

Las traquitas de Arenys d'Empordà (Alt Empordà, NE de la Península Ibérica): características generales

The trachyte of Arenys d'Empordà (Alt Empordà, NE Spain): general characteristics

N.Díaz (*), D.Gimeno (*), M.Losantos (**) & C.Segura (*)

(*) Dept. Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Univ. de Barcelona, 08071 - Barcelona.

(**) Servei Geològic de Catalunya. ICC. Parc de Montjuïc, E-08038- Barcelona.

ABSTRACT

A new outcrop of neogene trachytic rocks has been found at Arenys d'Empordà (Alt Empordà, NE Spain). These trachytes and the associated alkali basalts must be related to the Vilopriu set of faults. The trachytes are mainly holocrystalline, glomeroporphyritic and microlitic in texture. Whole rock geochemistry shows that these rocks are potassic trachytes and quite homogeneous in composition. Available data on mineral chemistry (phenocrysts: andesine-oligoclase Plg mantled by K-anortoclase or Na-Sanidine, flogopite, oxidized kaersutite, apatite; microliths of andesine and Na-sanidine) and modal distribution allows a fair distinction when compared with the Vilacolum trachytes.

Keywords: *Empordà, trachyte, geological setting, mineralogy, whole rock geochemistry.*

Geogaceta, 20 (3) (1996), 572-575

ISSN: 0213683X

Contexto geológico

La Depresión del Empordà forma parte del conjunto de fosas y semifosas que constituyen el segmento en dirección NO-SE del sistema de rifting neógeno del noreste de la Península Ibérica, estando situada al norte y este de la población de Girona (Fig. 1).

Esta depresión está limitada en su sector meridional por un sistema de fallas normales de dirección NO-SE, que se propagó siguiendo una secuencia de bloque inferior desde los sectores más orientales (con actividad ya en el Mioceno) hacia los más meridionales y externos. El límite septentrional de la fosa está definido por fallas de la misma dirección, aunque su evolución es más difícil de establecer, debido en parte al recubrimiento de las fracturas por los depósitos cuaternarios de llanura aluvial y en parte a la ausencia de materiales paleógenos que permitan acotar los desplazamientos relativos de los diferentes elementos que conforman el sistema. Algunas de las estructuras de dirección NO-SE actuaron ya como fallas de desgarre dextróginas durante la orogénica alpina, siendo posteriormente reactivadas como fallas normales en el contexto extensional neógeno.

La cuenca del Empordà está dividida en dos subunidades (Fleta y Escuer, 1991): al sur, la cubeta de Fellines que-

da limitada al este por el "Alto del Baix Empordà" (Saula *et al.*, 1994), constituido por rocas paleógenas y mesozoicas (Montgrí); al norte la cubeta de Riumors constituye la zona más interna del segmento en extensión y es donde se localizan las rocas traquíticas objeto de esta nota. Más concretamente, el afloramiento de Arenys d'Empordà se sitúa en una posición marginal, en el límite entre el "Alto del Baix Empordà" y la cuenca neógena (ver Fig. 1), posiblemente en relación con alguna de las fracturas que compartimentan este alto estructural. Debido a la exigua calidad de los afloramientos de contacto entre ambas litologías, las relaciones cartográficas entre las traquitas y los basaltos contiguos no se han podido establecer definitivamente, ni tampoco las de éstas con los sedimentos neógenos circundantes.

Trabajos previos sobre el volcanismo del Alt Empordà

La presencia de rocas basálticas en el Alt Empordà es bien conocida desde los trabajos de Gelabert (1904) y Calderón *et al.*, (1906), quienes recopilaron toda la información precedente sobre los afloramientos presentes en Cadaqués, Baseia, en las proximidades de la sierra de Roda-Roses y en el sector de Llampaies (unos 4 km al sur de Arenys d'Empordà).

Santaló (1932) señaló en una nota breve la

presencia del afloramiento basáltico en Arenys d'Empordà. Solé Sabarís (1962) estudió con un cierto detalle este afloramiento, dando una idea aproximada de sus dimensiones y de su relación (infrayacente) respecto de los materiales detríticos marinos que el atribuyó al mioceno medio (hoy considerados pliocenos; SGC, 1996). Basándose en sus observaciones y dataciones este autor concluyó que la actividad volcánica en el sector de Arenys debió desarrollarse durante el Mioceno, en todo caso con anterioridad a la transgresión que el estimó Vindoboniense (Mioceno medio-superior). Además, este afloramiento aparece ya correctamente delimitado en una cartografía inédita realizada hacia 1958 por Fontboté, Masachs, Solé Sabarís y Virgili.

En la cartografía a escala 1:50.000 del IGME (1983) ya aparece delimitado el sector central y meridional del conjunto volcánico de Arenys d'Empordà, siendo clasificado como basaltos olivínicos. La prosecución hacia el norte queda delimitada en la cartografía reciente (ITGE 1994), sin añadir nuevos detalles de tipo petrológico.

Araña *et al.*, (1983) en su estudio regional sobre el volcanismo del noreste peninsular citan la existencia de basaltos muy alterados en Arenys d'Empordà, sin ofrecer datos químicos. López Ruiz y Rodríguez Badiola (1985) ofrecen un análisis del basalto de Arenys d'Empordà, calificándolo de basalto olivínico e indicando la presencia de nefelina en la norma. Por su parte, Martí *et al.*, (1992) retoman las

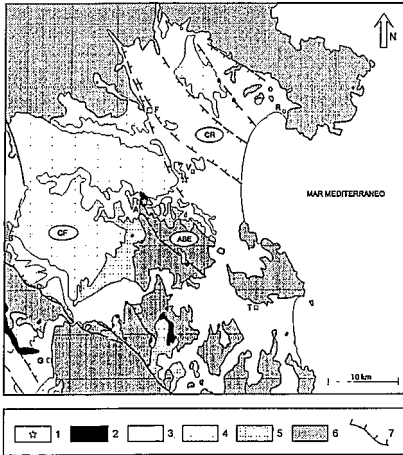


Fig. 1.- Esquema geológico del Empordà. Síntesis realizada a partir de los mapas del SGC 1:25.000. Leyenda: 1.- Afloramientos de traquitas. 2.- Basaltos neógenos. 3.- Cuaternario. 4.- Plioceno. 5.- Mioceno. 6.- Substrato pre-Neógeno. 7.- Fallas. CF: Cubeta de Fellines. CR: Cubeta de Riumors. ABE: Alto del Baix Empordà. Localidades: A.- Arenys d'Empordà. F.- Figueres. G.- Girona. R.- Roses. T.- Torroella de Montgrí. V.- Vilacolum.

Fig. 1.- Geological sketch of Empordà (synthesized after the 1:25.000 maps of SGC). Legend: 1.- Trachyte outcrops. 2.- Neogene basalts. 3.- Quaternary materials. 4.- Pliocene materials. 5.- Miocene materials. 6.- Pre-Neogene rocks. 7.- Faults. CF: Fellines basin. CR: Riumors basin. ABE: Baix Empordà structural high. Localities: A.- Arenys d'Empordà. F.- Figueres. G.- Girona. R.- Roses. T.- Torroella de Montgrí. V.- Vilacolum

muestras analizadas por Araña *et al.*, (1983), de modo que por lo que se refiere al Alt Empordà no aportan más información sobre los basaltos.

Por lo que se refiere a la presencia de rocas traquíticas el único afloramiento clásicamente conocido es el de la población de Vilacolum, en las proximidades de Sant Pere Pescador. El descubrimiento de rocas volcánicas en Vilacolum se debe a Font i Sagué (1907), quien las clasificó como andesitas anfibólicas. Posteriormente, San Miguel de la Cámara (1921) corrigió esta clasificación, catalogándolas como traquitas. El mismo San Miguel de la Cámara (1936) confirmó esta clasificación, basándose en un análisis químico de roca total efectuado por Burri y Parga Pondal (1935). Solé Sabarís (1962) atribuyó a este afloramiento una edad miocena, o en todo caso claramente prepliocena, al reposar sobre las traquitas unos sedimentos marinos fosilíferos análogos a los de Siurana (pliocenos); de hecho, el mismo Font i Sagué (1907) había realizado igual razonamiento y datación.

Las traquitas de Vilacolum aparecen también documentadas en los tres trabajos de ámbito general sobre el volcanismo gerundense antes citados (Araña *et al.*, 1983, López Ruiz y

Rodríguez Badiola 1985, Martí *et al.*, 1992), trabajos que incluyen además análisis de roca total de dos nuevas muestras. La cartografía 1:50.000 (TTGE 1994) recoge los tres afloramientos conocidos. Recientemente Gimeno (1995) ha procedido a la revisión de las rocas traquíticas de este sector, aportando nuevos análisis y reconociendo que, además de las traquitas s.str., existen algo más hacia el oeste de Vilacolum otras rocas de composiciones variables entre traquiandesitas y traquiandesitas basálticas.

Fleta y Escuer (1991) recogen en su trabajo sobre los sistemas sedimentarios del Alt Empordà las informaciones disponibles sobre los materiales volcánicos, intentando relacionarlos con su posición estratigráfica, y aportan nuevos datos sobre la presencia y distribución de clastos basálticos en diferentes unidades detríticas de la cubeta de Fellines.

Por otra parte, Donville (1973) dató por el método K/Ar cuatro muestras de roca total correspondientes a los basaltos de Baseia, Arenys d'Empordà (2 muestras) y a la traquita de Vilacolum, proponiendo una edad común alrededor de 10 Ma para las 4 muestras, debiendo ser ligeramente posterior la traquita. Este autor indica en el trabajo que la validez de las edades radiométricas obtenidas no se puede contrastar en el caso de Baseia, parece correcta en el caso de Vilacolum y parece incoherente (por excesivamente reciente) con una edad miocena media para las formaciones detríticas suprayacentes al basalto de Arenys (hoy consideradas pliocenas). Por lo tanto, en líneas generales podemos concluir que los rangos de edades obtenidos por este autor, aún necesitando una completa revisión, parecen correctos a la luz de los datos disponibles en la actualidad.

Casas *et al.*, (1991) han señalado la existencia de una importante anomalía magnética situada unos 2 Km al oeste de Vilacolum, que interpretan como el reflejo de la existencia de rocas volcánicas emplazadas en forma de sills en profundidad. Más precisamente, esta anomalía aparece centrada en la zona situada entre los afloramientos de traquitas y traquiandesitas de Vilacolum-Els Olivets (algo hacia el oeste de éstos) y los de basalto en Baseia, y es más lógico interpretarla como asociada al conjunto de rocas volcánicas aflorantes que aparentemente son cogenéticas (Gimeno 1995) y por lo tanto pueden coalescer en profundidad. En resumen, podemos suponer la presencia de una importante masa de rocas subvolcánicas de características comparables a las de las aflorantes.

De hecho, las escasas informaciones disponibles sobre sondeos petrolíferos en el Empordà (recopiladas en Lanaja, 1987; y comentadas en parte en Fleta y Escuer, 1991) han registrado la presencia de rocas volcánicas en profundidad en este sector, tanto en forma de cuerpos masivos de hasta 60 m de potencia (Geot-1), como en un cuerpo epiclástico o piroclástico básico de cerca de unos 140 m de espesor (Riumors-1).

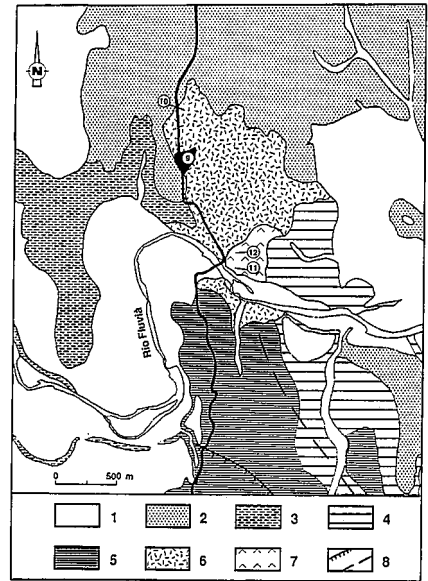


Fig. 2.- Esquema geológico del sector de Arenys d'Empordà (según SGC 1995, 1996, simplificado). Leyenda: 1.- Cuaternario. 2.- Plioceno. 3.- Mioceno. 4.- Oligoceno-Mioceno. 5.- Cretácico y Eoceno-Oligoceno indiferenciado. 6.- Basaltos. 7.- Traquitas. 8.- Fallas. 9.- Arenys d'Empordà. Muestras de la tabla 1: 10.- AR-4; 11.- EM-35; 12.- EM38.

Fig. 2.- Geological sketch of the Arenys d'Empordà sector (after SGC 1995, 1996, simplified). Legend: 1.- Quaternary rocks 2.- Pliocene materials 3.- Miocene materials. 4.- Oligo-Miocene materials. 5.- Cretaceous and Eocene-Oligocene materials (undistinguished). 6.- Basalt. 7.- Trachyte. 8.- Faults. 9.- Arenys d'Empordà. Table 1 samples: 10.- AR-4; 11.- EM-35; 12.- EM-38.

Los trabajos de cartografía desarrollados en el marco del Mapa Geològic de Catalunya a escala 1:25.000 han permitido la localización de un nuevo afloramiento de traquitas, en la localidad de Arenys d'Empordà, en contacto directo con los basaltos conocidos previamente (SGC 1995, Fig. 2). La llegada de los magmas basáltico y traquítico a la superficie puede relacionarse con la actividad del conjunto de fracturas de Vilopriu.

Características petrológicas de las traquitas de Arenys d'Empordà

Este nuevo afloramiento está siendo detalladamente estudiado desde un punto de vista petrológico, en el contexto de un estudio más amplio de carácter sistemático de las manifestaciones volcánicas cenozoicas del sector Baseia-Vilacolum-Arenys d'Empordà; el estudio comprende el análisis de las características de afloramiento y relaciones con el encajante, significado volcanológico, muestreo detallado de todos los afloramientos conocidos, estudio petrográfico, estudio geoquímico de la roca total y estudio de la química mineral. Esta nota

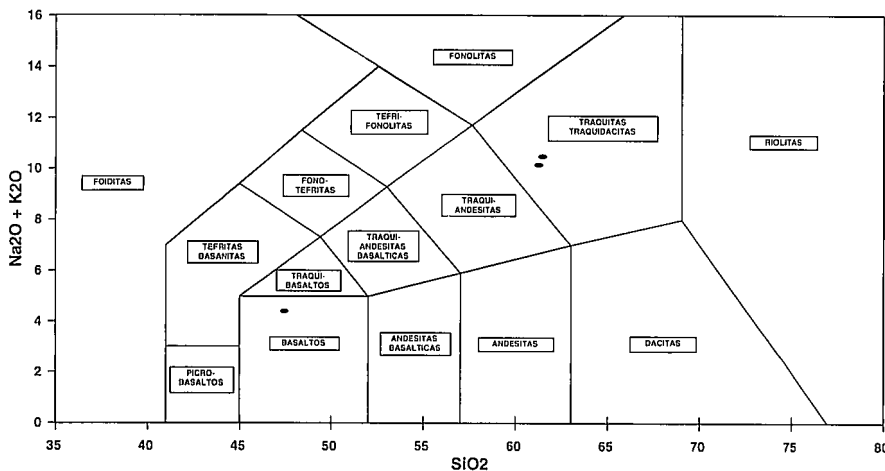


Fig. 3.- Clasificación de muestras representativas (tabla 1) en el diagrama TAS (Le Maître *et al.*, 1989). Véase la procedencia en la fig. 2.

Fig. 3.- Classification of representative samples (table 1) in the TAS diagram (after Le Maître *et al.*, 1989). See situation in fig. 2.

pretende ofrecer los primeros resultados disponibles sobre las traquitas.

Características macroscópicas. Con la excepción de algunas pequeñas canteras abandonadas desde muy antiguo situadas en el sector más occidental del afloramiento, la traquita aflora muy pobre y aisladamente en los escasos caminos presentes y en algunos claros del bosque. La apariencia general es la de una roca masiva, afanítica, totalmente félsica, de color gris parduzco, y aparentemente sin planos de fisilidad o fractura preferente. Observada detalladamente con la lupa presenta un carácter porfírico (máximo un 15-20 % de fenocristales), marcado por la presencia de agregados cristalinos de feldespatos blancos de unos mm de diámetro. Localmente se observan pátinas y nódulos rojizos producto de la oxidación que, observados detalladamente, corresponden a fenocristales de hasta 0.5 cm, de secciones trapezoidales elongadas o en forma de rombo, que son anfíboles bastante alterados. Estos minerales máficos pueden aparecer distribuidos aleatoriamente en la roca o, con un carácter local, concentrados selectivamente en bandas o cuerpos irregulares de dimensiones centimétricas en el seno de la roca. En todo caso, aparecen siempre en el seno de una matriz afanítica gris-blancuzca, sin que lleguen a estar en contacto formando aglomeraciones exclusivamente máficas. Localmente la matriz afanítica presenta también un color gris-rojizo denotando la presencia de máficos más o menos alterados.

Características microscópicas. La roca presenta carácter holocristalino, con una textura porfírica en la que los fenocristales de feldespato aparecen sistemáticamente asociados en disposición glomeroporfírica. Los glomérulos tienen dimensiones máximas de 6-8 mm, y aparecen constituidos por asociaciones de 3-10 fenocristales (moda 4-6) de plagioclasa prismáticos y bastante elongados, dispuestos sin

orientación preferente de tal modo que entre los prismas existen espacios intergranulares de morfologías más o menos triangulares en sección. Estos espacios normalmente están ocupados por minerales máficos y microlitos de feldespato, de dimensiones menores. La matriz de la roca está formada por feldespatos en microlitos o cristales algo mayores de morfología en tableta. Las tabletas presentan disposición desorientada (textura microlítica) o fascicular-columnar (crescumulate), lo que podría sugerir, a pesar del tamaño y la morfología de las tabletas, la presencia de un cierto sobreenfriamiento en el proceso de cristalización. Localmente se distinguen también moldes de pequeñas vesículas de gas (máximo 2-3 mm) aisladas y no muy deformadas u orientadas.

Desde el punto de vista de la química mineral de los feldespatos los fenocristales de plagioclasa oscilan entre composiciones de andesina y oligoclasa bastante cálcica, presentando una moderada zonación, en general normal pero en algunos casos inversa. Es frecuente que los fenocristales presenten un manteado final de composición muy pobre en Ca, oscilando entre términos de anortoclasa muy potásica y sanidina muy sódica. Los microlitos presentes son tanto sanidinas de composiciones muy sódicas como anortoclasas de composiciones intermedias (cantidades no despreciables de Ca) y plagioclasas (oligoclasas cálcicas o andesinas bastante sódicas); destaca bastante la relativa abundancia de microlitos de plagioclasa. Algún fenocristal de dimensiones bastante reducidas presenta también una composición de anortoclasa con valores intermedios análogos a los de los microlitos antes citados.

Por lo que se refiere a los máficos presentes en los glomérulos destaca la presencia de cristales de flogopita de dimensiones próximas a las de los fenocristales de andesina y carácter hipidiomórfico a idiomórfico, junto a cristales mucho

menores de composición biotítica, raras augitas subidiomórficas, y localmente algún anfíbol marrón. Sin embargo, los anfíboles marrones normalmente aparecen disociados de los glomérulos, presentando una intensa oxidación en los bordes (con la consiguiente opacización) y unos núcleos de composición kaersutítica; son éstos los fenocristales que se manifiestan macroscópicamente en forma de oxidaciones. Localmente podemos hallar fenocristales prismáticos achataados de apatito, a veces poiquilíticos con gran cantidad de inclusiones de minerales opacos aciculares (rutilo?). Por otra parte, entre las tabletas y microlitos de la matriz es frecuente la presencia de un mineral coloreado que cuando tiene las dimensiones idóneas para ser analizado da composiciones de anfíbol. Además podemos hallar en la matriz, y localmente en forma de microfeno-cristales, minerales opacos idiomórficos o subidiomórficos (de composición titanomagnetita).

Comparando con las características petrográficas de las traquitas de Vilacolum destaca la aparente pobreza en kaersutita y anortoclasa, la ausencia de pigeonita, la relativa abundancia en filosilicatos, en particular flogopita, y en general la textura más equilibrada con el líquido de las plagioclasas (presencia de manteados de feldespato alcalino, pero en general ausencia de notables evidencias de corrosión tan avanzada como en Vilacolum). Otra característica diferencial es que por el momento no se ha detectado la presencia de xenolitos de rocas plutónicas, o de enclaves máficos cognatos; e igualmente no se ha hallado jamás cuarzo.

Desde el punto de vista químico las rocas analizadas presentan una notable homogeneidad composicional, dentro del campo de las traquitas (diagrama TAS, Le Maître *et al.*, 1989), siendo concretamente traquitas potásicas (atendiendo a los criterios de clasificación de MacDonald y Katsura, 1964) (Tabla 1, Fig. 3).

Conclusiones

El conjunto de la información hasta ahora disponible permite avanzar algunas conclusiones sobre las traquitas de Arenys d'Empordà, y en un sentido más amplio sobre todas las rocas traquíticas del Empordà.

En primer lugar, el nuevo hallazgo demuestra que en el Empordà las rocas traquíticas no son una singularidad que se pueda circunscribir exclusivamente a la población de Vilacolum.

Es significativo igualmente que las rocas traquíticas aparezcan por una parte sistemáticamente asociadas a basaltos alcalinos, y por otra parte las primeras aparezcan espacialmente dispuestas en el sector más interno y subsidente de la Fosa del Empordà. Esta disposición es lógica si tenemos en cuenta que para que los magmas basálticos parentales de estas

rocas alcancen la superficie (y probablemente también para que se generen por descompresión adiabática) se precisa una situación geodinámica distensiva que permita una buena comunicación entre superficie y manto; esto explica que la práctica totalidad de rocas volcánicas aparezcan asociadas a fracturas relativamente importantes. Sin embargo, para la génesis de las traquitas mediante cristalización fraccionada en cámaras intermedias es necesario que el ascenso de los magmas no se produzca directamente a la superficie, sino que éstos se embalsen en niveles crustales más o menos superficiales a favor de anisotropías físicas marcadas en el encajante. Los sectores más subsidentes de la cuenca sedimentaria parecen los más propicios para la generación de estas anisotropías, en especial si tenemos en cuenta el modelo geométrico a escala cortical disponible (Saula *et al.*, 1994).

El proceso petrogenético asociado a las traquitas de Arenys d'Empordà es más difícil de determinar. Si consideramos los tipos de rocas aflorantes y la información de subsuelo disponible no parece existir una gran desproporción volumétrica entre basaltos y rocas traquíticas en los sectores de Vilacolum y Arenys d'Empordà. Sin embargo, por lo que conocemos en la actualidad, las relaciones entre basaltos y traquitas son diferentes en ambos casos. Mientras que en Vilacolum existe todo un rango de variación entre los tipos litológicos, y las evidencias geoquímicas y mineralógicas apuntan a la génesis de las traquitas por cristalización fraccionada de los magmas basálticos (en una o varias cámaras magmáticas someras; Gimeno 1995 y trabajo en elaboración), en el caso de Arenys d'Empordà se desconoce la presencia de rocas de composición intermedia.

La ausencia de tipos petrológicos intermedios entre los basaltos y las traquitas dentro de una misma provincia petrogenética es un hecho frecuente y bien conocido ("gap" de Daly, 1925) que puede ser explicado de maneras muy diversas según las situaciones petrológicas consideradas. Sin embargo, parece que las evidencias (paragénesis, química mineral, ausencia de xenolitos peridotíticos) proporcionadas por las traquitas de Arenys d'Empordà abogan también por la diferenciación de magmas parentales basálticos alcalinos en el seno de una cámara magmática, a través de la cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y plagioclasa. Igualmente, parece razonable que los basaltos y las traquitas de Arenys d'Empordà tengan una relación genética, tanto por la composición química de ambos como por la abundancia y tipología de los xenolitos ultramáficos presentes en el primer (estudios en curso).

Apéndice

Las muestras de roca total han sido analizadas con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X Philips PW 1400 en la Universitat de Barcelona utilizando un ánodo de Rh. Los elementos mayores han sido determinados a partir de perlas de vidrio (obtenidas por fusión de las rocas con tetraborato de litio en un crisol de Pt; todas las muestras por duplicado, añadiendo una tercera perla de limpieza del crisol). La química mineral de las fases ha sido analizada en una microsonda electrónica CAMECA SX50 (15 Kev, 15 nA). Los datos obtenidos fueron tratados mediante un sistema ZAF Pouchou-Pichoir (PAP). En todos los casos los instrumentos fueron calibrados utilizando patrones internacionales de composición certificada.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento a Joan Picart por descubrir el afloramiento de traquitas de Arenys d'Empordà. Los análisis de roca total y de química mineral han sido llevados a cabo en los Serveis Científico-Técnicos de la Universitat de Barcelona; los autores agradecen especialmente a J. García Veigas, X. Llobet, E. Seguí y J.M. Socías su colaboración y continua asistencia durante el desarrollo de los análisis.

Referencias

- Araña, V.; Aparicio, A.; Martín Escorza, C.; García Cacho, L.; Ortiz, R.; Vaquer, R.; Barberi, F.; Ferrara, G.; Albert, J. y Gassiot, X. (1983): *Acta Geol. Hispánica*, 18 (1): 1-17.
- Calderón, S.; Cazorro, M. & Fernández Navarro, L. (1906): *Mem. R. Soc. Esp. Historia Nat.*, t IV, mem. 5ª, pp. 159-489.
- Casas, A.; Clavell, E.; Hernández, E. & Rivero, L.I. (1991): I Congreso del Grupo Español del Terciario, *Comunicaciones*, pp. 71-74.
- Daly, R.A. (1925): *Am. Acad. Arts Sci. Proc.*, 60: 3-124.
- Donville, B. (1973): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276 (Série D): 2497-2500.
- Fleta, J. & Escuer, J. (1991): I Congreso del Grupo Español del Terciario, *Libro-Guía Excursión nº 7*, 124 pp. Barcelona.
- Font i Sagué, N. (1907): *Bull. Institució Catalana d'Història Natural*, tIV: 58-63.
- Gelabert, J. (1904): Los volcanes extinguidos de la provincia de Gerona, 120 pp. *Octavio Viader*, impresor, Sant Feliu de Guixols.
- Gimeno, D. (1995): *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 4: 211-223.
- IGME (1983): Mapa Geológico de España E

	EM-35	EM-38	AR-4
SiO ₂	61.47	61.25	47.47
TiO ₂	0.66	0.7	2.13
Al ₂ O ₃	18.42	18.04	15.26
Fe ₂ O ₃	4.07	4.06	12.17
MnO	0.08	0.11	0.16
MgO	0.26	0.54	7.90
CaO	1.98	2.29	8.83
Na ₂ O	6.15	5.95	3.20
K ₂ O	4.35	4.21	1.20
P ₂ O ₅	0.25	0.24	0.45
LOI	0.72	0.78	0.79
TOTAL	98.41	98.17	99.56

Tabla 1.- Análisis de roca total de 3 muestras representativas del afloramiento de Arenys d'Empordà. Véase la procedencia en la fig. 2.

Table 1.- Whole-rock geochemistry of 3 representative samples of the Arenys d'Empordà volcanic rocks. See situation in fig. 2.

1:50.000, *Serie Magna* Hoja 296: Torroella de Montgrí.

ITGE (1994): Mapa Geológico de España E 1: 50.000, *Serie Magna* Hoja 258: Figueres.

Lanaja, J.M. (1987): Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. *IGME, Madrid*, pp. 1-465.

Le Maître, R. W. (Ed) (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. 193 pp, Blackwell Scientific Publications, London.

López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1985): *Estudios geológicos*, 41: 105-126.

MacDonald, G.A. y Katsura, T. (1964). *Jour. Petrology*, 5: 82-133.

Martí, J.; Mitjavila, J.; Roca, E. & Aparicio, A. (1992). *Tectonophysics*, 203: 145-165.

San Miguel de la Cámara, M. (1921). *Treballs del Museu de Ciències Naturals de Barcelona*, VI, 61 pp, *Museu Martorell*, Passeig de la Indústria, Barcelona.

Santaló, M. (1932): *Geologia Mediterrània Occid.*, tIV, 34, p. 3.

Saula, E.; Picart, J.; Mató, E.; Llenas, M.; Losantos, M.; Berástegui, X. & Agustí, J. (1994): Evolución geodinámica de la Fosa del Empordà y las Sierras Transversales. *Acta Geol. Hispánica*, 29 (2-3), pp. 55-75.

SGC (Servei Geològic de Catalunya) (1995): *Mapa Geològic de Catalunya* 1:25.000, Hoja de Cornellà del Terri: 296-1-1 (77-23)

SGC (1996): *Mapa Geològic de Catalunya* 1:25.000, Hoja de Navata: 258-1-2 (77-22)

Solé Sabarís, L. (1962): *Mem. Acad. Ciències y Artes de Barcelona*, 34 (12), pp. 359-372.