

Mineralogía de rocas lamproíticas asociadas a diapiros triásicos al noreste de Murcia. I. Características generales

M. A. Mancheño, M. T. Fernández Tapia, R. Arana
Departamento de Geología, Facultad de Ciencias (Químicas y Matemáticas), Universidad de Murcia

Recibido: 20-12-86
Aceptado: 26-2-87

Mineralogy of the lamproitic rocks associated to triassic diapiric materials in northern Murcia province. I. General aspects

Summary. A chemical and mineralogical study of several small outcrops of ultrapotassic rocks located, in connection with triassic diapiric materials, in western part of Jumilla (Murcia province) is carried out in this paper. Thirty three samples in a whole, including fresh rocks and loose materials segregated from them—in 50-200 μ and minor 2 μ fractions— were selected in order to analyze the weathering process.

The lamproitic rocks show a porphyric to microcrystalline texture; their main components are sanidine and phlogopite in the groundmass and phenocrystals of forsterite, diopside, amphibole minerals, and several accessory components (apatite, analcime, rutile, ore minerals, etc.).

The weathering process is less developed outside the diapire, where the rocks have a more basic character. In emission inside the triassic materials, the alteration degree is greater, with an increasing content in phyllosilicate minerals (smectite group, vermiculite, talc, and caolinite) specially in the loose material.

Keywords: triassic diapiric materials, ultrapotassic rocks, weathering, Murcia province.

INTRODUCCIÓN

Al oeste de Jumilla se localizan varios afloramientos diápiricos de facies Keuper entre los que aparecen rocas ultrapotásicas de afinidad orendítica (Sahama, 1974; Venturelli et al., 1984), que también están representadas en otros afloramientos de Murcia, Almería y Albacete (Fúster et al., 1967). Tanto el material evaporítico como el volcánico se ha inyectado a favor de la falla de carácter regional «Cenajo-Jumilla-Yecla» (Rodríguez Estrella, 1979; Baena, 1981), aunque la extrusión de estas rocas se ha realizado en épocas distintas: Mioceno para el material evaporítico y Plioceno superior para el volcánico. Para la emisión de estas lamproitas se ha

determinado una edad entre -8 y -6 millones de años (Bellon y Brouse, 1977; Bellon, 1981; Nobel et al., 1981; López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985).

Las rocas lamproíticas de la zona de Jumilla presentan una alteración apreciable tanto en el campo como vista al microscopio, encontrándose todas las transiciones entre la roca fresca y el material completamente desagregado. Localmente han sido afectadas por procesos mineralizantes tardíos que modifican en parte su mineralogía y quimismo.

En este trabajo se realiza un estudio de la alteración de las lamproitas asociadas a los diapiros triásicos de los sectores de «El Morrón» y «La Celia», para lo cual se establecen tres grupos de muestras: roca compacta, material desagregado

procedente de ella y fracción menor de 2μ , que se han analizado por vía química, métodos microscópicos y difracción de rayos X. Con ello se intenta establecer una posible relación entre el grado de alteración de las lamproitas y el emplazamiento geológico de cada afloramiento.

ENCUADRE GEOLÓGICO

El diapiro de El Morrón está situado a 1 km al oeste de Jumilla; el de La Celia I se extiende desde el km 18 de la carretera Jumilla-Cancarix y el de La Celia II, a unos 2 km al oeste del anterior. Geológicamente estos diapiros triásicos pertenecen a la zona prebética: el de El Morrón aparece en las series de transición entre el prebético externo e interno, pudiendo corresponder a un surco dentro del externo; los del sector de La Celia pertenecen al prebético externo (Baena, 1981). Todos ellos son discordantes con los materiales en contacto: conglomerados y arcillas neógenas o cuaternarias y dolomías jurásicas o cretácicas. Las lamproitas situadas en el interior de los diapiros afloran siempre en un tramo yesifero-arcilloso de tonalidades predominantemente rojizas.

Los afloramientos situados en el diapiro de El Morrón (figura 1), algunos de ellos citados por Molina y Molina (1977), tienen en la mayoría de los casos una forma alargada o lenticular por coincidir con superficies de fractura, existiendo alguno circular por intersección de dos o más fallas. De ellos se han seleccionado diez muestras (M-1 a M-10).

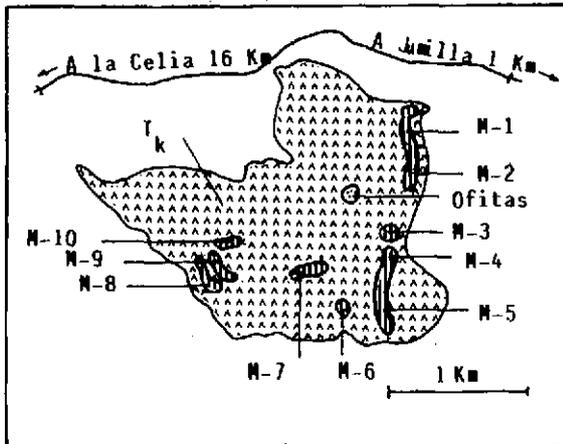


FIGURA 1. Diapiro de «El Morrón». Tk, Triás Keuper. M-1 a M-10, muestras lamproíticas estudiadas.

En la figura 2 se incluye la cartografía del sector de La Celia I, en el que se han distinguido dos grupos de afloramientos: La Celia I interior, situados dentro del diapiro (muestras CI-1 a CI-6) y La Celia I exterior, que corresponde al mayor afloramiento conocido de lamproitas y aparece fuera del diapiro, en contacto lateral con su borde oriental (muestras Z-1 a Z-11).

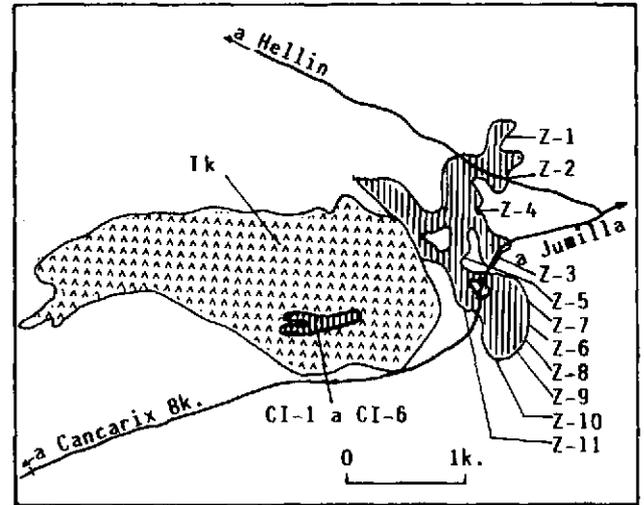


FIGURA 2. Diapiro de «La Celia I». Tk, Triás Keuper. Z-1 a Z-11 y CI-1 a CI-6, muestras lamproíticas estudiadas.

Finalmente, La Celia II es un diapiro más pequeño que los anteriores y presenta tres afloramientos de lamproitas en su interior, de los que se han seleccionado seis muestras (CII-1 a CII-6), tal como se indica en la figura 3.

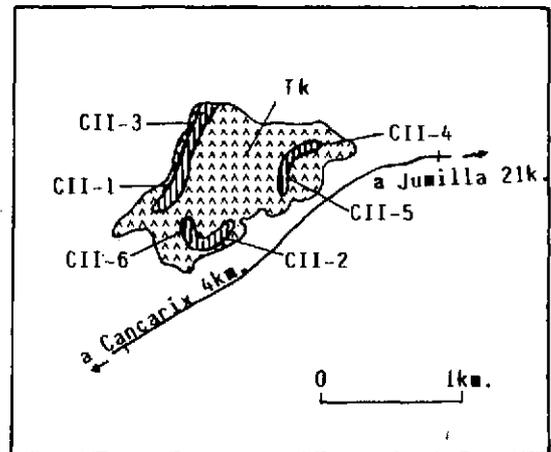


FIGURA 3. Diapiro de «La Celia II». Tk, Triás Keuper. CII-1 a CII-6, muestras lamproíticas estudiadas.

PETROGRAFÍA

Las rocas lamproíticas estudiadas presentan una textura marcadamente porfídica, en ocasiones microcristalina y con un contenido variable en vidrio. Los componentes dominantes son flogopita y sanidina, tanto en fenocristales como en la matriz, acompañados de olivino, piroxenos, anfíboles y apatito. En general se pueden distinguir al menos tres generaciones en estos términos: cristales anhédricos de tamaño

variable, generalmente transformados y deformados (primera generación); cristales idiomorfos poco deformados (segunda generación) y pequeños cristales en la matriz, esencialmente idiomorfos (tercera generación), estrechamente relacionados con la evolución del magma básico. Como componentes accesorios se encuentran menas metálicas (en especial óxidos de hierro), minerales de titanio (rutilo, anatasa, brookita y titanita) y a veces cuarzo, leucita y analcima. También aparecen algunos minerales secundarios carbonatados (calcita, aragonito y siderita) y rellenos tardíos de calcedonia y prehnita.

El olivino corresponde a un término magnésico (Fo 88 a 94), con un alto contenido en NiO (0'47 a 0'70%, Venturelli et al., 1984) y en general aparece transformado en serpentina y otros minerales secundarios.

La sanidina es muy abundante en la matriz y se presenta en cristales alargados, a veces radiales y con abundantes inclusiones de diópsido y apatito. En las lamproítas más cristalinas presenta mayor tamaño y son frecuentes las formas tabulares. Presenta cantidades apreciables de BaO, TiO₂ y Fe₂O₃.

El clinopiroxeno más común corresponde a la serie diópsido-endiópsido y se concentra especialmente en microlitos en la matriz. Es siempre un componente minoritario salvo en algunas muestras de La Celia II.

La flogopita es la mica típica de estas lamproítas. Aparece en cristales alargados y en secciones pseudo hexagonales, generalmente más alteradas; en ellas se observa a veces una transformación parcial a anfíboles y menas metálicas. La flogopita de Jumilla presenta contenidos anormalmente altos en BaO (1'6%, Carmichael, 1967).

Los anfíboles determinados por vía óptica corresponden a richterita potásica, actinolita, hastingsita y enigmatita. La primera es más abundante en el afloramiento La Celia I exterior, mientras que los restantes predominan en los otros afloramientos. Existe una relación entre el grado de cristalinidad de la roca y su contenido en anfíboles (Fúster et al., 1967) especialmente en los de tonalidades verdes, ampliamente desarrollados en las rocas más cristalinas. En algunos cristales de richterita se observa una transformación periférica a actinolita o a hastingsita, así como una cristalización conjunta de los dos últimos. Parece que la richterita ha cristalizado en primer lugar, mientras que los otros proceden de una alteración posterior. La transformación de richterita en un anfíbol verde pleocroico fue descrita en el afloramiento del Cerro del Monagrillo al norte de Calasparra (Fúster et al., 1967) y Velde (1975) la encuentra en las lamproítas de Montana.

La fracción comprendida entre 50 y 200 μ del material desagregado presenta una mineralogía similar a la descrita. Destaca el predominio de flogopita, sanidina y anfíboles, con cantidades variables de piroxenos olivino, apatito y algunos minerales secundarios (calcita, aragonito y clorita). Ocasionalmente se observan cristales de cuarzo, circón, titanita, rutilo, espinela, granate, calcedonia, prehnita, turmalina y menas metálicas. Algunos minerales de este grupo, como granate, prehnita, apatito, hematites, calcedonia, etc., se han originado por procesos metasomáticos e hidrotermales tardíos desarrollados a escala local en un contexto parecido

al que describen Rodríguez Gallego y García-Cervigón (1970-a) en el sector de Cehegín. En el afloramiento de La Celia I exterior existe un yacimiento de apatito (var. esparraquina) y hematites especular, intensamente explotado en las pasadas décadas. En las proximidades de las labores mineras se puede observar una alteración gradual de las lamproítas, aumentando el contenido en calcedonia, calcita, óxidos de hierro limonitizados y minerales de la arcilla desde la superficie hacia el interior.

El flúor-apatito de Jumilla destaca por su elevado contenido en Ce, Th, Sr y Ba (Rodríguez Gallego y García-Cervigón, 1970-b), elementos que presentan igualmente concentraciones altas en las lamproítas adyacentes.

DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El estudio por rayos X de la roca compacta y el material desagregado permite encontrar algunos rasgos diferenciales en el afloramiento La Celia I exterior, situado fuera del diapiro, en relación a los demás (El Morrón, La Celia I interior y La Celia II). En efecto, en las muestras de roca fresca, junto al predominio de sanidina y flogopita, destaca la mayor abundancia de olivino y clinopiroxeno, así como la presencia de analcima, no detectada en los restantes afloramientos. El contenido global en filosilicatos es igualmente superior en tanto que apenas se encuentran otros minerales secundarios que prehnita, calcita y hematites. La influencia de la mineralogía de los materiales diapíricos, muy marcada en los restantes afloramientos —sobre todo por la presencia de yeso y anhidrita—, aquí no existe. También se puede destacar la ausencia de talco y cuarzo en el afloramiento La Celia I exterior.

En el material desagregado se encuentra un mayor contenido en filosilicatos respecto a la roca compacta, mucho más patente en los afloramientos situados en el interior de los diapiros, lo que parece evidenciar un mayor grado de alteración.

En la fracción menor de 2 μ destaca el predominio de esmectita, acompañada de cantidades menores de vermiculita, talco, caolinita y anfíboles. El contenido en esmectita es apreciablemente más bajo en el afloramiento La Celia I exterior, lo que viene a confirmar una alteración menos avanzada en el mismo.

La esmectita del interior de los diapiros es siempre trioctaédrica mientras que la del exterior en unas muestras es dioctaédrica y en otras trioctaédrica.

En el estudio por fluorescencia de rayos X no se observan diferencias apreciables en el contenido de elementos mayoritarios y minoritarios en los distintos afloramientos. Destacan, sin embargo, algunas variaciones entre la roca y el material desagregado, particularmente en Cr, Ti, Zn, Sr, Zr, Ba y Ce.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Las rocas lamproíticas analizadas presentan los rasgos característicos de este grupo: abundancia de volátiles (H₂O,

TABLA I
Análisis químico de la Roca Fresca

| | El Morrón (1) | Celia I ext. (2) | Celia I int. (3) | Celia II (4) |
|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| SiO ₂ | 52'83 (50'65-54'51) | 48'58 (42'87-50'88) | 49'22 (48'15-51'42) | 52'61 (50'37-54'09) |
| Al ₂ O ₃ | 7'73 (6'18-9'99) | 7'67 (6'88-8'82) | 7'29 (6'80-7'60) | 8'16 (7'49-9'05) |
| Fe ₂ O ₃ | 6'03 (5'28-8'36) | 5'98 (5'12-7'05) | 6'12 (5'51-6'54) | 5'78 (5'04-6'61) |
| MnO | 0'14 (0'08-0'17) | 0'10 (0'09-0'12) | 0'11 (0'09-0'13) | 0'10 (0'09-0'13) |
| MgO | 7'75 (5'95-8'65) | 9'90 (5'23-14'4) | 8'84 (7'46-11'9) | 8'64 (6'99-9'53) |
| CaO | 5'60 (5'23-6'86) | 7'16 (4'58-11'0) | 6'03 (5'46-6'92) | 4'29 (3'52-5'30) |
| NiO | 0'09 (0'07-0'12) | 0'12 (0'10-0'14) | 0'10 (0'09-0'11) | 0'10 (0'08-0'13) |
| BaO | 0'47 (0'37-0'66) | 0'55 (0'47-0'53) | 0'56 (0'42-0'77) | 0'51 (0'39-0'55) |
| SrO | 0'87 (0'48-1'46) | 0'95 (0'65-1'49) | 1'00 (0'61-1'41) | 0'96 (0'71-1'69) |
| Na ₂ O | 2'26 (1'72-2'90) | 1'72 (1'08-3'19) | 2'79 (1'55-4'58) | 1'94 (1'16-2'37) |
| K ₂ O | 11'29 (9'19-12'3) | 8'99 (4'75-11'1) | 11'26 (9'15-13'2) | 9'80 (7'71-15'5) |
| TiO ₂ | 1'71 (1'51-2'45) | 1'65 (0'84-2'01) | 1'88 (1'34-2'25) | 1'64 (1'20-2'34) |
| H ₂ O ⁺ | 2'14 (1'35-2'96) | 5'23 (2'03-9'36) | 3'95 (3'38-4'24) | 4'04 (3'64-4'98) |
| H ₂ O ⁻ | 0'14 (0'02-0'40) | 1'15 (0'24-1'93) | 0'64 (0'16-1'20) | 0'28 (0'04-0'84) |
| Total | 99'08 | 99'75 | 99'79 | 98'85 |

(1) 10 análisis; (2) 11 análisis; (3) y (4) 6 análisis cada uno.

CO₂, F, Cl y SO₂), altos contenidos en K₂O, con K/Al > 1, valores bajos en Na₂O y CaO y un contenido variable en SiO₂.

Las determinaciones de elementos mayoritarios se han efectuado por espectrofotometría de absorción atómica y las de minoritarios y trazas por fluorescencia de rayos X.

En la tabla I se indican los resultados analíticos, con la media de cada componente y los valores extremos en cada uno de los afloramientos.

La composición química de las rocas refleja un alto contenido en K₂O, con una relación Na₂O/K₂O de aproximadamente 1:4 y una proporción de alúmina menor que de álcalis. Las concentraciones de CaO y MgO son bajas, sobre todo las de este último si se comparan con los datos de Fúster et al. (1967) y de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) para rocas de estos afloramientos y son más cercanas a las encontradas por Kuehner et al. (1981) para las lamproítas de Wyoming.

Comparando los datos de los cuatro afloramientos se observa que en La Celia I exterior aumenta el contenido en CaO y MgO y disminuye el de alcalinos. Todo ello da como resultado la mineralogía descrita anteriormente (mayor proporción de olivino y piroxenos y más baja en sanidina y flogopita).

En las figuras 4a y 4b se indica la relación SiO₂/K₂O en roca y material suelto, respectivamente; también se incluyen los valores dados por Venturelli et al. (1984), apreciablemente más bajos en K₂O. No existe correlación entre estos componentes y, por otra parte, se observa una mayor dispersión de valores en los contenidos en SiO₂ para el material suelto y un porcentaje ligeramente inferior en K₂O, todo ello congruente con las condiciones de meteorización de la roca.

También se encuentra un comportamiento análogo en la sílice para la relación SiO₂/(Na₂O+K₂O), como se observa en las figuras 5a y 5b, con amplia variación en los contenidos

incluso dentro de un afloramiento dado; en conjunto, la proporción de álcalis es inferior en el material desagregado, lo cual es lógico si se considera que son materiales más alterados y los álcalis son más susceptibles de removilización.

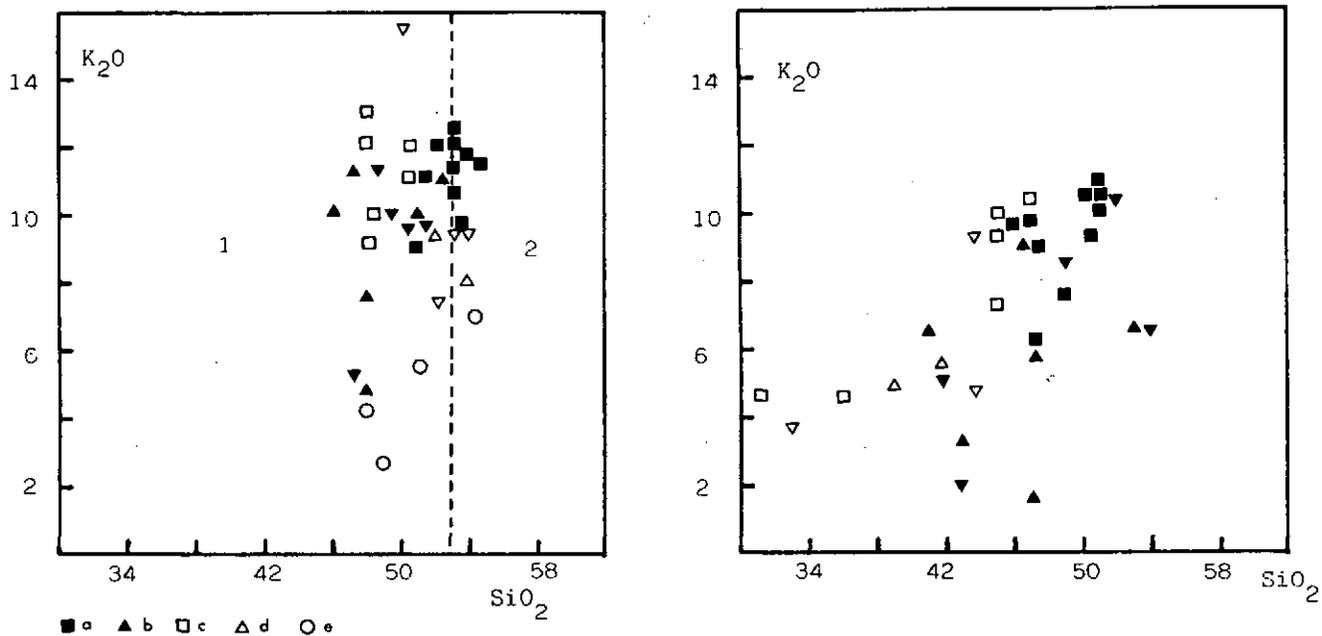
Las correlaciones de MgO con Ni y Ca son nulas, tanto para la roca como para el material suelto, probablemente como consecuencia de una carbonatación secundaria, visible en diversos puntos de la zona, como se observa en las figuras 6a-6b y 7a-7b.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

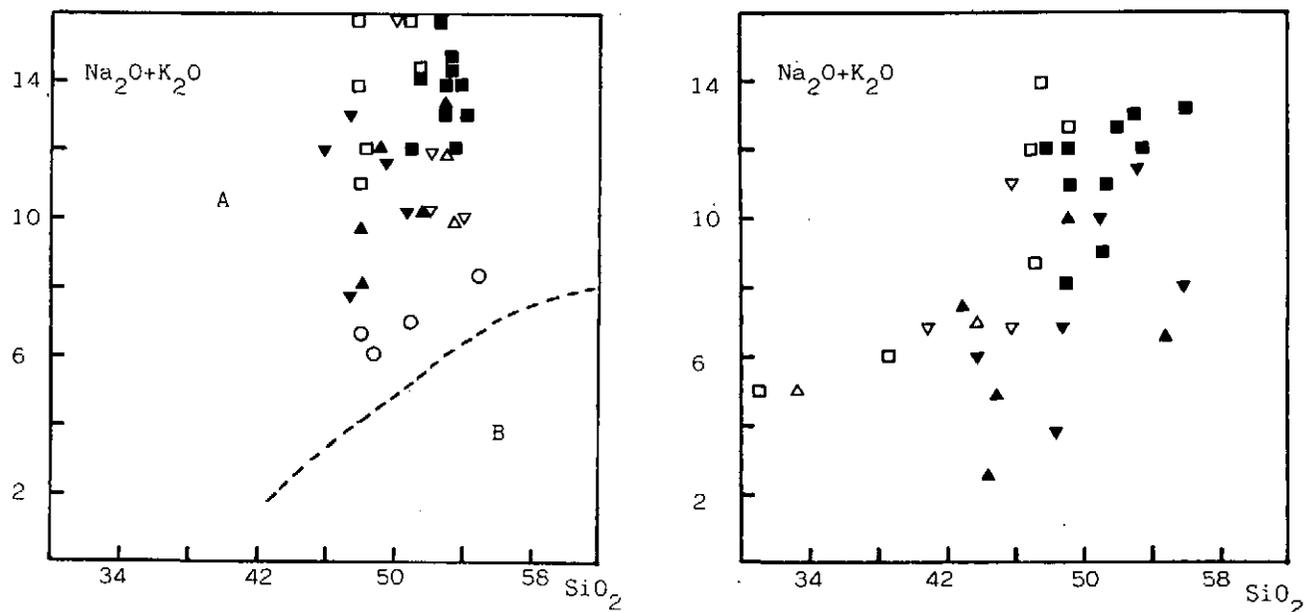
La evolución del magma ultrapotásico se puede seguir indirectamente por la relación existente entre MgO y los elementos incompatibles (K, Rb, Ba, Th, Ce, Sr, Nb, Zr, P, etc.), aunque los resultados pueden dar lugar a interpretaciones diferentes (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Venturelli et al., 1984). También se ha analizado en este sentido el efecto de algunos componentes volátiles (H₂O, CO₂, CH₄, HF) en la formación de un magma ultrapotásico (Foley et al., 1986). No obstante, los datos disponibles sobre la zona de estudio son aún insuficientes para establecer un modelo genético compatible con todas las determinaciones realizadas.

En el contexto del volcanismo lamproítico del sureste de España, las rocas de Jumilla destacan por la elevada relación P₂O₅/TiO₂ y por una correlación positiva de MgO con Th, Ce, Nb, Zr, Sr, y P₂O₅.

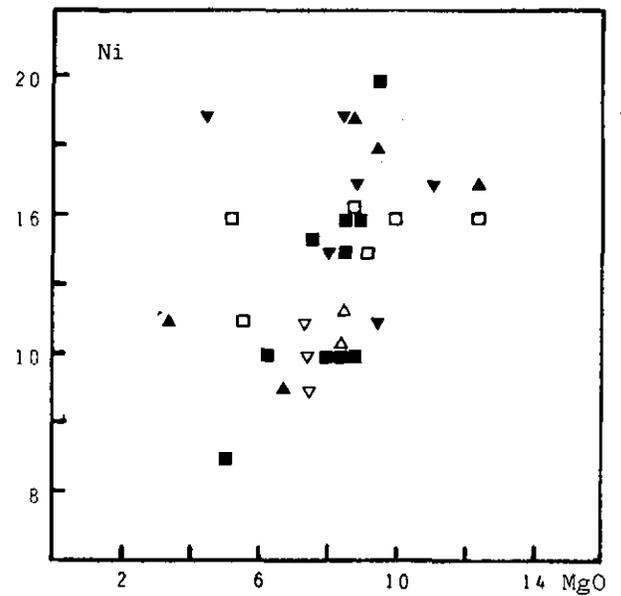
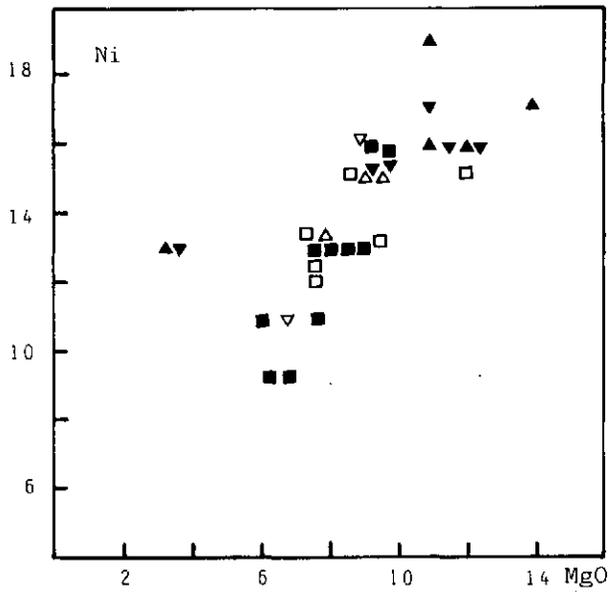
Bajo el punto de vista de la composición química y mineralógica, las principales diferencias entre estas rocas se relacionan con la posición tectónica de los afloramientos (dentro o fuera de los diapiros) y con el grado de meteorización que han sufrido. De esta forma, las rocas de La Celia I



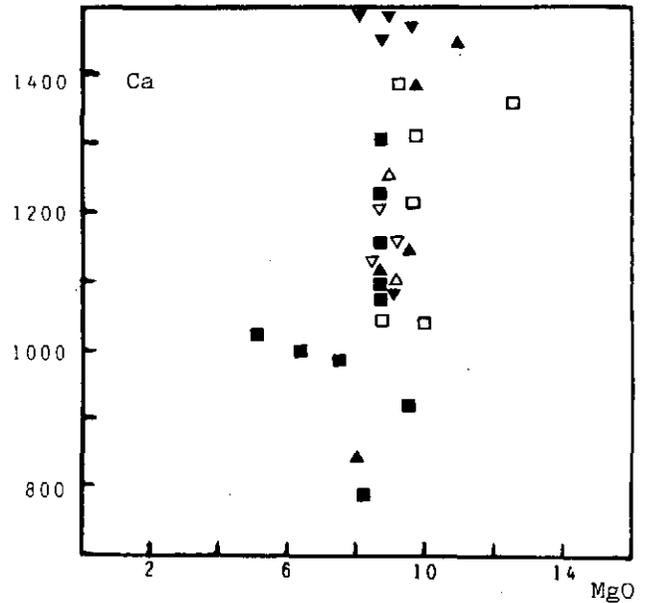
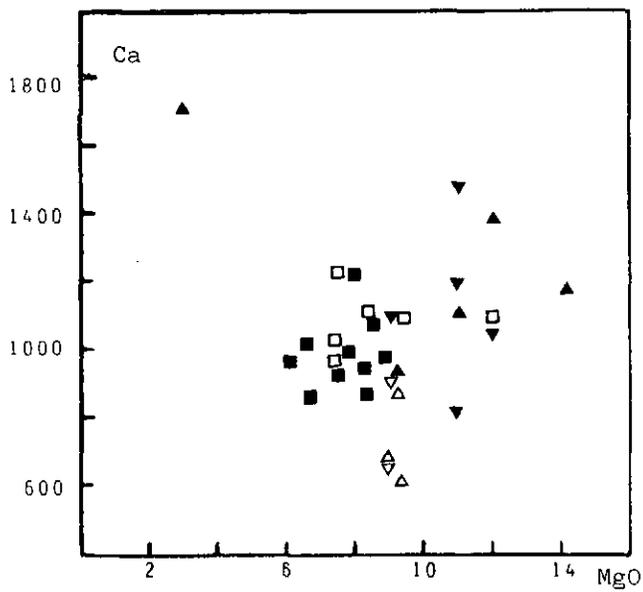
FIGURAS 4a y 4b. Relación SiO_2/K_2O en roca y material desagregado respectivamente. Símbolos: a=El Morrón; b=La Celia I exterior; c=La Celia I interior; d=La Celia II; e=Venturelli et al. (1984); 1=Jumillitas; 2=Canalitas y Fortunitas.



FIGURAS 5a y 5b. Relación SiO_2/Na_2O+K_2O en roca y material desagregado respectivamente. A=Alcalinas; B=Subalcalinas.



FIGURAS 6a y 6b. Relación MgO/Ni en roca y material desagregado respectivamente.



FIGURAS 7a y 7b. Relación MgO/Ca en roca y material desagregado respectivamente.

exterior destacan claramente de las restantes (situadas todas ellas en el interior de los diapiros) al presentar una mineralogía correspondiente a un magma básico menos evolucionado.

Al comparar cualitativamente la composición mineralógica de la roca y el material desagregado, no se observan marcadas diferencias entre ambos.

Aparte del grado de compacidad (muy influenciado por una red generalizada de diaclasas de retracción), el proceso de alteración de estas lamproitas se puede seguir por el contenido en filosilicatos de degradación, como esmectita, vermiculita y talco, originados a partir de los ferromagnesianos de la roca.

BIBLIOGRAFÍA

- 1 BAENA, J.: Serv. Publ. Min. Industria. Madrid (1981).
- 2 BELLON, H. y BROUSSE, R.: Bull. Soc. Géol. France, 19, 469-480 (1977).
- 3 BELLON, H. en «Sedimentary Basins of Mediterranean Area». Tecnoprint. Bologna, 341-360 (1981).
- 4 CARMICHAEL, I.S.E.: Contrib. Mineral. Petrol., 15, 24-66 (1967).
- 5 FOLEY, S. W.; TAYLOR, W. R. y GREEN, D. H.: Contrib. Mineral. Petrol., 94, 183-192 (1986).
- 6 FUSTER, J. M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERMOSO, M. L.: Estud. Geol., 23, 53-69 (1967).
- 7 KUEHNER, S. M; EDGAR, A. D. y ARIMA, M.: Amer. Min., 66, 663-677 (1981).
- 8 LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA, E.: Estud. Geol., 36, 5-63 (1980).
- 9 LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E.: Estud. Geol., 41, 105-126 (1985).
- 10 MOLINA, M. A. y MOLINA, J.: Murgetana, 47, 53-85 (1977).
- 11 NOBEL, F. A.; ANDRIESEN, P. A. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A. y RONDEEL, H. E.: Geol. Mijnb., 60, 209-214 (1981).
- 12 RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.: Mem. Inst. Geol. Min. España, 97 (1979).
- 13 RODRÍGUEZ GALLEGO, M. y GARCÍA-CERVIGÓN, A.: Cuad. Geol. Univ. Granada 1, 27-33 (1970-a).
- 14 RODRÍGUEZ GALLEGO, M. y GARCÍA-CERVIGÓN, A.: Cuad. Geol. Univ. Granada, 1, 31-33 (1970-b).
- 15 SAHAMA, Th. G.: en «The alkaline rocks», Wiley, New York, 96-109 (1974).
- 16 VELDE, D.: Amer. Min., 60, 566-573 (1975).
- 17 VENTURELLI, G.; CAPEDE, S.; BATTISTINI, G. di; CRAWFORD, A.; KOGARDO, L. N. y CELESTINI, S.: Lithos, 17, 37-54 (1984).