

# Caracterización petrológica y geoquímica de los diques basálticos de Cadavedo (Valdés, Asturias)

L. GONZÁLEZ MENÉNDEZ<sup>1</sup> Y O. SUÁREZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Sílices La Cuesta S.L. C/Príncipe de Asturias, nº5, 33400 Salinas, Asturias. e-mail: luisgm16@hotmail.com*

<sup>2</sup> *Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 OVIEDO. e-mail: osuarez@geol.uniovi.es*

---

**Resumen:** Los diques de Cadavedo (Valdés, Asturias) forman parte de un conjunto de diques y sills basálticos que intruyen en los sedimentos cámbricos de la Zona Asturoccidental-leonesa. Presentan una mineralogía primaria de anfíbol y plagioclasa afectada por una importante alteración hidrotermal subsólida. Los datos geoquímicos sugieren una naturaleza transicional-alcalina típica de basaltos intraplaca. La modelización geoquímica de tierras raras apoya un origen a partir de fundidos mantélicos de baja tasa de fusión parcial y sin granate residual (o en proporciones modales muy reducidas) en la zona fuente peridotítica.

**Palabras clave:** Diques básicos. Alteración hidrotermal. Geoquímica. Fuente mantélica. Modelización geoquímica. Zona Asturoccidental-leonesa.

**Abstract:** The Cadavedo basaltic dikes (Valdés, Asturias) form part of a system of dikes and sills that intrudes the cambrian sedimentary rocks in the Asturoccidental-leonese Zone. The studied dikes are composed of amphibole and plagioclase as the primary minerals and this association was affected by a subsolidus hydrothermal event. The geochemistry indicates a transitional-alkaline nature of these intraplate basaltic dikes. Rare earth geochemical modelling indicates that these dikes come from a peridotitic source free of garnet (or in very low modal proportions), that underwent low degrees of partial melting.

**Key words:** Basic dikes. Hydrothermal alteration. Geochemistry. Mantle source. Geochemical modelling. Asturoccidental-leonese Zone.

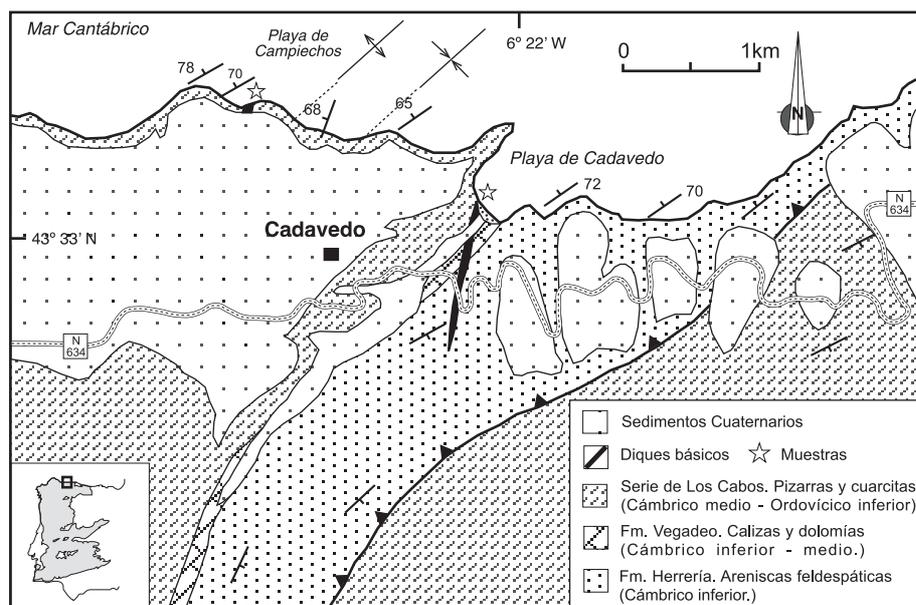
---

En la Zona Asturoccidental-leonesa de Asturias afloran numerosos diques y sills, principalmente de composición básica, que se encuentran intruyendo a las series sedimentarias del Paleozoico inferior (Marcos y Arbolea, 1974a, b). La edad de estos diques es incierta, aunque al encontrarse en algunos casos aparentemente cortando a estructuras variscas (ej.: dique de la ría del Nalón, Suárez, 1995) se les ha atribuido una edad post-Varisca (Marcos y Arbolea, 1974a). En este trabajo se presentan nuevos datos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos con el fin de caracterizar a estos intrusivos. Para ello se han seleccionado los diques básicos que aparecen en la costa en las proximidades de la localidad de Cadavedo (Fig. 1). En concreto son, el dique que aflora en la misma playa de Cadavedo (dique principal), con orientación N-12°, buzamiento subvertical, espesor de 10-15 m y una longitud próxima a 1km, constituyendo uno de los intrusivos más importantes de la zona; y dos diques subparalelos que

aparecen en la playa de Campiechos, con orientación N-15°, buzamiento subvertical, espesor de 0,5-1 m y una longitud de 15-20 m (González Menéndez, 1995). Este conjunto de diques intruye a la Serie siliciclástica de Los Cabos (Cámbrico medio - Ordovícico inferior), a las calizas nodulosas de la Formación Vegadeo (Cámbrico inferior - medio) y a las areniscas feldespáticas de la Formación Herrería (Cámbrico inferior), cortando a las capas de estas formaciones, aunque dada las escasas dimensiones de estos diques (zona de Campiechos) y sus condiciones de afloramiento, no es posible determinar en detalle la relación con la estructuración varisca.

## Metodología analítica

En el reconocimiento de campo se tomaron varias muestras representativas de los diques, de las cuales se selec-



**Figura 1.** Mapa geológico modificado de Marcos y Arboleya (1974a) con la situación de los diques estudiados.

cionaron seis que presentaban menor alteración. La calidad y distribución de los afloramientos impide, en el caso del dique principal, describir la posición de las muestras con respecto a la geometría del dique. El trabajo de molienda (machacadora de mandíbulas JUMBOLDT y molino de anillos excéntricos HERZOG-HSM-100, sobre 5-7 Kg de muestra) produce contaminación de Cr. Los análisis de elementos mayores y trazas (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba) se obtuvieron utilizando un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (FRX) tipo PHILLIPS PW1480, de los servicios comunes de la Universidad de Oviedo. Los análisis de tierras raras (REE) se obtuvieron sobre tres muestras en los laboratorios de la Universidad de Clermont Ferrand (Francia) mediante un equipo ICP-MS (espectrómetro de masas con fuente de antorcha de plasma acoplada inductivamente). Para estimar la cantidad de  $Fe^{2+}$  se utilizó la aproximación de Ragland (1989):  $(\%) Fe_2O_3 = 1.5 + (\%)TiO_2$ . Los elementos mayores en minerales se han analizado sobre láminas delgadas utilizando una microsonda electrónica modelo Cameca Camebax SX50. Las condiciones de análisis fueron las siguientes: tensión de aceleración = 15 Kv; intensidad del haz = 15 nA; tiempo de contaje = 10s de pico y 5s de fondo; la precisión obtenida fue de  $\pm 4\%$  para concentraciones de 4% en peso y  $\pm 10\%$  para concentraciones de 0,25% en peso.

### Petrografía y mineralogía

Las muestras estudiadas presentan características mineralógicas y texturales típicas de diabasas o gabros de

grano fino, aunque varían sensiblemente de unos diques a otros en los dos sectores estudiados. En todas estas rocas existen evidencias de alteración hidrotermal, que se traducen en el desarrollo de una mineralogía secundaria que reemplaza parcialmente y a veces casi totalmente a la mineralogía primaria, aunque ésta se puede observar en zonas relictas menos afectadas. La descripción más exhaustiva corresponde al dique diabásico de Cadavedo (González Menéndez, 1995), mejor representado por las muestras recogidas, mientras que las singularidades de los diques de la playa de Campiechos se consideran al final de la descripción.

### Dique diabásico de Cadavedo

El dique de Cadavedo está formado por rocas de grano fino a medio, de color verdoso- pardo a negro (cuando el grado de alteración es menos acusado). En todas las rocas estudiadas las texturas primarias se conservan relativamente bien a pesar de la alteración hidrotermal sufrida. Según las relaciones de tamaño y abundancia de las plagioclasas y fases ferromagnesianas, se diferencian dos tipos de texturas: subofíticas y diabásico-intersertales. Las primeras son típicas de las rocas en las que abundan más los anfíboles y estos son de mayor tamaño. Las segundas son características de las rocas sin anfíbol, con máficos secundarios, principalmente clorita, intersticiales entre plagioclasas con disposición entrecruzada. En general no se observan orientaciones magmáticas y sólo en un caso (muestra 10.265) se aprecia cierta orientación subparalela de los cristales de plagioclasa que podría ser de origen ígneo. En algunas de las láminas delgadas aparece una

**Tabla I.** Química mineral de los anfíboles ígneos y secundarios de los diques.

Anfíboles	A41pc4	A41as	A41as	A413ap	102664s	102664p	102662p	10266 1s	10267 1p	10267 2p	10267 2s	10267 2p	10267 4p	10267 4s
Composición Química							Composición Química							
SiO <sub>2</sub> *	40,62	50,78	54,05	40,76	50,72	39,99	41,25	55,24	41,67	41,20	52,45	42,96	41,66	53,14
TiO <sub>2</sub>	5,24	0,29	0,00	4,61	0,00	4,89	4,16	0,04	3,61	4,02	0,11	4,03	4,21	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,83	2,55	1,45	11,32	3,91	11,75	11,15	0,76	12,27	11,02	3,75	10,24	11,20	3,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	3,27	2,64	2,13	2,33	2,32	2,14	2,02	1,97	2,21	2,16	2,25	2,19	2,11
FeO	11,16	18,56	14,98	12,08	13,20	13,17	12,14	11,45	11,15	12,51	12,26	12,76	12,43	11,98
MgO	11,74	10,01	12,41	12,30	15,25	10,09	11,29	15,16	11,99	10,90	14,00	10,99	10,96	14,89
MnO	0,14	0,45	0,24	0,18	0,23	0,12	0,27	0,37	0,16	0,33	0,09	0,12	0,16	0,09
CaO	11,53	10,75	12,48	10,54	10,56	11,96	11,65	12,88	11,72	11,36	12,42	11,54	11,83	12,31
Na <sub>2</sub> O	1,91	0,14	0,64	1,69	0,66	2,11	1,91	0,15	2,75	2,11	0,29	1,94	1,74	0,37
K <sub>2</sub> O	0,92	0,28	0,09	0,72	0,17	1,09	1,10	0,08	0,99	0,99	0,11	0,83	0,94	0,08
H <sub>2</sub> O	3,39	2,80	1,02	3,67	2,80	2,52	2,86	1,72	1,71	3,36	2,37	2,25	2,70	1,72
Fórmula Estructural							Fórmula Estructural							
Si	4,76	5,96	6,27	4,77	5,75	4,80	4,89	6,23	4,96	4,88	5,95	5,11	4,94	6,03
Ti	0,46	0,03	0,00	0,41	0,00	0,44	0,37	0,00	0,32	0,36	0,01	0,36	0,38	0,01
Al	1,63	0,35	0,20	1,56	0,52	1,66	1,56	0,10	1,72	1,54	0,50	1,44	1,57	0,41
Fe <sup>3+</sup>	0,17	0,29	0,23	0,19	0,20	0,21	0,19	0,17	0,18	0,20	0,19	0,20	0,20	0,18
Fe <sup>2+</sup>	1,10	1,82	1,45	1,18	1,25	1,32	1,20	1,08	1,11	1,24	1,17	1,27	1,23	1,14
Mg	2,05	1,75	2,15	2,15	2,58	1,81	2,00	2,55	2,13	1,93	2,37	1,95	1,94	2,52
Mn	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Ca	1,45	1,35	1,55	1,32	1,28	1,54	1,48	1,56	1,50	1,44	1,51	1,47	1,50	1,50
Na	0,44	0,03	0,14	0,38	0,15	0,49	0,44	0,03	0,64	0,48	0,06	0,45	0,40	0,08
K	0,14	0,04	0,01	0,11	0,02	0,17	0,17	0,01	0,15	0,15	0,02	0,13	0,14	0,01
OH-	2,65	2,19	0,79	2,87	2,12	2,02	2,26	1,30	1,36	2,66	1,80	1,79	2,14	1,30
NaK	0,57	0,07	0,16	0,49	0,17	0,66	0,61	0,04	0,79	0,63	0,08	0,57	0,54	0,09
* Óxidos en % en peso y cationes en átomos por fórmula unidad (afu)														

foliación en general poco marcada y definida por la mineralogía secundaria, más acentuada en aquellas muestras que presentan mayor alteración hidrotermal y que es considerada como foliación subsólida relacionada con el proceso de alteración. Ligada a esta orientación y paralela a ella se observan también algunas microfracturas donde se concentran minerales opacos que delimitan zonas de naturaleza isótropa. En algunas muestras también se observan otras fracturas de carácter más tardío que afectan las texturas primarias y cortan a las foliaciones y fracturas descritas anteriormente, y que aparecen rellenas principalmente por carbonatos.

*Mineralogía primaria:* La asociación primaria está formada esencialmente por anfíboles (Tabla I) y plagioclasas, apareciendo también clinopiroxeno aunque mucho más escaso. Este tipo de mineralogía primaria permite clasificar las rocas del dique principal, como gabros hornbléndicos (Le Maitre et al., 1989). Las plagioclasas

se presentan en cristales subhedrales y tabulares de hasta 3 mm de tamaño máximo, con formas anhedrales en las muestras más alteradas. Aunque en algunos cristales se pueden observar morfologías y maclados típicos de composiciones cálcicas, en general muestran evidencias de albitización con desarrollo de maclado fino y con abundantes inclusiones de epidota y esfena. Los anfíboles son de color pardo, se presentan en cristales de hábito euhedral, de tamaño de hasta 5-6 mm y se clasifican como pargasitas (Fig. 2); a veces incluyen cristales de piroxeno y desarrollan zonado frecuente que se caracteriza por bordes de color más claro y verdoso. El piroxeno es prácticamente incoloro y aparece bien en cristales subhedrales o bien en forma de núcleos corroídos englobado por los anfíboles; tiene composición de augita (variando entre Wo<sub>22</sub> En<sub>54</sub> Fs<sub>24</sub> a Wo<sub>16</sub> En<sub>45</sub> Fs<sub>29</sub>) y aparece relativamente alterado con aspecto turbio debido a la existencia de inclusiones muy finas de óxidos de hierro

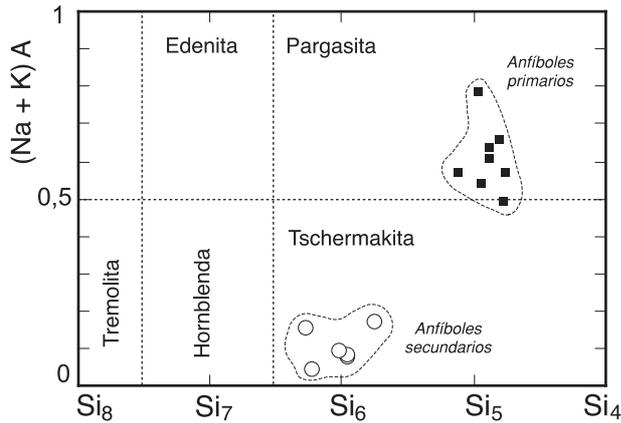


Figura 2. Clasificación de anfíboles en el plano  $(Na + K)_A$  vs Si.

y titanio. Otras fases menos importantes son el apatito, principalmente incluido en anfíboles y plagioclasas, y los minerales opacos.

**Mineralogía secundaria:** Anfíboles verdes y cloritas constituyen los minerales más abundantes de la paragénesis secundaria resultado de la alteración hidrotermal sufrida por estas rocas. Los anfíboles secundarios son de color verde, aparecen reemplazando a los anfíboles primarios y corresponden al tipo tschermakita (Fig. 2). Las cloritas reemplazan a ambos tipos de anfíboles y en algunos casos están asociadas a anfíboles de hábito fibroso formando agrupaciones que pueden representar pseudomorfos. Otras fases secundarias menos importantes son epidota, biotita, titanita y leucóxeno. La asociación mineral: anfíbol  $\pm$  clorita  $\pm$  epidota  $\pm$  biotita que presentan estas rocas es muy similar a la descrita en otros diques doleríticos (Barton, 1991; Pe-Piper et al., 1992; Dupuy y Dostal, 1984), y se desarrolla como consecuencia de una alteración hidrotermal que tiene lugar en condiciones subsólidas, comparables a las de metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes.

Las relaciones de reemplazamiento entre las fases ígneas y las secundarias y de las secundarias entre sí, indican la existencia de dos etapas principales de alteración hidrotermal durante las cuales se desarrolla la mineralogía secundaria: 1) anfíbolitización, durante la cual se producirían los anfíboles de tipo tschermakita a partir de los anfíboles ígneos pargasíticos y en algunos casos posiblemente a partir del piroxeno; 2) cloritización, en la que se forma clorita a expensas de los anfíboles secundarios principalmente. Durante esta etapa se desarrolla también la epidota en la transformación de plagioclasa cálcica a albita, y el leucóxeno que reemplaza a los óxidos titanados primarios. Los reemplazamientos minerales que presentan estas rocas son similares a los descritos por Barton et al., (1991) en sistemas hidrotermales desarrollados en rocas de composición básica en relación con aguas marinas.

## Diques de Campiechos

Los diques básicos situados en la playa de Campiechos presentan diferencias texturales y mineralógicas respecto a la diabasa de Cadavedo. En general se trata de rocas de grano fino a muy fino y de color marrón rojizo ricas en vacuolas en las que abundan los óxidos de hierro. En todas las muestras estudiadas destaca la abundancia de biotita y ello junto con la ausencia de anfíbol y de epidota marcan los rasgos distintivos con el dique principal de Cadavedo. Desde el punto de vista textural corresponden básicamente a dos tipos, uno de ellos muestra una tendencia porfídica mientras que en el otro es diabásica. El carácter porfídico del primero es debido a la presencia de pseudomorfos de tamaño milimétrico, dentro de una mesostasis de grano muy fino, formada esencialmente por plagioclasa, biotita y clorita. Los pseudomorfos más frecuentes suelen estar formados por un núcleo clorítico y una corona de biotitas; posiblemente representan fenocristales de minerales máficos primarios, ya que además llevan frecuentes opacos asociados. El segundo tipo, rocas no porfídicas, se caracteriza por la existencia de plagioclasas tabulares (tamaño muy fino,  $< 0,8$  mm) entre las que se aparecen biotita y clorita con disposición intersticial definiendo una textura de tipo interstertal que puede estar muy obliterada por el desarrollo de los minerales secundarios. Ocasionalmente se observan como microenclaves algunos nódulos formados por plagioclasa + biotita  $\pm$  cuarzo (composición aproximadamente diorítica) en los que las plagioclasas son de un tamaño de grano bastante mayor que los minerales de la mesostasis.

En todas las muestras estudiadas la albitización es total en las plagioclasas al igual que en las rocas de Cadavedo. Tanto la biotita como la clorita, presentan características típicas de minerales secundarios y en algunos casos pueden definir cierta orientación que coincide con planos de acumulación de opacos finos. La abundancia de estos dos minerales y principalmente de la biotita indica que estos diques han pasado por una etapa importante de alteración hidrotermal, diferente a la de las rocas de Cadavedo y comparable a la que caracteriza los procesos de metasomatismo potásico según Barton et al. (1991).

## Geoquímica

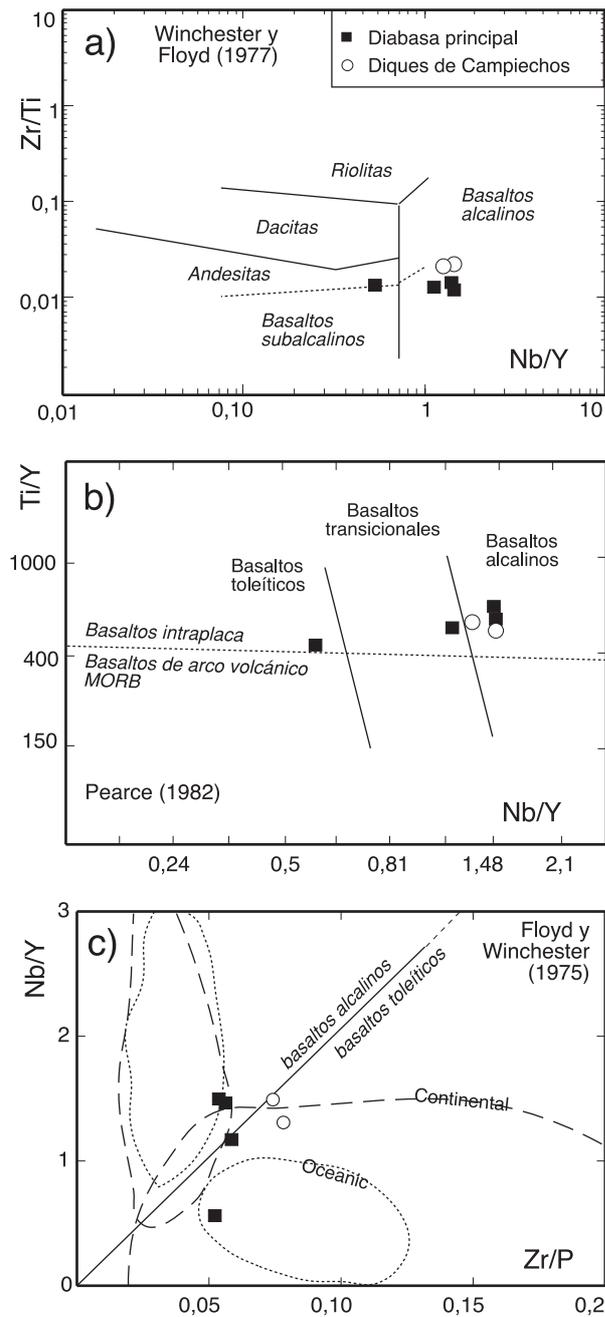
En la Tabla II se recogen los análisis químicos de elementos mayores, trazas y tierras raras de cuatro muestras pertenecientes a los afloramientos de Cadavedo (dique principal) y dos a los diques de Campiechos. Utilizando la clasificación T.A.S. ( $Na_2O + K_2O$  vs  $SiO_2$ ; Le Maitre et al., 1989) todas las muestras corresponden a basaltos. Sin embargo, debido a que todas las rocas presentan una alteración hidrotermal importante y unas pér-

**Tabla II.** Composición química de elementos mayores y trazas de los diques.

	10264B	10266B	10267B	10268B	10272A	10273A
	Dique principal			Diques Campiechos		
Elementos mayores						
SiO <sub>2</sub>	45,63	44,64	44,11	43,62	45,31	46,24
TiO <sub>2</sub>	1,56	2,35	2,76	1,53	1,91	2,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,36	14,26	13,91	13,78	10,55	11,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,57	13,53	14,47	14,88	11,60	13,54
MgO	10,74	10,16	10,14	11,70	10,76	11,03
MnO	0,15	0,12	0,11	0,12	0,17	0,13
CaO	7,82	6,52	5,60	6,24	5,34	3,46
Na <sub>2</sub> O	2,61	3,05	2,77	1,79	0,67	0,26
K <sub>2</sub> O	1,48	1,53	2,81	2,78	2,56	3,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,35	0,34	0,20	0,33	0,36
Loi	3,08	3,40	2,69	3,11	10,53	7,49
Tot	100,23	99,91	99,71	99,75	99,73	99,45
Elementos traza						
V	193	225	233	198	191	218
Cr	438	343	367	519	725	597
Co	40	36	42	43	49	37
Ni	275	227	242	292	636	532
Cu	43	24	14	24	19	24
Zn	77	57	54	60	93	107
Rb	58	63	144	136	109	149
Sr	420	426	251	313	187	110
Y	22	25	26	18	23	24
Zr	121	191	193	117	246	282
Nb	12	37	38	21	34	31
Ba	149	202	220	237	244	237
Tierras raras						
La	nd	nd	22	17,1	nd	28,3
Ce	nd	nd	49,2	37	nd	66,1
Pr	nd	nd	0	0	nd	0
Nd	nd	nd	25,1	18,7	nd	29,6
Sm	nd	nd	5,09	3,42	nd	4,73
Eu	nd	nd	1,53	1,2	nd	1,14
Gd	nd	nd	5,05	3,76	nd	5,18
Dy	nd	nd	4,87	3,88	nd	4,51
Ho	nd	nd	0	0	nd	0
Er	nd	nd	2,4	2	nd	2
Tm	nd	nd	0	0	nd	0
Yb	nd	nd	2,14	1,69	nd	1,59
Lu	nd	nd	0,29	0,23	nd	0,2
Tot	nd	nd	117,67	88,98	nd	143,35
Elementos mayores en % en peso. Elementos traza en ppm. nd: no determinado.						

didadas por calcinación elevadas (en torno al 3% en el caso del dique principal y 7-10% en los diques de Campiechos) es conveniente usar sistemas de clasificación basados en elementos químicos inmóviles tales como Ti, Y, Nb, Zr y P (Floyd y Winchester, 1975; Winchester y Floyd, 1977; Pearce, 1982). El diagrama de Winchester y Floyd (1977) corrobora la naturaleza basáltica de estas rocas, proyectándose la mayoría en el campo de los basaltos alcalinos (Fig. 3a), y en el diagrama de Pearce (1982) corresponden a basaltos intraplaca con carácter alcalino (Fig. 3b). Por el contrario, en el sistema que utiliza P como elemento discriminante (Fig. 3c) serían mayoritariamente de tipo toleítico (Floyd y Winchester, 1975), lo cual pone de manifiesto la dificultad de clasificación de las rocas alteradas ya que incluso en las rocas estudiadas en este trabajo se observa que muestras pertenecientes al mismo dique se proyectan en campos diferentes, correspondientes a basaltos alcalinos, transicionales y toleíticos.

Las características geoquímicas más destacables (Tabla II) son los bajos contenidos en SiO<sub>2</sub> (43 - 45%), elevados contenidos en MgO (10 - 11%), elevada concentración en Ni (220 - 620 ppm), relación Fe<sup>2+</sup>/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) moderada (0,4 - 0,5) y altos contenidos en K y Rb (1,48 - 3,27% y 58 - 149 ppm respectivamente). Los diques situados en la playa de Campiechos presentan algunos rasgos distintivos como su mayor contenido en Cr, Ni, y Zr, lo que sugiere un carácter algo más primitivo así como una posible mayor contaminación cortical (> Zr) en comparación con el dique diabásico principal. En conjunto esta geoquímica indica que estas rocas basálticas son poco evolucionadas y probablemente han debido tener escaso fraccionamiento durante el ascenso dado su alto contenido en MgO y Ni. Los altos contenidos en K y Rb sugieren procesos de contaminación cortical durante el ascenso y emplazamiento y/o alteración hidrotermal tardimágnica o subsólidos. La alteración hidrotermal suele provocar movilidad subsólidos en elementos tales como Rb, K, Na, Ca y Sr (Barton et al., 1991; Owen, 1989), no obstante los contenidos en Ca y Na no son anómalos y su relación es similar a la de basaltos no alterados (Vallance, 1974). Por lo tanto, es probable que existiera movilidad subsólidos importante para el Rb y K, y de menor importancia para el Na, Ca y Sr. La movilidad de las tierras raras durante la alteración hidrotermal es difícil de evaluar; clásicamente se ha considerado que estos elementos son inmóviles durante el metamorfismo e hidrotermalismo (Grauch, 1989). Por otra parte las soluciones hidrotermales y también las aguas naturales contienen REE a niveles de ppb (McLennan, 1989) lo cual limita bastante la posibilidad de ganancia de REE durante un proceso de alteración hidrotermal.



**Figura 3.** Clasificación geoquímica y tectónica en los diagramas de elementos inmóviles de: a) Winchester y Floyd (1977), b) Pearce (1982) y c) Floyd y Winchester (1975).

### Geoquímica comparativa

Los contenidos de elementos traza se han normalizado a los valores de basaltos alcalinos de la zona próxima al cabo Peñas, Asturias (Valverde, 1993), y a basaltos toleíticos continentales (Thompson et al., 1982). Se observa que las rocas estudiadas presentan fuertes anomalías positivas de Rb y K (Fig. 4), teniendo valo-

res que no se corresponden con las abundancias del resto de los elementos y más semejantes a valores de Rb y K de basaltos alcalinos ultrapotásicos (Wilson, 1989). Esta fuerte discrepancia entre las abundancias de Rb y K comparados con otros elementos puede indicar procesos de contaminación cortical muy selectivos o bien la introducción de fluidos hidrotermales ricos en Rb y K como responsables de estas anomalías positivas (Cabanis *et al.*, 1990). Las abundancias del resto de elementos del grupo LIL (*Large Ion Lithophile*: gran radio iónico y litófilos) y del grupo HFS (*High Field Strength*: alta carga iónica) son similares a los de basaltos alcalinos, transicionales, toleíticos continentales y diferentes de los patrones típicos de basaltos de arcos volcánicos o márgenes activos (Wilson, 1989; Thompson et al., 1983). Destacan las anomalías negativas del Ba y Sr, que puede ser indicativas del fraccionamiento de plagioclasa o de su presencia en la zona fuente como fase residual, aunque tampoco se puede descartar cierta pérdida por movilidad durante las etapas hidrotermales.

### Contenido en tierras raras (REE) y modelización

Las tierras raras se han normalizado a condritos utilizando los valores de Nakamura, (1974). Lo más destacable (Fig. 5) es el considerable fraccionamiento de tierras raras ( $(La/Yb)_N = 6,8 - 11,9$ ). Además, este fraccionamiento es marcado entre las tierras raras ligeras y las tierras raras medias. Este tipo de patrones es similar al propio de rocas basálticas alcalinas mientras que difiere del típico patrón toleítico que suele presentar espectros menos fraccionados y menor concentración de tierras raras ligeras (Wilson, 1989). Con el objetivo de evaluar la petrogénesis de estos diques se ha realizado una modelización geoquímica sencilla de la fusión parcial sobre una composición mantélica teórica correspondiente a un manto primitivo (Rollinson, 1993). Esta elección está justificada a partir de la geoquímica de los diques estudiados, en la que no se observan signatures típicas de zonas fuente empobrecidas o de zonas afectadas por procesos de subducción. Se han seleccionado también tres asociaciones mineralógicas residuales típicas de peridotitas (Tabla III), una con granate (olvino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate), otra sin granate (olvino + ortopiroxeno + clinopiroxeno) y una tercera incluyendo anfíbol (olvino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + anfíbol). En cada modelo se ha calculado la composición de REE de los fundidos teóricos para distintos grados de fusión parcial mediante la ecuación de fusión parcial en equilibrio (*batch melting*):  $C_L = C_S / [D_{RS}(1-F) + F]$ , donde  $C_L$  es la concentración de REE en el fundido,  $C_S$  es la concentración de REE en el sólido de partida,  $D_{RS}$  es el

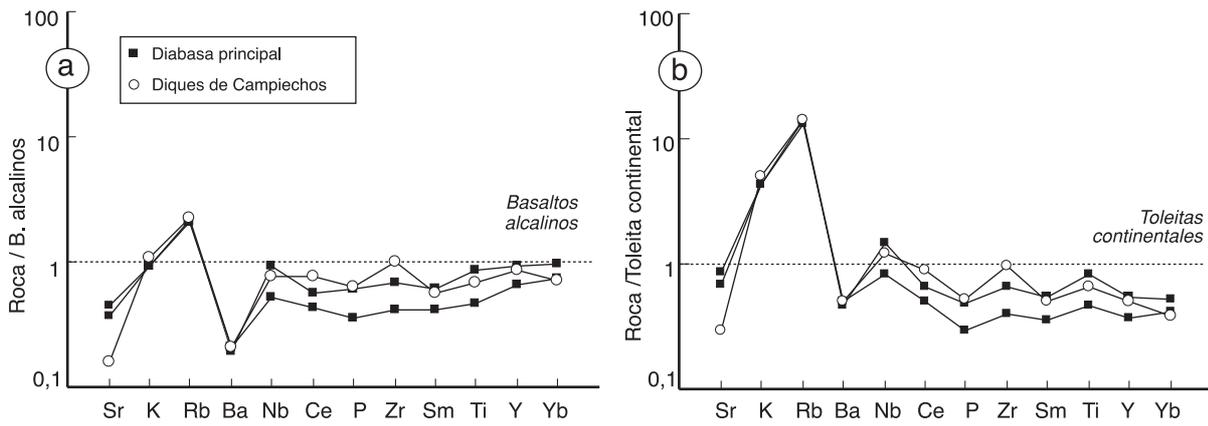


Figura 4. Diagramas de abundancias elementales normalizados a: a) basaltos alcalinos del Cabo Peñas (Valverde, 1993) y b) basaltos toleíticos continentales (Thompson et al., 1983).

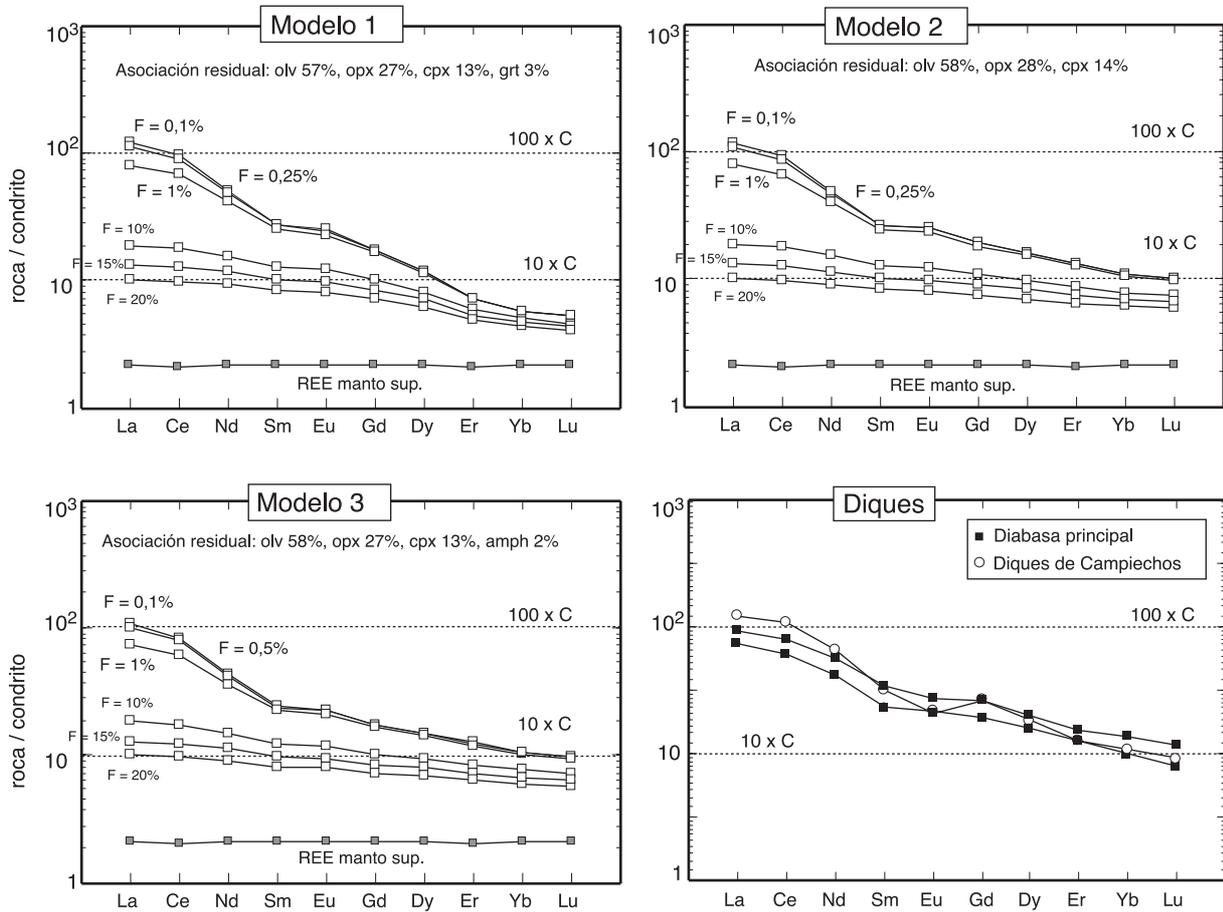


Figura 5. Concentración de tierras raras en los diques estudiados y modelos teóricos generados. F: grado de fusión parcial aplicado.

**Tabla III.** Datos usados para la modelización: composición teórica del manto litosférico; coeficiente de reparto (Kd) de tierras raras en olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, granate y anfíbol (Rollingson y referencias, 1993; Tiepolo et al., 2000); y coeficientes de partición globales (D) para tres asociaciones mantélicas.

	Composición del manto*			Kd para sistemas basálticos*					Coeficientes de partición globales		
	Manto REE*	norm. Nak.	Manto N.	Olv Kd	Opx Kd	Cpx Kd	Grt Kd	Anf. Kd	D1	D2	D3
La	0,708	0,329	2,15	0,007	0,020	0,056	0,001	0,100	0,0167	0,0175	0,0187
Ce	1,833	0,865	2,12	0,006	0,020	0,092	0,007	0,180	0,0209	0,0219	0,0244
Nd	1,366	0,630	2,17	0,006	0,030	0,230	0,026	0,420	0,0422	0,0440	0,0498
Sm	0,444	0,203	2,19	0,007	0,050	0,445	0,102	0,680	0,0784	0,0803	0,0890
Eu	0,168	0,077	2,18	0,007	0,050	0,474	0,243	0,780	0,0864	0,0844	0,0947
Gd	0,595	0,276	2,16	0,010	0,090	0,556	0,680	0,960	0,1226	0,1088	0,1215
Dy	0,737	0,343	2,15	0,013	0,150	0,582	1,940	0,940	0,1817	0,1310	0,1425
Er	0,479	0,225	2,13	0,026	0,230	0,583	4,700	0,800	0,2937	0,1611	0,1689
Yb	0,481	0,220	2,19	0,049	0,340	0,542	6,167	0,770	0,3752	0,1995	0,2060
Lu	0,074	0,034	2,17	0,045	0,420	0,506	6,950	0,770	0,4133	0,2145	0,2206

\* En Rollingson (1993), Tiepolo et al., (2000)  
 Norm. Nak: Normalización según Nakamura (1974)  
 Olv: olivino, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Grt: granate, Anf: anfíbol  
 D1: 57%olv + 27% opx + 13% cpx + 3% grt, // D2: 58% olv + 28% opx + 14% cpx, // D3: 58% olv + 27% opx + 13% cpx + 2% anf.

coeficiente de distribución global del sólido residual y  $F$  es el grado de fusión parcial aplicado. Para el cálculo de  $D_{RS}$  se han utilizado los coeficientes de reparto (Kd) del olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, granate y anfíbol de Rollingson (1993) y referencias allí contenidas, y Tiepolo et al., (2000). Este coeficiente de distribución global se calcula considerando exclusivamente la composición mineral residual en contacto con el fundido generado y por simplicidad se mantiene constante al variar  $F$ . Los resultados muestran que la fusión parcial mantélica en equilibrio con granate residual, aún en escasa cantidad modal de granate (3%), genera patrones teóricos de REE muy fraccionados con bajas tasas de  $F$  (0,1-1% de fusión parcial) y concentraciones de tierras raras pesadas  $\ll 10$  x condrito (Fig. 5, Modelo 1). En ausencia de granate residual los espectros presentan un patrón de mayor fraccionamiento en las tierras raras ligeras y menor en las pesadas, similar al resultado medido en los diques de Cadavedo. Además, en este segundo modelo, la ausencia de granate genera concentraciones de tierras raras pesadas  $\sim 10$  x Condrito, también similares a las concentraciones medidas en los diques (Fig. 5, Modelo 2). Por último, en el cálculo realizado añadiendo anfíbol a la asociación residual, se generan patrones muy parecidos a los del Modelo 2 (Fig. 5, Modelo 3). En consecuencia, la comparación de los datos analíticos con los resultados de la modelización geoquímica sugiere la posible ausencia de granate como fase estable en la zona fuente (o como fase fraccionante), o su presencia en cantidades modales muy bajas, y la generación de

estos diques a partir de bajas tasas de fusión parcial (0,1 – 1%) en el manto superior. Estos resultados también indican similitudes de los diques de Cadavedo con basaltos alcalinos y toleitas enriquecidas similares a las descritas por Pe-Piper et al. (1992), Dupuy y Dostal (1984) y Lahaye et al. (1995), y que se generan mediante bajas tasas de fusión parcial, lo cual explica su enriquecimiento en elementos incompatibles tales como las tierras raras ligeras (Dupuy et al., 1988; Nauman y Geist, 1999). Quizás el único dato que contrasta con estos resultados de la modelización son las elevadas concentraciones de MgO y Ni de los diques, que requerirían mayores tasas de fusión parcial. En consecuencia, es necesario suponer un material fuente de partida bastante enriquecido en estos elementos (Mg y Ni) lo que explicaría el enriquecimiento en elementos incompatibles (LREE) y las concentraciones elevadas de otros elementos compatibles con bajas tasas de fusión parcial.

Los resultados de la modelización deben ser tomados con cautela puesto que para el cálculo se debe asumir la composición inicial, así como los coeficientes de reparto de las tierras raras para las diferentes fases minerales. La utilización de otro tipo de modelos geoquímicos como la fusión parcial fraccional o *Rayleigh*, produce resultados equivalentes a los obtenidos para bajos grados de fusión parcial. La consideración de composiciones mantélicas iniciales más empobrecidas produce patrones composicionales teóricos con menor relación  $(La/Yb)_N$ , y diferentes de los datos analíticos.

## Conclusiones

Los diques de Cadavedo se clasifican a partir de su composición química como basaltos de afinidades alcalinas-transicionales y por su mineralogía primaria se asemejan a gabros hornbléndicos. La alteración hidrotermal posterior al emplazamiento es responsable del marcado enriquecimiento selectivo en Rb y K de estas rocas. El resto de elementos traza siguen un patrón de abundancias característico de basaltos alcalinos-transicionales o toleíticos continentales similares a algunos tipos de toleitas enriquecidas. Las características químicas de estos diques (altos contenidos en MgO, Ni, y bajos contenidos en SiO<sub>2</sub>) parecen apoyar una diferenciación magmática escasa.

Como posible protolito se propone una zona fuente peridotítica posiblemente situada en la zona de estabilidad de la espinela o espinela-granate, a partir de la cual, con bajas tasas de fusión parcial, se generarían fundidos de naturaleza alcalina-transicional.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT en el marco del proyecto PB94 – 1338. Agradecemos a L. A. Quintana la lectura y comentarios sobre un manuscrito preliminar y al Dr. A. Marcos los comentarios y correcciones que han mejorado la redacción y presentación del trabajo.

## Bibliografía

- BARTON, M. D. ILCHICK, R. P. and MARIKOS, M. A. (1991): Metasomatism. In: *Contact Metamorphism*. (D. M. Kerrick, Ed.). Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Am., 26/ 7: 321-345.
- CABANIS, B., COCHEMÉ, J. J., VELLUTINI, P. J., JORON, J. L. and TREVIL, M. (1990): Post collisional permian volcanism in NW Corsica. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 44: 51-67.
- DUPUY, D. and DOSTAL, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 61-69.
- DUPUY, D., MARSH, J., DOSTAL, J., MICHARD, A. and TESTA, S. (1988): Asthenospheric and lithospheric sources for Mesozoic dolerites from Liberia (Africa): trace element and isotopic evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87: 100-110.
- GONZÁLEZ MENÉNDEZ, L. (1995): *Petrología de los diques basálticos del área de Cadavedo (Valdés, Asturias)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo, 36 p.
- GRAUCH, R. I. (1989): Rare earth elements in metamorphic rocks. Geochemistry and mineralogy of REE. *Reviews in Mineralogy. Min. Soc. Amer.*, 21: 6 - 147.
- FLOYD P. A. and WINCHESTER, J. A. (1975): Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 211-218.
- LAHAYE, Y., BLAIS, S., AUVRAY, B. et RUFFET, G. (1995): Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord armoricain. *Bull. Soc. géol. France.*, 166/ 5: 601-612.
- LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDECK, A., KELLER, J., LAMEYRE, LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A. R. and ZANETTIN, B. (1989): *A Classification of Igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- MARCOS, A. Y ARBOLEYA, M. L. (1974a): *Mapa Geológico de España. 1: 50.000, hoja 12 (11- 3), Busto, 22 p.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- MARCOS, A. Y ARBOLEYA, M. L. (1974b): *Mapa Geológico de España. 1: 50.000, hoja 10 (9- 3), Avilés, 30 p.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- MCLENNAN, S. M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks. Geochemistry and mineralogy of REE. *Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. of Amer.*, 21: 7-169.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38: 757-773.
- NAUMAN, T. R. and GEIST, D. N. (1999): Generation of alkalic basalt by crystal fractionation of tholeiitic magma. *Geology.*, 27/5: 423-426.
- OWEN, C. (1989): Magmatic differentiation and alteration in isofacial greenschists and blueschists, Shuksan suite, Washington: Statistical analysis of major element variation. *J. Petrol.*, 30: 730-761.
- PEARCE, J. (1982): *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. In: Andesites. R.S. Thorpe, ed. John Wiley and Sons, 525 - 548.
- PE-PIPER, G. and BRENDAN MURPHY, J. (1992): Late Proterozoic high Ti basalts in the Avalon zone of Nova Scotia. *Canadian Mineral.*, 30: 1167-1176.
- RAGLAND, P. C. (1989): *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, 330 p.
- ROLLINGSON, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 352 p.
- SUÁREZ, O. (1995): Las rocas ígneas y el metamorfismo. En: *Geología de Asturias*. (Aramburu, C. y Bastida, F. Eds.) Ed. Trea, 123-138.
- THOMPSON, R. N., DICKIN, A. P., GIBSON, I. L. and MORRISON, M. A. (1982): Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Palaeocene mantle derived magmas by Archaean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 159-168.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., DICKIN, A. P. and HENDRY, G. L. (1983): Continental flood basalts... arachnids rule OK? In: *Continental basalts and mantle xenoliths*. C. J. Hawkesworth y M. J. Norry, eds. Nantwich: Shiva, 158-185.
- TIEPOLO, M., VANNUCCI, R., BOTTAZZI, P., OBERTI, R., ZANETTI, A. and FOLEY, S. (2000): Partitioning of rare earth elements, Y, Th, U and Pb between pargasite, kaesurtite and basanite to trachyte melts: Implications for percolated and veined mantle. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems, (electronic journal of geosciences)*, 1: 2000GC000064.
- VALLANCE, T. G. (1974): Spillitic degradation of a tholeiitic basalt. *J. Petrol.*, 15: 79-96.
- VALVERDE, P. (1993): *Permo Carboniferous volcanic activity in the Cantabrian zone (NE Iberian massif, Asturias, Spain)*. Ms. Thesis. Boston College. Dpt. of Geology and Geophysics, 498 p.
- WINCHESTER, J. A. and FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. London, Unwin Hyman, Ltd. 466 p.