayores. Sin embargo, los primeros datos completos en geoquímica mineral y en roca total, así como el primer modelo petrogenético para el macizo (CPM), fueron aportados por ARRANZ (1997), que también actualizó la cartografía. La edad de emplazamiento tardivarisca del macizo está soportada por las dataciones geocronológicas de MICHARD-VITRAC y cols. (1980), EVANS (1993), EVANS y cols. (1998) y SOLÉ y cols. (1997); la caracterización de las condiciones termobarométricas y físico-químicas durante el emplazamiento de la masa plutónica fue realizada por DELGADO (1993).

La existencia de afloramientos compuestos máfico-félsicos en el CPM fue puesta de manifiesto en los trabajos de CHARLET (1972, 1979) y ARRANZ (1997), quienes describen la presencia de zonas con morfología irregular, elipsoidal o en diques. Las descripciones de estos autores se limitan a la petrología de los afloramientos y a sus relaciones de contacto con los encajantes.

El estudio geológico previo de estos diques (UBIDE, 2005) ha permitido verificar su origen a partir de un proceso de mezcla y la notable importancia de la transferencia cristalina entre los híbridos, en este caso de anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo.

En 1978, Allègre y Minster propusieron una ecuación que reproduce el comportamiento de los elementos traza en los procesos de mezcla simple

entre dos magmas. Esta ecuación considera la miscibilidad completa entre los fundidos implicados y la ausencia de fases sólidas en el sistema, y su aplicación ha dado buenos resultados en numerosos sistemas geológicos. Sin embargo, no se ha desarrollado hasta el momento ninguna ecuación que permita valorar la influencia de los procesos de transferencia cristalina (SHAW, 2006).

El papel fundamental de la transferencia de sólidos en el caso que nos ocupa ha llevado a desarrollar una ecuación que valore su influencia en el proceso de mezcla. La ecuación definida exige el conocimiento de la composición en elementos traza de las fases transferidas. Hasta el momento se han utilizado, con buenos resultados (UBIDE, 2007), composiciones extraídas de la literatura, pero para la verificación definitiva de la ecuación es necesario obtener las composiciones reales mediante LA-ICP-MS.

La hipótesis de partida es que las diferencias observadas entre las composiciones, en roca total, reales y las obtenidas aplicando el modelo de mezcla simple de ALLÈGRE y MINSTER (1978) se deben a la importante influencia de la transferencia de fases sólidas entre los magmas mezclados.

Así, se espera que la inclusión en la ecuación inicial de un miembro que represente dicha transferencia cristalina conlleve el ajuste de las nuevas composiciones modelo a las composiciones reales. La nueva ecuación podrá tener una aplicación general a cualquier sistema de mezcla de magmas, ya que en los casos en los que la transferencia cristalina no es importante, el nuevo término añadido a la ecuación inicial será nulo, en tanto que en el resto de los casos, la nueva ecuación permitirá una mayor aproximación al proceso real.

Por tanto, el objetivo fundamental de este trabajo se centra en la verificación de una nueva ecuación que valore la importancia de la transferencia cristalina en los procesos de mezcla de magmas, para modelizar este tipo de procesos de una forma más real.

MATERIAL Y MÉTODOS

Los materiales estudiados pertenecen a dos afloramientos localizados en la zona central del CPM, en los que se reconocen procesos de mezcla de

magmas de composición contrastada con evidencias de transferencia de fases sólidas.

A partir del estudio de visu y petrográfico de las muestras recogidas, se seleccionaron aquellas más inalteradas y representativas del proceso a caracterizar, para su análisis. La preparación de las muestras, tanto para composición mineral (microsonda electrónica y LA-ICP-MS) como para roca total (FRX e ICP-MS), se llevó a cabo en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza. Para la composición mineral se prepararon tabletas delgado-pulidas de $100\ \mu$ de espesor, que se utilizaron para el análisis de los elementos mayores (por microsonda electrónica) y traza (mediante LA-ICP-MS). Para la composición en roca total, las muestras seleccionadas se machacaron, cuartearon, molieron y tamizaron, obteniendo un polvo homogéneo y representativo.

Los análisis de microsonda electrónica se realizaron en el Laboratorio de Microscopía Electrónica Luis Bru de los Centros de Apoyo a la Investigación de la Universidad Complutense de Madrid, con un equipo JEOL JM-6400, según las condiciones estándar de análisis.

Los análisis de LA-ICP-MS y de roca total se llevaron a cabo en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Los análisis de roca total se realizaron mediante fluorescencia de rayos X (FRX; Philips Magix Pro PW 2440) para los elementos mayores y espectrometría de masa acoplada a plasma inductivo (ICP-MS; Perkin-Elmer Sciex-Elan 5000) para los elementos traza. Los análisis de LA-ICP-MS se realizaron en la Unidad de Datación Radiométrica y Geología Isotópica, con un Espectrómetro de Masas con fuente de ionización por antorcha de plasma y filtro de iones por cuadrupolo AGILENT 7500a, con sistema de Ablación Láser Mercantek UV-213.

Para el tratamiento de los datos obtenidos por LA-ICP-MS se siguió una metodología muy detallada, llevada a cabo con hojas de cálculo diseñadas para tal efecto.

Los resultados obtenidos mediante las técnicas de ICP-MS (en roca total) y de LA-ICP-MS (en minerales) permitieron la aplicación y verificación de la nueva ecuación propuesta por UBIDE (2007), a partir de la cual se

obtuvieron los mecanismos petrogenéticos que dieron lugar a la formación de los diques estudiados.

RESULTADOS

Estudio petrológico

Los dos afloramientos estudiados (fig. 1, *a* y *c*) corresponden a dos diques compuestos de dos tipos de magmas contrastados: máfico (oscuro, básico) y félsico (claro, ácido). A escala de afloramiento, es posible reconocer la secuencia de procesos físicos, igual en ambos diques, que tuvieron lugar en el emplazamiento de estos dos tipos de magmas, que son

- Inyección del magma máfico dentro del conducto.
- Inyección, poco posterior, del magma félsico por el mismo conducto.
- Fragmentación del magma máfico, todavía no enfriado y de comportamiento plástico, debido al empuje del segundo magma (mezcla física; fig. 1, *a* y *b*).
- Interacción simultánea entre los dos magmas, produciéndose una mezcla química que genera rocas híbridas entre las composiciones de ambos magmas.

El grado de hibridación observado no es igual en los dos afloramientos ni afecta de la misma manera a las composiciones de los magmas originales. Así, las composiciones máficas presentan una hibridación significativa (se observan volúmenes de mayor tamaño de grano, coloración más clara y contactos difusos), que contrasta con la escasa modificación que muestra el componente félsico (se identifican zonas con una mayor proporción de minerales ferromagnesianos, transferidos, cerca de los enclaves máficos; figura 1*b* — señalada con un marco coloreado—).

De la gran variedad de composiciones y texturas que es capaz de generar el proceso de mezcla, el estudio petrográfico ha permitido establecer tres litotipos principales en función de la composición y el grado de hibridación (fig. 2) que, del más félsico al más máfico, son

- Híbrido félsico 1 (HF1): aplita con biotita y turmalina ocasional.

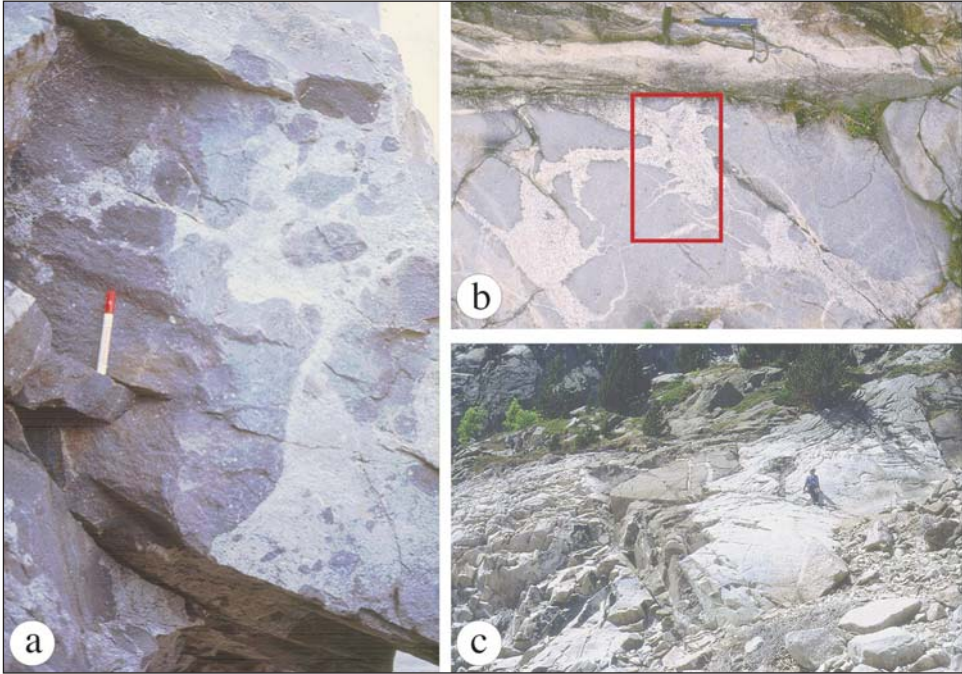


Fig. 1. *a)* Enclaves máficos dentro del dique de aplita más oriental; *b)* detalle del dique compuesto cortado por un dique de aplita tardío; *c)* aspecto general del afloramiento más occidental, donde puede apreciarse el predominio de la aplita sobre el volumen máfico, escasamente fragmentado en su zona central.

- Híbrido máfico 3 (HM3): microtonalita / microdiorita con biotita y anfíbol.
- Híbrido máfico 1 (HM1): microgabro con anfíbol y biotita.

Ninguno de estos litotipos representa a los polos composicionales extremos intervinientes en el proceso, identificándose modificaciones en grado variable por hibridación en todos ellos. Las composiciones máficas sufren un mayor grado de hibridación, en tanto que solo existe un litotipo félsico principal, lo cual es coherente con las observaciones de campo citadas.

Todos los litotipos tienen textura granuda equigranular de tamaño fino a medio (fig. 3). La característica más destacada del estudio petrográfico de estas muestras es la presencia de fases minerales cuya textura indica que

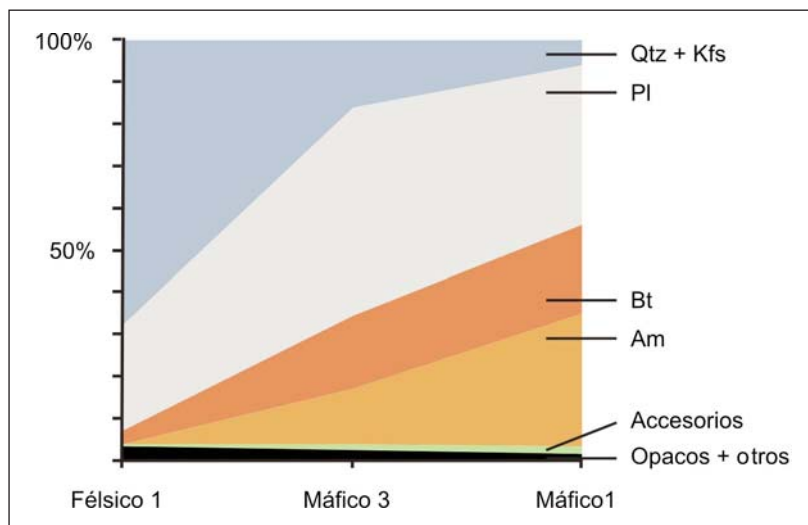


Fig. 2. Composición modal promedio de los litotipos diferenciados.

han sido transferidas en estado sólido desde magmas de diferente composición. Estas fases minerales son, generalmente, de mayor tamaño que el resto de cristales de la roca, y en concreto son

- Plagioclasas (fig. 3, *b* y *e*) con textura esponjosa (*spongy*) que, en ocasiones, presentan recrecimientos en el borde del cristal. El núcleo esponjoso de este tipo de plagioclasas se interpreta como un cristal previo transferido a un magma con el que se encuentra en desequilibrio químico, en tanto que el borde, no esponjoso, creció en equilibrio con dicho magma.
- Glomérulos de anfíbol, que, en ocasiones, presentan un núcleo de biotita (fig. 3, *d*), que puede llegar a reemplazar todo el glomérulo (fig. 3, *c*). Este tipo de textura glomerular del anfíbol sugiere su origen a partir de clinopiroxeno, por reacción con un fundido enriquecido en agua.
- Cristales de cuarzo incluidos, con coronas de reacción de anfíbol (fig. 3, *c* y *d*).

Por otra parte, se identifican fases cuya cristalización está directamente relacionada con el proceso de hibridación: biotita *blade* (fig. 3, *a*), apatito acicular y allanita.

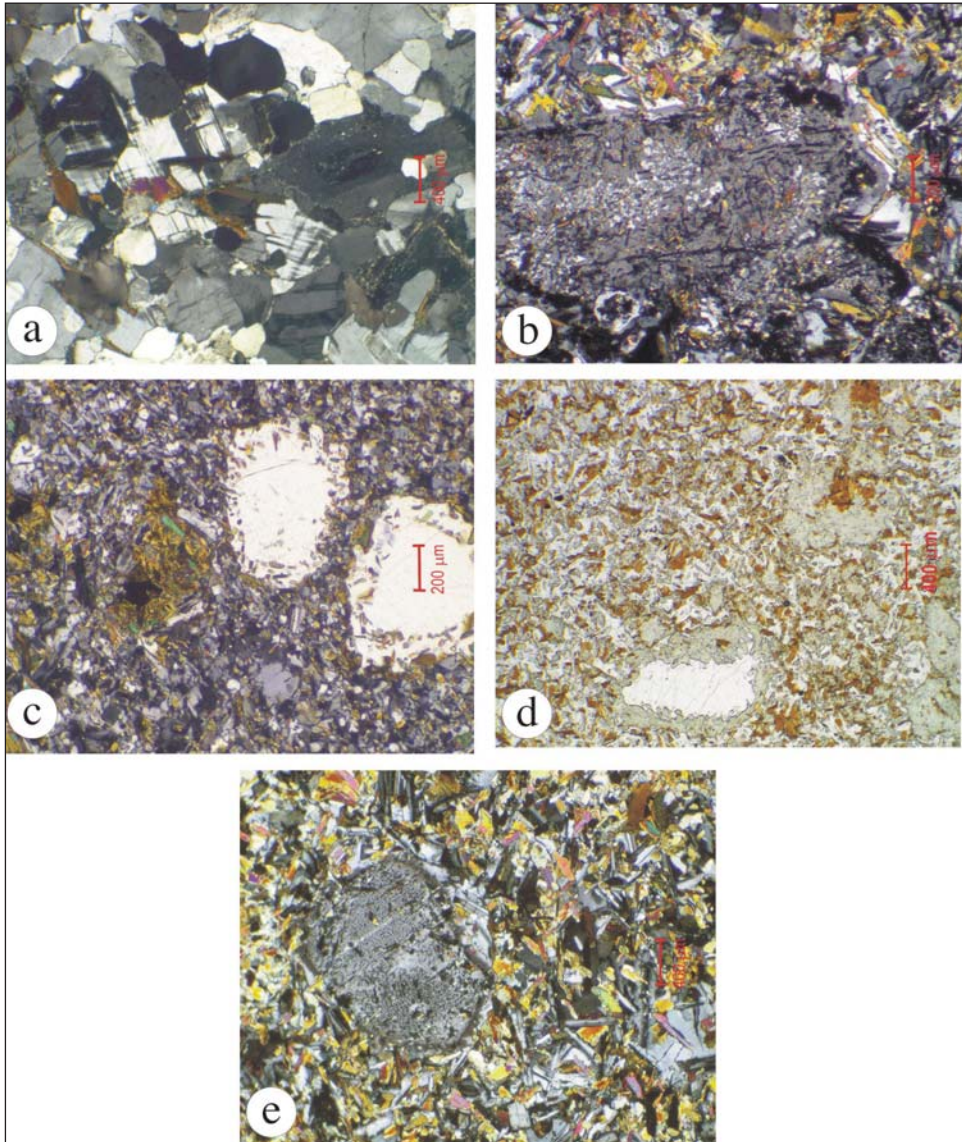


Fig. 3. *a)* HF1: composición cuarzofeldespática mayoritaria, con desarrollo de biotitas *blade*; *b)* HM3: plagioclasa esponjosa donde parte de los espacios generados resultan ocupados por biotita o anfíbol; *c)* HM3: nódulos de biotita y dos ocelos de cuarzo con doble recrecimiento, marcado por una zona con inclusiones de biotita; *d)* HM1: nódulos de anfíbol, con biotita en el núcleo y desarrollo de ocelos de cuarzo con corona de anfíbol; *e)* HM1: cristales de plagioclasa con textura esponjosa y posterior recrecimiento con zonado rápido.

Composición mineral

Elementos mayores

Plagioclasa y feldespato alcalino

La plagioclasa es un mineral común en todos los litotipos; el feldespato alcalino, por el contrario, solo aparece en el HF1.

Las composiciones obtenidas corresponden a los rangos An_{13} a An_{85} para la plagioclasa y Or_{60} a Or_{97} para el feldespato alcalino (fig. 4). Las plagioclasas más anortíticas se encuentran en los híbridos más máficos, aunque la superposición de composiciones es muy común (fig. 4), hecho que, en primer lugar, apoya el carácter híbrido de los litotipos 1, que por tanto no representan polos extremos sin modificar y que, además, sugiere, como la observación petrográfica, que existió transferencia cristalina entre los litotipos en contacto.

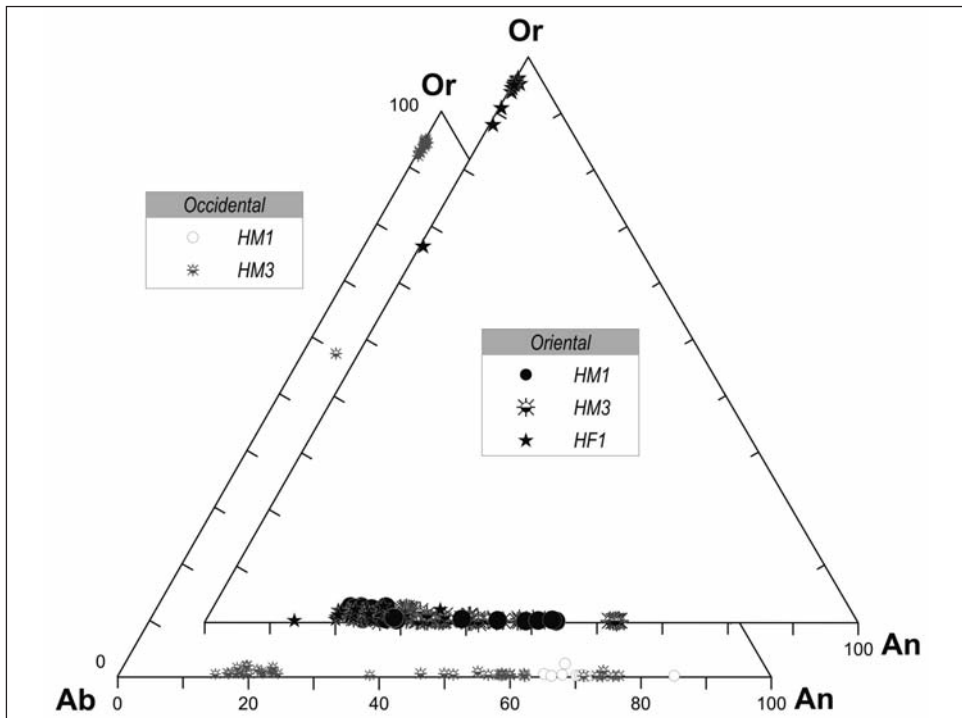


Fig. 4. Composición de la plagioclasa y del feldespato alcalino, muy similares entre los dos diques estudiados (occidental y oriental).

En general, la plagioclasa muestra una disminución en el contenido de anortita del centro al borde de los cristales, implicando la existencia de un zonado composicional en aquellos (más cálcicos en el centro).

La plagioclasa *spongy* presenta zonado oscilante y, en algunos casos, un aumento brusco del contenido de anortita hacia el borde del cristal. Estos cambios composicionales reflejan un desequilibrio entre el cristal y el fundido, que provoca una rápida reabsorción inicial del cristal y posterior recrecimiento en equilibrio con el fundido. Este proceso puede ser relacionado con un progresivo aumento del contenido en calcio del magma, coherente con lo esperable en el proceso de hibridación, cuando cristales grandes de plagioclasa formados en litotipos félsicos permanecen en contacto con fundidos progresivamente más mezclados con magmas máficos, o cuando dichos cristales son transferidos a litotipos máficos, en los que se encontrarían en desequilibrio.

Los cristales de plagioclasa de textura esponjosa han sido identificados en todos los litotipos, lo cual indica que la plagioclasa es uno de los minerales cuya composición y zonado sufren mayores modificaciones como consecuencia de los procesos de hibridación.

Biotita

La biotita forma parte de la asociación mineral en todos los litotipos y, en general, presenta variaciones en la relación $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ de 0,36 a 0,70, y valores de Al^{IV} en el rango 1,14 a 1,45 (fig. 5).

La distribución de los valores (fig. 5) muestra una buena adecuación con el carácter máfico, félsico o híbrido de las rocas, correspondiendo las composiciones centrales a los híbridos intermedios.

Por otra parte, resulta destacable la similitud de buena parte de las composiciones obtenidas en los HM1 y sus HM3, sugiriendo, al igual que indicamos previamente para la plagioclasa, un importante papel de la transferencia cristalina como proceso implicado en la generación de los litotipos híbridos intermedios.

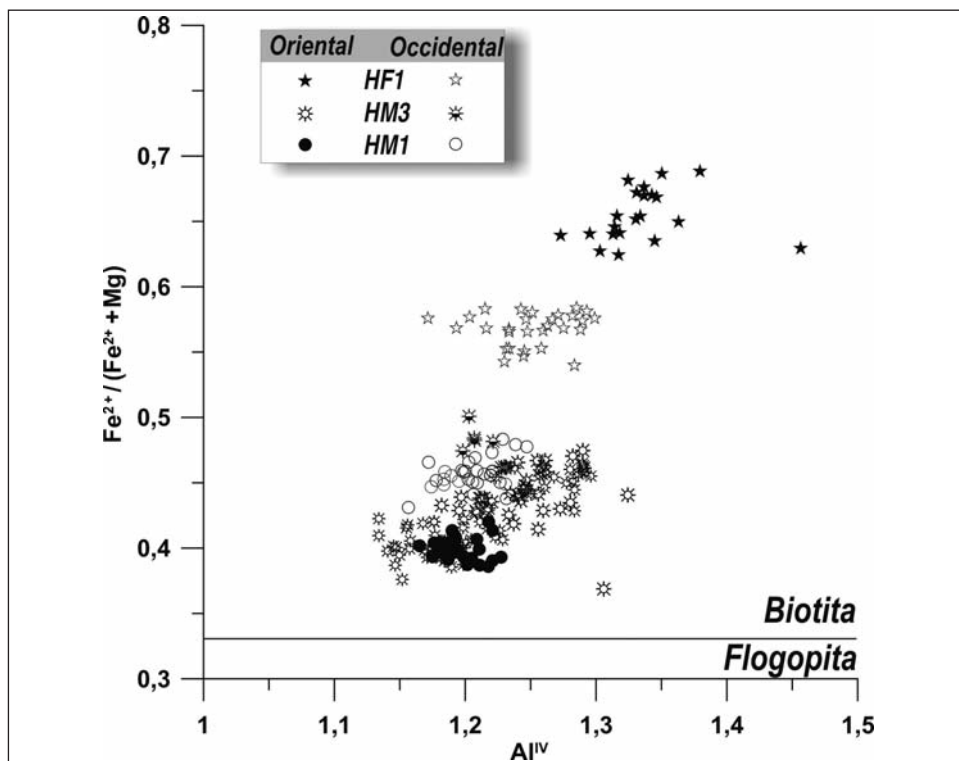


Fig. 5. Variación composicional de la biotita en los litotipos considerados para los dos diques (occidental y oriental) estudiados.

Anfíbol

El anfíbol, cálcico (Mg-Hbl y Act; fig. 6), aparece solo en los litotipos híbridos máficos. Las composiciones obtenidas son coincidentes entre los dos litotipos (fig. 6), lo que indica el origen común del anfíbol de ambos o, en otros términos, la incorporación de este mineral en el HM3 como fase sólida a partir del HM1.

La mayor parte de las composiciones son propias de la cristalización a partir de un fundido, si bien las composiciones más diferenciadas fueron posiblemente reequilibradas en condiciones subsólidas (fig. 7). Dichas composiciones, correspondientes principalmente a los HM3, podrían corresponder a los cristales pertenecientes a glomérulos, apoyando la hipótesis de su origen por hidratación de piroxenos.

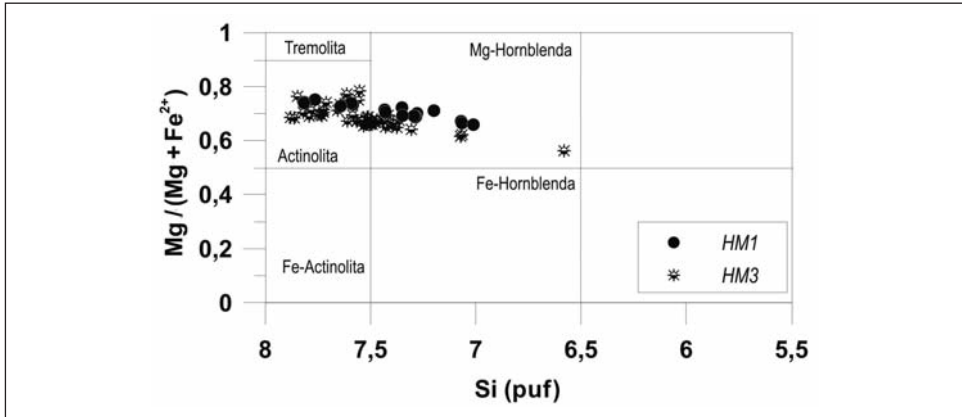


Fig. 6. Clasificación (IMA, 1997) y variación composicional de los anfíboles analizados.

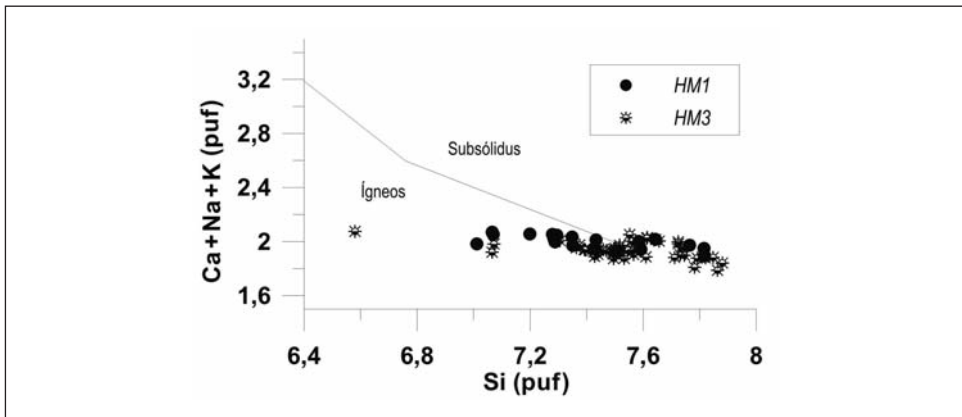


Fig. 7. Diagrama de discriminación entre composiciones ígneas y subsólidas en anfíboles (CZAMANSKE y WONES, 1973).

Tierras raras (REE)

El análisis de la composición en elementos traza de las fases minerales (tabla 1) se ha centrado en aquellas que aportan información acerca del proceso de mezcla o de la transferencia de fases sólidas. Por otra parte, también se han tenido en cuenta composiciones de fases propias de los magmas originales (posiblemente gabros y aplitas del CPM, véase el epígrafe siguiente), como elementos de comparación.

De los minerales transferidos durante el proceso de mezcla, se ha estudiado la composición de plagioclasa esponjosa y biotita y anfíbol glomerulares.

Tabla 1. Selección de composiciones minerales en REE (ppm), tanto de los híbridos estudiados (HF1, HM3, HM1) como de los magmas originales mezclados (aplitas con turmalina —APL(t)— y gabros —GAB— del CPM). *transf.*: fases transferidas a los magmas híbridos (plagioclasa de textura esponjosa y glomérulos de anfíbol y biotita).

	<i>Plagioclasa</i>					<i>Biotita</i>			
	<i>APL(t)</i>	<i>HF1</i>	<i>HF1 transf.</i>	<i>HM3</i>	<i>HM3 transf.</i>	<i>HF1</i>	<i>HF1 blade</i>	<i>HM3 transf.</i>	<i>HM1 transf.</i>
La	0,64	4,53	2,75	1,40	2,61	0,20	0,40	0,10	0,52
Ce	0,90	6,89	4,37	2,40	2,96	0,20	0,30	0,16	2,31
Pr	0,04	0,50	0,33	0,23	0,22	0,04	0,11	0,01	0,39
Nd	0,05	1,53	0,99	0,83	0,70	0,12	0,48	0,00	2,09
Sm	0,01	0,12	0,21	0,18	0,20	0,05	0,26	0,00	0,49
Eu	0,02	0,74	0,26	0,75	1,23	0,01	0,03	0,01	0,34
Gd	0,00	0,15	0,13	0,27	0,15	0,16	0,26	0,09	0,60
Tb	0,00	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,09	0,01	0,08
Dy	0,01	0,12	0,05	0,21	0,19	0,14	0,62	0,00	0,66
Ho	0,00	0,02	0,01	0,04	0,04	0,04	0,12	0,01	0,18
Er	0,00	0,03	0,02	0,10	0,09	0,12	0,32	0,01	0,50
Tm	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,09
Yb	0,00	0,00	0,01	0,09	0,09	0,15	0,25	0,01	0,55
Lu	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,11

	<i>Anfíbol</i>				<i>Turmalina</i>	<i>Clinopiroxeno</i>	<i>Ortopiroxeno</i>
	<i>HM3</i>	<i>HM3 transf.</i>	<i>HMI</i>	<i>HMI transf.</i>	<i>APL(t)</i>	<i>GAB</i>	<i>GAB</i>
La	8,16	7,15	8,85	10,01	2,18	9,54	0,98
Ce	22,11	27,16	25,12	32,25	4,44	30,17	2,88
Pr	2,91	4,62	3,97	5,36	0,34	4,99	0,41
Nd	11,80	24,81	19,79	29,29	1,03	29,51	1,93
Sm	3,06	9,16	6,60	9,38	0,26	10,25	0,63
Eu	0,78	0,45	0,66	1,71	0,01	1,06	0,08
Gd	2,88	10,28	7,28	8,90	0,08	10,11	0,72
Tb	0,64	2,26	1,44	1,65	0,00	1,81	0,17
Dy	4,52	14,08	9,74	10,83	0,02	10,87	1,37
Ho	1,00	2,82	2,08	2,19	0,00	2,23	0,39
Er	2,80	7,58	5,66	6,04	0,00	6,34	1,37
Tm	0,45	1,07	0,91	0,88	0,00	0,86	0,26
Yb	3,28	6,94	6,04	5,80	0,01	4,98	2,13
Lu	0,52	0,84	0,88	0,89	0,00	0,75	0,43

El cuarzo no se ha considerado, ya que no concentra elementos traza. En cuanto a los minerales resultantes del proceso, se han analizado plagioclasa, biotita y anfíbol de los híbridos. Finalmente también se han estudiado turmalinas y piroxenos de los magmas del CPM.

Los modelos desarrollados (véase el epígrafe “Modelización cuantitativa del proceso”) se han centrado en las REE, estudiándose las pautas normalizadas de este conjunto de elementos, por lo que el estudio de la composición en trazas de las fases minerales que intervienen en el proceso se centra también en sus REE.

Plagioclasa

La plagioclasa es el mineral del que más análisis se han obtenido. Las composiciones propias de los híbridos y las transferidas son coincidentes en la mayoría de los casos, y difieren de las correspondientes a las aplitas del CPM (tabla 1).

Del conjunto de análisis realizados, hemos considerado, para la modelización posterior, la composición de la plagioclasa transferida (*spongy*) correspondiente al litotipo HM3 (fig. 8). El resto de plagioclasas analizadas,

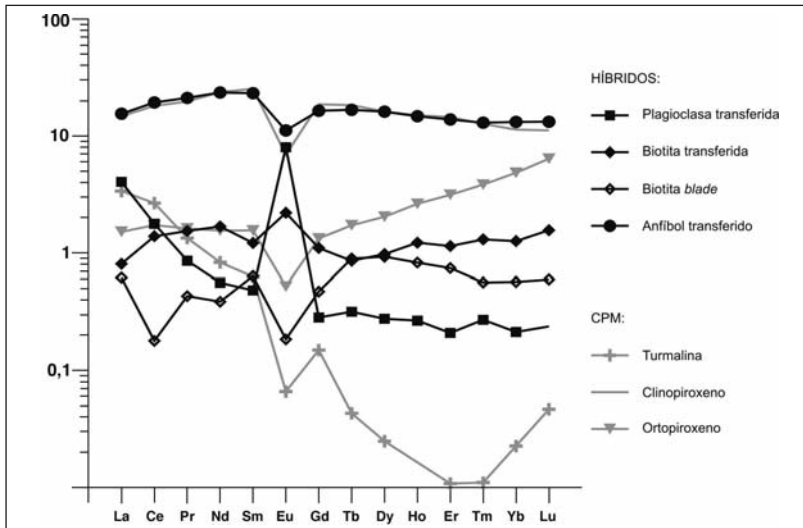


Fig. 8. Pautas de REE normalizadas frente a manto primitivo (McDONOUGH y SUN, 1995) seleccionadas entre las fases minerales analizadas en los híbridos y en los fundidos originales mezclados (CPM).

tienen contenidos de HREE cercanos a los límites de detección de la técnica, por lo que resulta arriesgado tenerlas en consideración; sin embargo, sus contenidos en LREE son muy similares a los de la plagioclasa seleccionada.

La distribución de sus REE, normalizada frente a manto primitivo (MCDONOUGH y SUN, 1995), presenta una pauta descendente para sus LREE ($La_N / Sm_N = 8$), una notable anomalía positiva en Eu ($Eu_N / Sm_N = 17$), que señala una concentración de este elemento en la plagioclasa o bien su estado de oxidación en forma de Eu^{3+} , y, finalmente, una pauta plana en el caso de las HREE ($Tb_N / Lu_N = 1$).

Biotita

De los análisis de biotitas realizados (tabla 1), consideramos dos como significativos para el proceso (fig. 8), uno correspondiente a biotita glomerular y otro a biotita *blade*.

Ambas composiciones tienen pautas normalizadas de REE relativamente planas, sobre todo, si se compara con otros minerales analizados (fig. 8). Pese a ello, muestran una distribución de anomalías inversa, coincidiendo solo, en Tb y Dy, lo que indica su origen diferente (una propia del híbrido y otra transferida).

La biotita glomerular, correspondiente al litotipo HM3, tiene una pauta ligeramente creciente en sus LREE ($La_N / Sm_N = 0,66$) y HREE ($Tb_N / Lu_N = 0,55$), con un ligero enriquecimiento en Eu ($Eu_N / Sm_N = 1,81$). Por el contrario, la biotita *blade*, correspondiente al litotipo HF1, tiene una pauta irregular en sus LREE ($La_N / Sm_N = 0,97$), una pendiente decreciente en sus HREE ($Tb_N / Lu_N = 1,50$) y un empobrecimiento relativo en Eu ($Eu_N / Sm_N = 0,29$).

Anfíbol

Los análisis de anfíbol obtenidos presentan composiciones muy similares entre sí (tabla 1). Destaca este mineral, frente a los anteriores, por presentar contenidos notables en todas las REE, por lo que sus análisis ofrecen

un alto grado de fiabilidad, al estar suficientemente alejados de los límites de detección de la técnica.

La composición más representativa (fig. 8) pertenece a un anfíbol glomerular. Presenta una pauta plana ($La_N / Lu_N = 1,17$), con un ligero empobrecimiento en Eu ($Eu_N / Sm_N = 0,48$). En detalle, se observa una pauta ligeramente creciente para las LREE ($La_N / Sm_N = 0,67$) y, por el contrario, ligeramente decreciente para las HREE ($Tb_N / Lu_N = 1,26$).

Piroxeno

Se ha analizado un cristal de clinopiroxeno y otro de ortopiroxeno (tabla 1) pertenecientes a un gabro del CPM, cuya composición consideramos equivalente a la del magma máfico original (véase el epígrafe siguiente).

Las concentraciones en REE (fig. 8), especialmente en LREE, del clinopiroxeno son un orden de magnitud mayores que las del ortopiroxeno. Además, aunque las pautas relativamente planas en LREE y la pequeña anomalía negativa en Eu son comunes a ambos minerales, el ortopiroxeno presenta una pauta creciente en HREE ($Tb_N / Lu_N = 0,27$) que difiere marcadamente de la pauta general plana del clinopiroxeno ($La_N / Lu_N = 1,33$).

El clinopiroxeno tiene bastante similitud con el anfíbol glomerular, lo cual es consistente con el origen de este tipo de anfíbol a partir de la desestabilización del clinopiroxeno cuando este es transferido a un magma más rico en agua (más félsico).

Turmalina

Se ha analizado un cristal de turmalina (tabla 1) perteneciente a una aplita del CPM que consideramos equivalente en composición al magma félsico original (véase el epígrafe siguiente).

Este mineral muestra (fig. 8) una pauta típica de empobrecimiento progresivo desde las LREE a las HREE, con una pequeña anomalía negativa en Eu y un ligero enriquecimiento en Lu.

Composición en roca total

Elementos mayores

Las composiciones en elementos mayores (tabla II) indican, en primer lugar, una reducida alteración de las muestras analizadas (LOI), menor en los litotipos félsicos y, en todo caso, inferior al 1,17%. En segundo lugar, muestran una elevada concordancia con el conjunto de composiciones del CPM (fig. 9, *a, b y c*), especialmente en los términos extremos. Así, los términos máficos son similares a los gabros y los félsicos a las aplitas del CPM. Por otra parte, resulta destacable que la composición en elementos mayores de uno de los HM3 resulta bastante similar en composición a la del HM1 (fig. 9, *a, b y c*). Esta similitud sugiere un menor desarrollo de los procesos de hibridación para ese caso concreto con respecto al otro HM3 de composición claramente intermedia entre los dos polos extremos.

Tabla II. Composición en roca total de los híbridos estudiados (HF1, HM3, HM1) en ambos afloramientos (oriental y occidental). Elementos mayores en porcentaje en peso; elementos traza en ppm.

	<i>Oriental</i>			<i>Occidental</i>		
	<i>HF1</i>	<i>HM3</i>	<i>HM1</i>	<i>HF1</i>	<i>HM3</i>	<i>HM1</i>
SiO ₂	73,99	65,38	55,13	72,76	55,17	55,99
TiO ₂	0,09	0,46	0,75	0,12	0,81	1,05
Al ₂ O ₂	13,89	15,62	16,50	14,69	17,12	17,97
Fe ₂ O ₂	1,15	4,26	7,14	1,41	7,41	7,17
MnO	0,03	0,08	0,14	0,04	0,20	0,14
MgO	0,29	3,58	7,06	0,48	5,79	4,60
CaO	1,16	4,45	7,05	1,31	8,06	8,02
Na ₂ O	3,01	2,51	1,68	3,14	1,90	1,38
K ₂ O	5,27	2,15	2,72	4,69	1,91	1,87
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,13	0,16	0,13	0,19
LOI	0,21	0,80	1,17	0,42	0,88	1,11
<i>Total</i>	<i>99,23</i>	<i>99,42</i>	<i>99,66</i>	<i>99,22</i>	<i>99,39</i>	<i>99,49</i>
Li	39,92	142,13	175,37	25,02	159,40	77,19
Be	15,48	11,61	4,48	7,35	7,57	2,16
Sc	4,05	16,11	26,70	6,43	29,49	28,17
V	8,39	98,03	178,49	18,89	193,95	177,12
Cr	134,45	243,42	390,10	164,30	316,36	193,11
Co	1,15	16,45	30,16	2,85	26,40	19,82

	<i>Oriental</i>			<i>Occidental</i>		
	<i>HF1</i>	<i>HM3</i>	<i>HM1</i>	<i>HF1</i>	<i>HM3</i>	<i>HM1</i>
Ni	4,71	69,15	124,43	29,92	75,49	12,92
Cu	5,34	27,06	31,85	5,63	11,07	9,57
Zn	12,68	47,43	69,22	21,57	134,88	73,09
Ga	15,41	17,58	18,26	18,68	20,87	20,83
Rb	188,55	125,79	167,91	259,17	147,43	143,64
Sr	99,02	190,32	225,27	71,33	250,26	311,62
Y	13,30	23,00	22,57	9,95	26,41	26,64
Zr	23,79	59,57	69,20	33,38	63,09	80,87
Nb	9,95	7,80	9,37	14,83	7,86	10,05
Mo	0,76	0,44	0,41	2,36	0,36	0,39
Sn	6,46	7,77	11,27	13,88	11,85	9,24
Cs	9,23	20,70	29,51	33,56	28,32	33,76
Ba	127,62	218,49	191,20	107,16	223,30	367,21
La	8,49	13,17	15,81	7,14	20,36	22,96
Ce	17,89	27,80	34,59	15,33	44,83	49,78
Pr	2,03	3,32	4,21	1,78	5,37	6,03
Nd	7,41	12,76	16,86	6,76	21,02	24,77
Sm	2,38	3,54	4,04	1,86	4,68	5,52
Eu	0,58	0,94	0,99	0,37	1,19	1,49
Gd	2,48	4,16	4,25	1,97	4,85	5,50
Tb	0,44	0,69	0,70	0,34	0,80	0,83
Dy	2,52	4,39	4,47	1,92	5,20	5,18
Ho	0,49	0,82	0,91	0,37	1,04	1,08
Er	1,26	2,32	2,39	0,96	2,93	2,87
Tm	0,18	0,35	0,38	0,16	0,44	0,42
Yb	1,15	2,11	2,33	0,97	2,76	2,62
Lu	0,16	0,32	0,37	0,15	0,43	0,39
Hf	1,16	2,17	2,36	1,64	2,41	2,47
Ta	1,83	1,34	9,42	4,64	0,82	0,85
Tl	1,17	0,84	1,18	1,63	1,16	1,00
Pb	70,15	25,31	16,48	70,07	7,55	5,28
Th	3,39	5,70	6,76	3,06	9,19	7,61

La relación $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ es baja (fig. 9, *a*) y con un rango de variación pequeño, de modo coherente con la afinidad calcoalcalina del conjunto del macizo. De las pautas de elementos mayores resulta reseñable que el HM3 de composición intermedia (afloramiento oriental), aun variando el contenido en sílice, mantiene el valor de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ (fig. 9, *a*) y el contenido en K_2O (fig. 9, *b*) respecto a los HM1, valores estos inferiores a

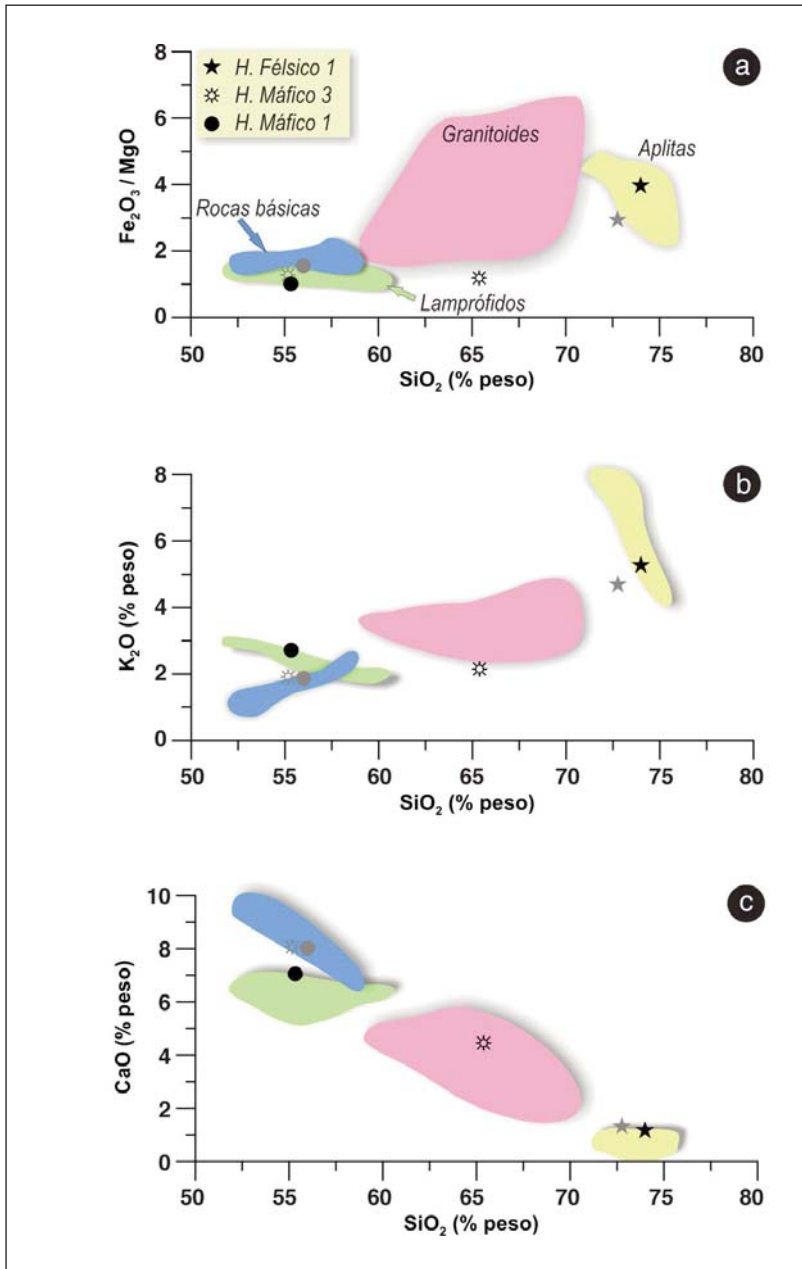


Fig. 9. a) Diagrama de variación Fe₂O₃ / MgO vs. sílice; b) diagrama de variación K₂O vs. sílice; c) diagrama de variación CaO vs. sílice. Cada color (puntos grises o negros) corresponde a un dique (occidental u oriental, respectivamente).

los de los litotipos graníticos del macizo. Por el contrario, el valor de CaO para este litotipo (fig. 9, *c*) resulta intermedio entre los propios de los términos extremos. Estos datos sugieren que el incremento en SiO₂ en el HM3 de composición intermedia está principalmente relacionado con la precipitación de plagioclasa (que correspondería a la de textura no esponjosa) como mineral producto del proceso de hibridación, mientras que los minerales ferromagnesianos resultarían incorporados en el HM3 a partir del HM1 sin modificar sustancialmente su composición, tal como hemos descrito previamente, a partir de las composiciones de biotita y anfíbol. Este aspecto está, además, apoyado por la similitud de texturas que muestran los minerales ferromagnesianos en ambos litotipos (HM1 y HM3).

Tierras raras (REE)

Las composiciones en el conjunto de elementos traza se indican en la tabla II. Como en el caso de los elementos mayores, las pautas de REE obtenidas (fig. 10) también son consistentes con las propias del macizo, correspondiendo los litotipos más diferenciados (aplitas) a las composiciones más empobrecidas.

De la misma forma, una de las composiciones de HM3 se muestra intermedia entre el HM1 y el HF1, resultando más similar al polo máfico en las HREE y más próxima al polo félsico en las LREE (fig. 10), mientras que la otra composición de HM3 considerada resulta muy similar al HM1, indicando, de nuevo, que en este caso se produjo menor hibridación. La coincidencia entre los híbridos es máxima en los elementos del Gd al Er, lo cual apoya la hipótesis de la transferencia como sólido del anfíbol entre los litotipos máficos, puesto que este mineral presenta un elevado coeficiente de reparto para dichos elementos (ROLLINSON, 1993).

Teniendo en cuenta las composiciones en roca total obtenidas, tanto para los elementos mayores como para los elementos traza, se deduce que los magmas mezclados en los conductos estudiados debieron tener una composición similar a la de las rocas básicas (gabros) y a las aplitas del CPM, ya que las rocas estudiadas representan, en todos los casos, híbridos, aunque con diferentes tasas de mezcla. Es muy probable, por tanto, que los clinopiroxenos transferidos a los híbridos (y desestabilizados a anfíbol con

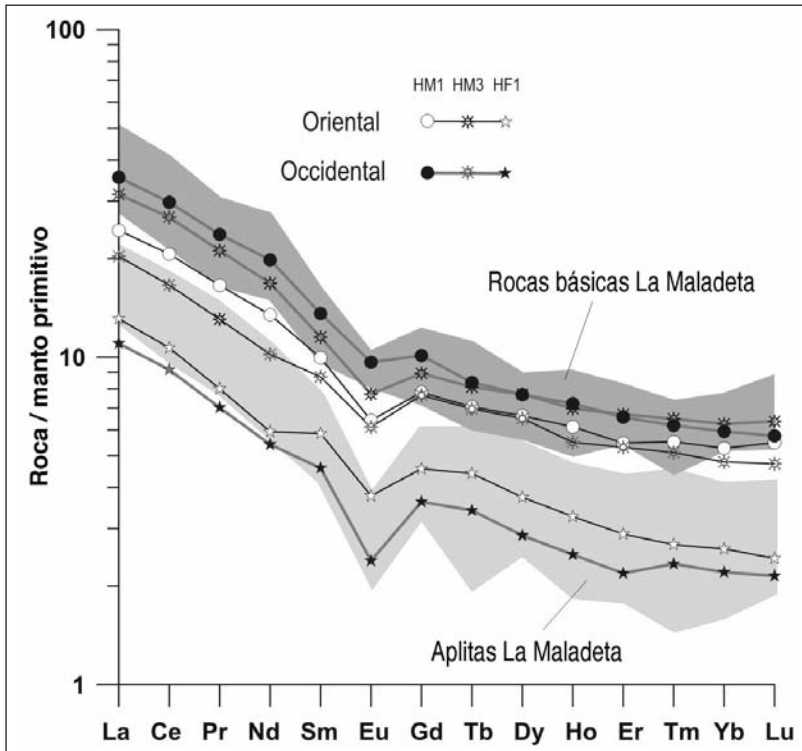


Fig. 10. Pautas de REE normalizadas a manto primitivo (McDONOUGH y SUN, 1995) en los litotipos considerados para los dos diques (occidental y oriental) estudiados. Los rangos de composición de las aplitas y rocas básicas del CPM han sido representados para su comparación con las rocas híbridas (líneas).

textura glomerular, véase el epígrafe anterior) provinieran del magma máfico original (gabro del CPM).

Modelización cuantitativa del proceso

Valoración del proceso de mezcla simple

La ecuación de ALLÈGRE y MINSTER (1978) se aplica a elementos traza para modelizar procesos de mezcla simple, en los que los fundidos implicados son completamente miscibles y no existe transferencia de cristales en estado sólido:

$$C_M = C_1 f + C_2 (1 - f)$$

Donde C_M , C_1 y C_2 representan las concentraciones en la mezcla (M) y en los fundidos 1 y 2, respectivamente, de un determinado elemento, y f la fracción (en tanto por 1) del componente 1 en la mezcla. Teniendo en cuenta que en el sistema de estudio la transferencia cristalina es un proceso bastante generalizado, es esperable que se produzcan divergencias entre las composiciones modelo y las reales.

Para poder aplicar esta ecuación es necesario comprobar que los contenidos en elementos traza sean consistentes con un proceso de mezcla; así, dos elementos altamente incompatibles (i y j) se relacionan mediante una recta en un gráfico C_i vs. C_j (LÓPEZ y CEBRIÁ, 1990, y las referencias que contiene). En este caso, las concentraciones de La y Ce, altamente incompatibles, de todos los litotipos analizados (tabla II) presentan una relación lineal (fig. 11) que no pasa por el origen, lo que indica el desarrollo de procesos adicionales, como asimilación o contaminación (LÓPEZ y CEBRIÁ, 1990, y las referencias que contiene).

Se ha aplicado la ecuación de mezcla simple a las concentraciones de REE de los híbridos más extremos de entre los estudiados (HM1 y HF1 correspondientes a uno de los dos diques estudiados), aumentando los valores de f en intervalos del 5%.

En la figura 12 se muestran, normalizadas, las composiciones de los híbridos extremos (HM1 y HF1 de cada dique), las composiciones resultado

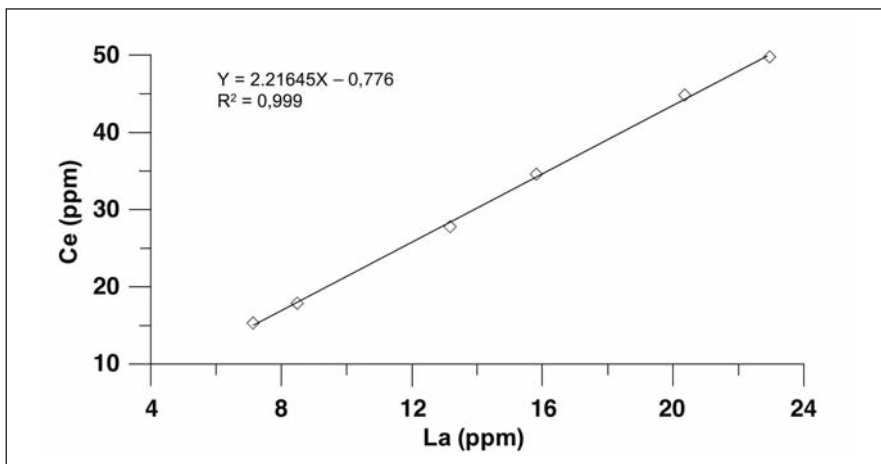


Fig. 11. Correlación entre los contenidos de La y Ce de las muestras de roca total analizadas.

de la modelización (líneas sin símbolo) entre HM1 y HF1 de uno de los diques (símbolos cerrados) y las composiciones de los híbridos intermedios (HM3 de cada caso). Las composiciones modelo presentan un buen ajuste con los híbridos reales para los elementos más incompatibles (LREE; fig. 12), lo cual es lógico si consideramos que los minerales que intervienen en la transferencia cristalina no concentran estos elementos. En lo relativo a las HREE, en uno de los diques (símbolos abiertos) el modelo calculado es coincidente con las rocas reales para los elementos más pesados (Er-Lu), al contrario de lo que sucede en el otro dique (símbolos cerrados), en el que la hibridación fue menor. Las discrepancias observadas en ambos casos pueden ser explicadas por los procesos de

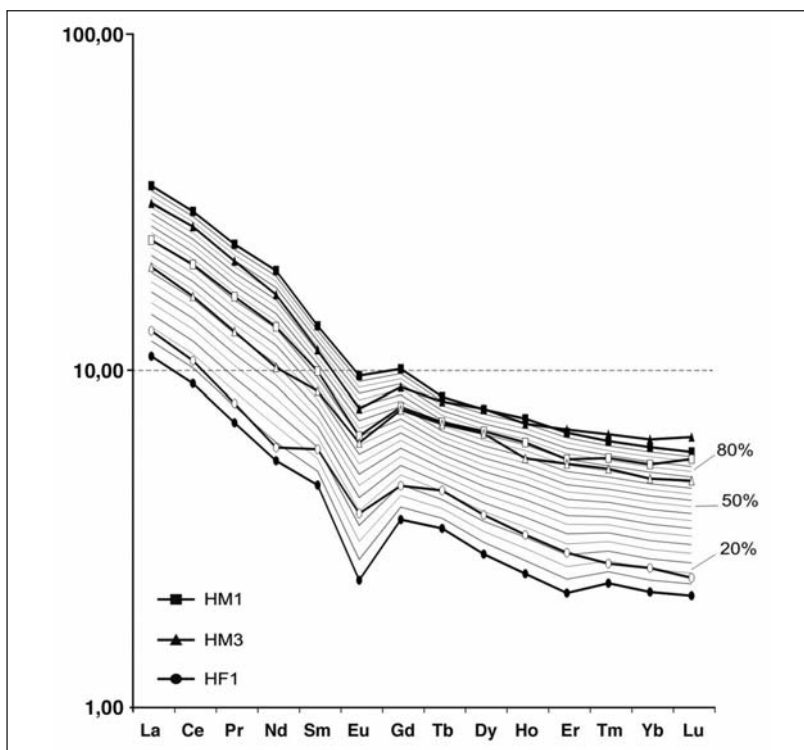


Fig. 12. Composiciones reales de las rocas estudiadas y modelo de mezcla simple (líneas sin símbolo) entre las composiciones más extremas, normalizados a manto primitivo (McDONOUGH y SUN, 1995). Los símbolos abiertos o cerrados indican los distintos diques (oriental y occidental, respectivamente). Los porcentajes indican la participación del polo máfico en el modelo de mezcla.

transferencia cristalina indicados, ya que los tres minerales transferidos (anfíbol y biotita en glomérulos y plagioclasa *spongy*) tienen elevados coeficientes de reparto para Gd, Tb, Dy, Er, Yb y Lu (anfíbol), Eu (plagioclasa) y las HREE en general (biotita).

Las proporciones de mezcla máximas se pueden estimar por comparación entre la pauta real y las pautas modelo, para los elementos más incompatibles: así, el HM3 de uno de los diques (símbolos cerrados) representaría una participación del polo félsico del 15 al 20% y el HM1 del otro dique (símbolos abiertos) una del 40-45%. El HM3 correspondiente a ese dique (símbolos abiertos) sería resultado de la mezcla del subsistema HM1-HF1 de ese dique, con una participación del segundo del 35 al 40%.

Valoración del proceso de mezcla con transferencia cristalina

Se ha desarrollado una nueva ecuación, basada en la de mezcla simple de ALLÈGRE y MINSTER (1978), que tiene en cuenta la transferencia de fases en estado sólido en los híbridos generados:

$$C_M = C_1 f + C_2 (1 - f) + \Sigma (mR)$$

Donde C_M , C_1 y C_2 representan las concentraciones en la mezcla (M) y en los fundidos 1 y 2, respectivamente, de un determinado elemento, f la fracción (en tanto por 1) del componente 1 en la mezcla, m la concentración en el/los mineral/es transferido/s del elemento considerado y R la/s proporción/es modal/es (tanto por 1) del/de los mineral/es transferido/s en la mezcla. Así, el término adicional $\Sigma (mR)$ representa las variaciones que introduce la transferencia cristalina en el proceso principal de mezcla.

Tal y como hemos indicado previamente, ninguna de las rocas estudiadas representa a los polos composicionales del proceso de mezcla; sin embargo, los híbridos de composiciones más extremas (HM1 y HF1) son coincidentes con las composiciones en roca total de los gabros y aplitas del CPM (figs. 9 y 10). Así, utilizaremos como polos composicionales (C_1 y C_2) dichas composiciones del CPM (ARRANZ, 1997), aunque también valoraremos, como en el caso de mezcla simple (véase el epígrafe anterior), las posibilidades de mezcla que presentan los híbridos extremos de los dos diques estudiados. Los valores de f aumentarán a intervalos del 10%.

Tabla III. Proporciones modales (tanto por 1) de los minerales transferidos a cada uno de los híbridos. *W* y *E* indican los dos diques considerados (el más occidental y el más oriental, respectivamente).

<i>R</i>	<i>HF1 W</i>	<i>HF1 E</i>	<i>HM3 E</i>	<i>HMI E</i>	<i>HM3 W</i>	<i>HMI W</i>
Anfíbol	0,000	0,000	0,035	0,165	0,010	0,015
Biotita	0,065	0,000	0,080	0,035	0,030	0,005
Plagioclasa	0,250	0,050	0,050	0,005	0,045	0,004

Por otra parte, en el sistema de estudio se producen transferencias cristalinas de tres minerales (anfíbol, biotita y plagioclasa), por lo que el término adicional Σ (mR) tendrá tres miembros. Los valores de *m* utilizados se corresponden con los representados en la figura 8 para fases transferidas y los valores de *R* han sido estimados al microscopio (tabla III).

Se han representado los resultados de la aplicación del modelo de mezcla con transferencia cristalina (C_M) para cada híbrido, junto con la composición real del híbrido correspondiente (fig. 13). De esta forma, es posible valorar si las composiciones obtenidas mediante la aplicación de la nueva fórmula se aproximan más a las composiciones reales, que en el caso de mezcla simple. Así se puede, por un lado, verificar la validez de la nueva fórmula propuesta y, por otro, establecer, si procede, el proceso de mezcla con transferencia cristalina como el proceso generador de los híbridos estudiados:

- HM1 E (HM1 del dique oriental): resultado coherente de la mezcla con transferencia cristalina de los gabros (con piroxeno) y aplitas del CPM, con una tasa de mezcla del 50% (fig. 13, *a*) del polo fésico. Cabe destacar la importancia de la transferencia cristalina, que provoca que las pautas modelo aumenten sus contenidos en HREE aproximándose mucho más al híbrido real de lo que lo harían las pautas modelo obtenidas con la ecuación de mezcla simple. En concordancia con esta interpretación, cabe recordar que este híbrido presenta las mayores proporciones de anfíbol glomerular, probablemente resultado de la hidratación de los piroxenos del gabro.
- HM1 W (HM1 del dique occidental): no se ajusta a ningún modelo de mezcla, presentando concentraciones en las HREE muy elevadas (fig. 13, *b*), incluso mayores que las del gabro. Teniendo en cuenta que

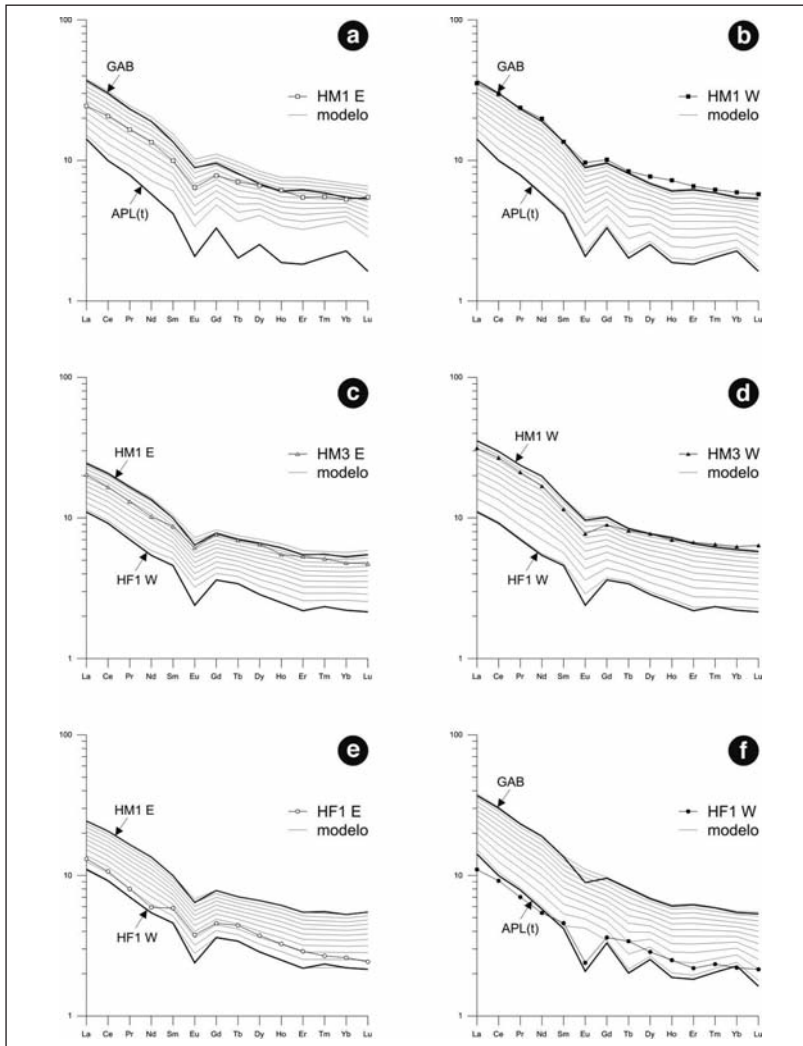


Fig. 13. Modelos de mezcla con transferencia cristalina para cada híbrido y composiciones reales del híbrido correspondiente a cada caso, normalizados a manto primitivo (McDONOUGH y SUN, 1995). GAB: gabro del CPM; APL(t): aplita con turmalina del CPM; *W* y *E* indican los dos diques considerados (el más occidental y el más oriental, respectivamente). *a*) HM1 E, consecuencia de la mezcla con transferencia cristalina entre aplitas y gabros del CPM; *b*) HM1 W, no se ajusta a ningún modelo de mezcla; *c*) HM3 E, consecuencia de la mezcla con transferencia cristalina entre el HM1b y el HF1a; *d*) HM3 W, consecuencia de la mezcla con transferencia cristalina entre el HM1a y el HF1a; *e*) HF1 E, generado por mezcla con transferencia cristalina entre el HM1b y el HF1a; *f*) HF1 W no se ajusta a ningún modelo de mezcla.

este híbrido es muy similar composicionalmente a los gabros del CPM (figs. 10 y 13, *b*), es probable que su génesis implique la hidratación de un magma de composición gabroica, que favorecería la desestabilización de los piroxenos tempranos a anfíboles y la cristalización de este mineral como ferromagnesiano de alta temperatura mayoritario y no glomerular (los glomérulos de anfíbol en este litotipo son muy escasos). La mayor concentración en HREE en este litotipo se justificaría así por los elevados coeficientes de reparto del anfíbol para estos elementos. Por otro lado, los desajustes observados también podrían deberse a una subestimación de la tasa de transferencia cristalina.

- HM3 E: resultado coherente de la mezcla con transferencia cristalina del HM1 E con el HF1 W, con una tasa de mezcla del 30% del polo félsico (fig. 13, *c*).
- HM3 W: no se ajusta demasiado bien al proceso de mezcla con transferencia cristalina entre las composiciones de HM1 y HF1 de este mismo dique (fig. 13, *d*), aunque puede deberse a una subestimación de las tasas de transferencia, o a procesos de hidratación añadidos similares a los del HM1 de este dique.
- HF1 E: resultado coherente de la mezcla con transferencia cristalina del HM1 E con el HF1 W, con una tasa de mezcla del 80% del polo félsico (fig. 13, *d*).
- HF1 W: la pauta de REE de este híbrido no se ajusta a las obtenidas al tomar como polo félsico puro del proceso de mezcla una aplita con turmalina del CPM (fig. 13, *f*), por lo que no puede relacionarse con la misma exclusivamente por los procesos de mezcla propuestos, a pesar de presentar cristales de plagioclasa y biotita transferidos. Este desajuste puede deberse a varios factores:
 - La presencia de abundante turmalina en la aplita de referencia, mientras que es minoritaria en el híbrido félsico. Este mineral resulta indicador del desarrollo de procesos hidrotermales que han afectado a la roca modificando su composición, lo que resulta evidente en la presencia de turmalina, pero también en las variaciones de la composición que se identifican en la pauta de REE, especialmente en las HREE, cuyas concentraciones

presentan oscilaciones significativas. La turmalina ha sido analizada (fig. 8) para tratar de establecer cómo influye en el modelo. Como se ha indicado anteriormente, la turmalina presenta pauta de empobrecimiento progresivo desde las LREE a las HREE, con una pequeña anomalía negativa en Eu y un ligero enriquecimiento en Lu. Estas características se reflejan en la propia pauta del polo félsico utilizado en el modelo, lo cual indica el efecto que tiene la presencia de este mineral.

- La diferente evolución de diques simples y diques compuestos. Los diques compuestos, como son los casos estudiados, presentan evoluciones complejas y los fenómenos de cristalización rápida por transferencia de fases fluidas entre los magmas implicados son capaces de fijar algunos elementos incompatibles (como las REE) en los sólidos cristalizados rápidamente; por el contrario, en diques simples (por ejemplo, el dique de aplita del que se obtuvo la muestra de referencia), en los que el proceso de cristalización está condicionado, principalmente, por el enfriamiento del magma y es más continuo, estos elementos pueden permanecer en los fundidos residuales o ser movilizados hacia otras zonas del sistema en los fluidos hidrotermales, generando una composición empobrecida en algunos elementos. La escasa participación de componentes máficos en el HF1 W, factor que implica que pequeñas variaciones en la composición del polo félsico extremo elegido, van a tener una gran influencia en el mejor o peor ajuste de los productos al modelo.

Estos desajustes podrían ser corregidos o minorados verificando otras composiciones extremas de partida, valorando su mejor o peor adecuación a la composición petrológica y geoquímica del híbrido félsico.

CONCLUSIONES

La ecuación clásica de ALLÈGRE y MINSTER (1978) para modelizar procesos de mezcla simple no se ajusta a los litotipos híbridos aflorantes en los diques compuestos, máfico-félsicos, del sector central del macizo de La Maladeta.

Se ha añadido un término a la ecuación en representación de la transferencia cristalina observada en los híbridos: $\sum mR$, donde m es la concentración del elemento considerado en cada mineral transferido y R es la proporción modal de cada mineral transferido en el híbrido. En el sistema de estudio el sumatorio consta de tres miembros, puesto que son tres los minerales que se transfieren: anfíbol, biotita y plagioclasa.

Los valores de m se han obtenido analizando los minerales transferidos con técnicas analíticas puntuales de elevada sensibilidad (LA-ICP-MS). De los análisis obtenidos, se han seleccionado, para su aplicación a la nueva fórmula, los tres (uno correspondiente a cada mineral) más representativos dentro de los de máxima fiabilidad analítica.

Los modelos resultantes de la aplicación de la nueva fórmula, que toma en consideración los procesos de transferencia cristalina, sí se ajustan a las composiciones híbridas reales. Así, se ha verificado que la fórmula propuesta es correcta. Por otra parte, esta fórmula ha permitido establecer que el mecanismo físico-químico principal que dio lugar a los híbridos estudiados fue un proceso de mezcla química de magmas (hibridación) con transferencia física de cristales previamente formados. Los magmas originales mezclados, máfico y félsico, debieron corresponder composicionalmente a los gabros y aplitas del CPM, respectivamente.

Los resultados analíticos en minerales obtenidos mediante LA-ICP-MS son consistentes con la interpretación de los anfíboles como producto de la hidratación de piroxenos previos, que debieron ser transferidos desde el magma máfico original.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por una Ayuda a la Investigación del Instituto de Estudios Altoaragoneses en su convocatoria del año 2007.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLÈGRE, C. J., y J. F. MINSTER (1978). Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38: 1-25.

- ARRANZ YAGÜE, E. (1997). *Petrología del macizo granítico de La Maladeta (Huesca-Lérida): estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza. 320 pp.
- CHARLET, J. M. (1968). Étude préliminaire du massif granitique de La Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 88: 65-75.
- CHARLET, J. M. (1972). *Étude géologique et pétrographique du massif granitique de La Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles)*. Mémoire présenté au concours de l'Académie Royale de Belgique. 115 pp.
- CHARLET, J. M. (1974). Les grands traits géologiques du massif de La Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). En *Actas del VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos (La Seo de Urgel, 1974)*: 37-38. Resumen de las comunicaciones presentadas. IPE. Jaca.
- CHARLET, J. M. (1979). Le massif granitique de La Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). Synthèse des données géologiques. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 102: 313-323.
- CHARLET, J. M., y C. DUPUIS (1974). Observations nouvelles dans le massif de La Maladeta. En *Actas del VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos (La Seo de Urgel, 1974)*: 38. Resumen de las comunicaciones presentadas. IPE. Jaca.
- CZAMANSKE, G. K., y D. R. WONES (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway; part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14(3): 349-380.
- DE SITTER, L. U., y H. J. ZWART (1962). Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 1, Salat, France. *Leidse Geologische Mededelingen*, 27: 191-236.
- DELGADO MARTÍN, J. (1993). *Caracterización mineralógica, físico-química y geoquímica de los skarns del contacto norte del batolito de La Maladeta (Vall d'Aran, Lleida)*. Universidad de Barcelona. 412 pp.
- ENRIQUE GISBERT, P. (1989). Caracterización geoquímica mediante elementos mayores de los granitoides de la vertiente meridional del Pirineo central. *Studia Geologica Salamanticensia*, vol. esp. 4: 41-60.
- EVANS, N. G. (1993). *Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite, Spanish Pyrenees*. Ph. D. Thesis. University of Leeds.
- EVANS, N. G., y cols. (1998). Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 155: 209-216.
- IMA SUBCOMMITTEE ON AMPHIBOLES (B. E. Leake, Chairman) (1997). Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- KLEINSMIEDE, W. F. (1960). The geology of the valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 131-241.

- KOYAGUCHI, T., y S. BLAKE (1991). Origin of mafic enclaves: constraints on the magma mixing model from fluid dynamic experiments. Capítulo 31 de J. Didier y B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology*, 13: 415-429.
- KOYAGUCHI, T., y A. TAKADA (1994). An experimental study on the formation of composite intrusions from zoned magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59: 261-267.
- LÓPEZ RUIZ, J., y J. M. CEBRIÁ GÓMEZ (1990). *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Rueda. Madrid. 168 pp.
- MCDONOUGH, W. F., y S. S. SUN (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- MEY, P. H. W. (1967). The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys, sheet 9, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 153-220.
- MEY, P. H. W. (1968). The geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, sheet 8, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 229-292.
- MICHARD-VITRAC, A., y cols. (1980). The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta Igneous complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 57-72.
- ROLLINSON, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Education Limited. Harlow, 352 pp.
- SHAW, D. M. (2006). *Trace elements in magmas. A theoretical treatment*. Cambridge UP. Cambridge. 243 pp.
- SOLÉ, J., y cols. (1997). Geocronología K/Ar de los skarns mineralizados en As-Au y de las alteraciones intragraníticas asociadas en el hercínico de los Pirineos centrales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 20-A: 77-78.
- UBIDE, T. (2005). *Estudio de procesos de mezcla física e hibridación entre magmas de composición contrastada (macizo de La Maladeta, Pirineo central)*. Trabajo académicamente dirigido (inédito). Universidad de Zaragoza. 60 pp.
- UBIDE, T. (2007). *Estudio y modelización de procesos de mezcla de magmas con transferencia de fases sólidas (macizo de La Maladeta, Pirineo central)*. Trabajo final del Máster de Iniciación a la Investigación en Geología (inédito). Universidad de Zaragoza. 90 pp.
- WATERLOT, M., y J. M. CHARLET (1983). El Carbonífero de los Pirineos. Carbonífero y Pérmico de España. En *Actas del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. Ministerio de Industria y Energía, Secretaría de la Energía y Recursos Minerales / IGE. Madrid. 502 pp.
- WENNEKERS, J. H. N. (1968). The geology of the Esera Valley and the Lys-Caillaouas massif, sheet 7, Central Pyrenees, Spain-France. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-267.

- WIEBE, R. A. (1991). Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. Capítulo 29 de J. Didier y B. Barbarin (eds.), *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology*, 13: 393-402.
- WIEBE, R. A., y S. D. ADAMS (1997a). Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine: A record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *Journal of Geology*, 105: 617-627.
- WIEBE, R. A., y cols. (1997b). Enclaves in the Cadillac Mountain Granite (Coastal Maine): samples of hybrid magma from the base of the chamber. *Journal of Petrology*, 38(3): 393-423.
- WIEBE, R. A., y R. ULRICH (1997c). Origin of composite dikes in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine. *Lithos*, 40: 157-178.
- WINTER, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall Inc. Nueva Jersey. 697 pp.
- ZANDVLIET, J. (1960). The geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France-Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 1-127.