

Los depósitos volcanoclásticos sin-eruptivos del Paleozoico inferior del área de Lago-Fontarón (Lugo, España)

LUIS VILLA^{1,2}, *LUIS GUILLERMO CORRETGE¹, DANIEL ARIAS¹ y OFELIA SUÁREZ¹

¹Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. España.

²LUZENAC, Sociedad Española de Talcos, Boñar, León. España

* corretge@geol.uniovi.es

Resumen: El presente trabajo se centrará en cuatro aspectos concretos prácticamente desconocidos del paleovolcanismo ordovícico del área de Lago-Fontarón (Lugo): a) la geometría en profundidad de las rocas volcanoclásticas, b) la geometría restituida de las mismas unidades, c) el estudio petrográfico detallado y d) la geoquímica fundamental e interpretación geotectónica de las rocas con participación de materiales volcánicos tufíticos sumamente alterados. Los datos obtenidos nos permiten decir que la filiación original de las rocas de Lago-Fontarón es muy probablemente de naturaleza basáltico alcalina intraplaca y parecen sugerir que simultáneamente a la sedimentación de las capas de transición de las pizarras de Luarca tuvo lugar una intensa actividad volcanoclástica sin eruptiva ligadas a fracturas "syn rift". La naturaleza de este volcanismo, por tanto, parece favorecer un contexto extensivo en todo el ordovícico inferior de esta área

Palabras clave: Paleovolcanismo, rocas volcanoclásticas, ordovícico, geología, petrografía, geoquímica.

Abstract: This paper deals with four practically unknown, important aspects of Ordovician palaeovolcanic rocks outcropping in the area of Lago-Fontaron (province of Lugo, Spain): a) geometry in depth of volcanoclastic rocks, b) restored geology of the same units, c) detailed petrographic study and d) fundamental geochemistry and geotectonic interpretation of the altered volcanoclastic rocks. Despite the intense alteration of these rocks, collected data suggest a within-plate alkali-basalt activity in the area. The data also appear to suggest that an intense volcanoclastic activity, with eruption linked to syn-rift fractures, took place simultaneously to the sedimentation of the transitional layers of Luarca slates. The petrographic and chemical nature of the volcanics, therefore, appear to point to an extensive geodynamic framework in the Ordovician period in this area.

Key words: Palaeovolcanism, ordovician volcanoclastic rocks, geology, petrography, geochemistry.

Las investigaciones realizadas sobre el volcanismo del cámbrico superior y ordovícico en relación con los estudios paleogeográficos del Paleozoico inferior, constituyen temas de gran interés y complejidad. Estos tipos de estudios han tenido gran relevancia en el análisis de la evolución de algunos paleocontinentes, tales como Laurentia y Báltica por ejemplo (Keppie et al., 1997); sin embargo respecto a la historia evolutiva del ordovícico de Gondwana y algunos terrenos perigondwánicos (Le-

cuyer et al. 1995) el paleovolcanismo, en general, ha recibido menor atención. La excepción la constituye la gran cantidad de artículos que tratan sobre los eventos de proyección de cenizas volcánicas durante el ordovícico medio de Norte América y Europa (Uff et al, 1996). Dentro del contexto general, el escenario paleogeográfico en el que se desarrollan los procesos evolutivos del Paleozoico inferior del NW de Iberia es fundamentalmente gondwánico. No obstante, los datos proporcio-

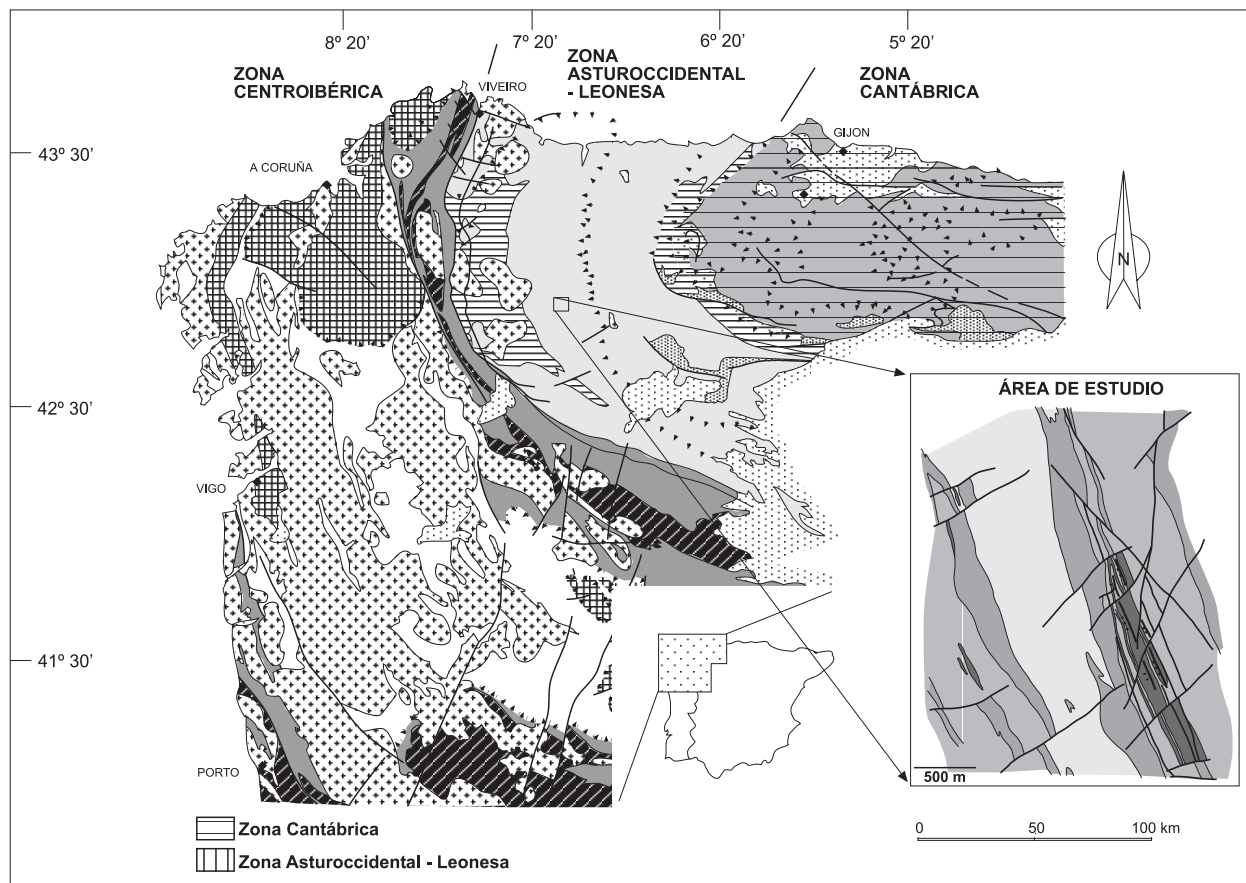


Figura 1. Situación geográfica y geológica del área estudiada.

nados sobre la naturaleza de los episodios ígneos en este periodo plantean, muchas veces, problemas geodinámicos interpretativos importantes acerca del contexto compresivo o extensivo (arco o rift) entre Gondwana y Laurentia en el ordovícico inferior (Abati, et al., 1999; Fernández-Suárez et al., 2000; Mattauer, 2004); en consecuencia la caracterización de la naturaleza y geología de las rocas ígneas presentes en dichas áreas debe ser tenidos muy en cuenta por las aportaciones a la significación geotectónica (Pin y Marini, 1993), petrológica e incluso metalogénica (Leblanc, 1989) de dichos volcanismos o ciclos ígneos en general.

Situación y antecedentes

El área en la que se centra este trabajo se encuentra en el NW de España (Fig. 1), en la provincia de Lugo. Dicha área está situada en la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972), en el llamado Dominio del Manto de Mondoñedo (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978). En él se han encontrado algunas rocas volcánicas ordovícico-silúricas, ci-

tándose en concreto rocas volcánicas en los materiales del Ordovícico medio (Pizarras de Luarca), así como algunas capas volcanoclásticas próximas a los niveles ferruginosos con hierros oolíticos (Marcos et al., 1980). Fuera del área considerada en este estudio, en el dominio de Truchas (Pérez-Estaún, 1974), las rocas volcánicas y volcanoclásticas aparecen únicamente en las series del Ordovícico, concretamente a techo de la Formación Luarca y muro de la Formación Casaio, que comienza con niveles de hierros oolíticos (Barros, 1989). Todos estos materiales citados tienen una potencia y posición estratigráfica similar (Llopis y Fontboté, 1959; Matte, 1964; Pérez-Estaún, 1974, 1975, 1978; Matas y Rodríguez Fernández, 1982) a los encontrados en área de Lago-Fontarón, objeto del presente trabajo, que es uno de los episodios volcanoclásticos más importantes de la ZAOL. Estos materiales, situados dentro de la Formación Pizarras de Luarca, han sido objeto de algunos estudios previos (Villa, 1992; Arias et al., 1997), pero no existe ninguna publicación detallada de los aspectos geológicos, petrológicos y geoquímicos de los mismos.

Objetivos

Los hiatus estratigráficos principales en la estratigrafía del ordovícico están marcados por hierros oolíticos (Gutiérrez-Marco et al., 2002), y éstos, a su vez, están, frecuentemente, en relación con niveles volcánicos y volcanoclásticos; por ello, es muy importante descifrar la naturaleza y significado geotectónico de este volcanismo y conocer todos los posibles rastros de las actividades y movimientos prehercánicos a través de la caracterización de los episodios volcánicos y volcanoclásticos asociados a ellos.

Al margen de la cartografía general realizada para la ubicación de las formaciones volcánicas, el presente trabajo se centrará en cuatro aspectos concretos prácticamente desconocidos del paleovolcanismo ordovícico del área objeto de estudio: a) la geometría en profundidad de las rocas volcanoclásticas, b) la geometría restituída de las unidades volcanoclásticas, c) el estudio petrográfico detallado y d) la geoquímica fundamental e interpretación geotectónica de las rocas con participación de materiales volcánicos sumamente alterados que dificultan enormemente la caracterización del volcanismo.

Métodos

Hemos realizado una cartografía geológica sintética a escala 1:10000 basada en minutas 1:5000 y 1:2000 y reconocido en detalle, principalmente mediante los testigos proporcionados por treinta y tres sondeos realizados por EXMINESA, rocas de los episodios volcanoclásticos encontrados el sinclinal de Rececende, concretamente entre las localidades de Lago y Fontarón (Lugo). Los cortes obtenidos han sido simplificados y reinterpretados para singularizar mejor las unidades volcanoclásticas. Debido a la complejidad de la tectónica en las secciones de los sondeos, las restituciones de los cortes se han realizado manualmente.

El estudio petrográfico se ha basado en setenta y cinco láminas delgadas obtenidas de una selección de los testigos de sondeos.

La caracterización geoquímica se ha realizado mediante veinte análisis de FRX (mayores y trazas) efectuados en los Laboratorios de Geología y Geoquímica de los Servicios comunes de investigación de la Universidad de Oviedo (analista: E. Ariño). La composición química de algunos minerales y de las matrices volcánicas se ha determinado mediante ciento cincuenta análisis de microsonda electrónica CAMEBAX SX-50 de los mismos servicios comunes (analista: M. A. Fernández). Finalmente se ha realizado una determinación de isótopos de oxígeno en cuarzo en los laboratorios del SURRUC, Escocia.

Estratigrafía

Los materiales cartografiados representados en el área (Fig. 2) constituyen una sucesión fundamentalmente detrítica, cuya edad queda comprendida entre el Cámbrico medio y el Ordovícico medio. Dentro de esta sucesión se distinguen dos unidades litoestratigráficas: la Serie de los Cabos y las Pizarras de Luarca.

La Serie de los Cabos presente en el área, consiste en una alternancia de pizarras grises y pardas, con niveles centimétricos de areniscas de tonos claros en secuencias rítmicas. Son equivalentes a las Capas de Villamea de Walter (1968). Hacia el techo los niveles de arenisca adquieren mayor importancia, hasta formar los bancos cuarcíticos del techo de la formación que equivalen a las llamadas Capas del Eo (Walter, op. cit.).

La base de la Formación Pizarras de Luarca, en la ZA-OL, es transicional a la Serie de los Cabos (Marcos, op. cit.) situada al muro de la misma. Esta serie transicional está representada por una alternancia de areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras que ha recibido el nombre Capas de transición (Walter, op. cit.) o Capas de Pedreo (Hangelskamp, 1963). El resto de la formación está representado por pizarras negras lustrosas bastante homogéneas con frecuente piritita. En la zona de Lago-Fontarón han podido individualizarse estos dos miembros a partir de los sondeos realizados.

En las Pizarras de Luarca se han encontrado y cartografiado en detalle niveles de rocas volcanoclásticas que se localizan tanto en el techo de las Capas de transición como dentro del nivel de pizarras masivas. En afloramiento las rocas tienen aspecto de porfiroides, sin que realmente lo sean, muy alterados, que han sido clasificadas genéricamente como tobas y pizarras tobáceas.

La potencia total de la Formación Pizarras de Luarca, incluyendo las rocas volcanoclásticas, es inferior a los 400 m en su conjunto y de ellos alrededor de 50 m corresponden a la serie de tránsito.

Tectónica

Las rocas volcanoclásticas representadas en este área están afectadas por las deformaciones variscas y por un metamorfismo sincinemático de bajo grado cuyas paragénesis corresponden a las propias de la zona de la clorita. La cartografía de detalle y los sondeos nos han permitido reconstruir la geometría de los pliegues, en profundidad, y la evolución lateral de los mismos (Fig. 3) así como distinguir estructuras correspondientes a las tres principales fases de deformación variscica descritas en la Zona Asturoccidental Leonesa por Marcos (1973).

Las estructuras de correspondientes a la segunda fase se observan bien en los sondeos. En áreas próximas se ma-

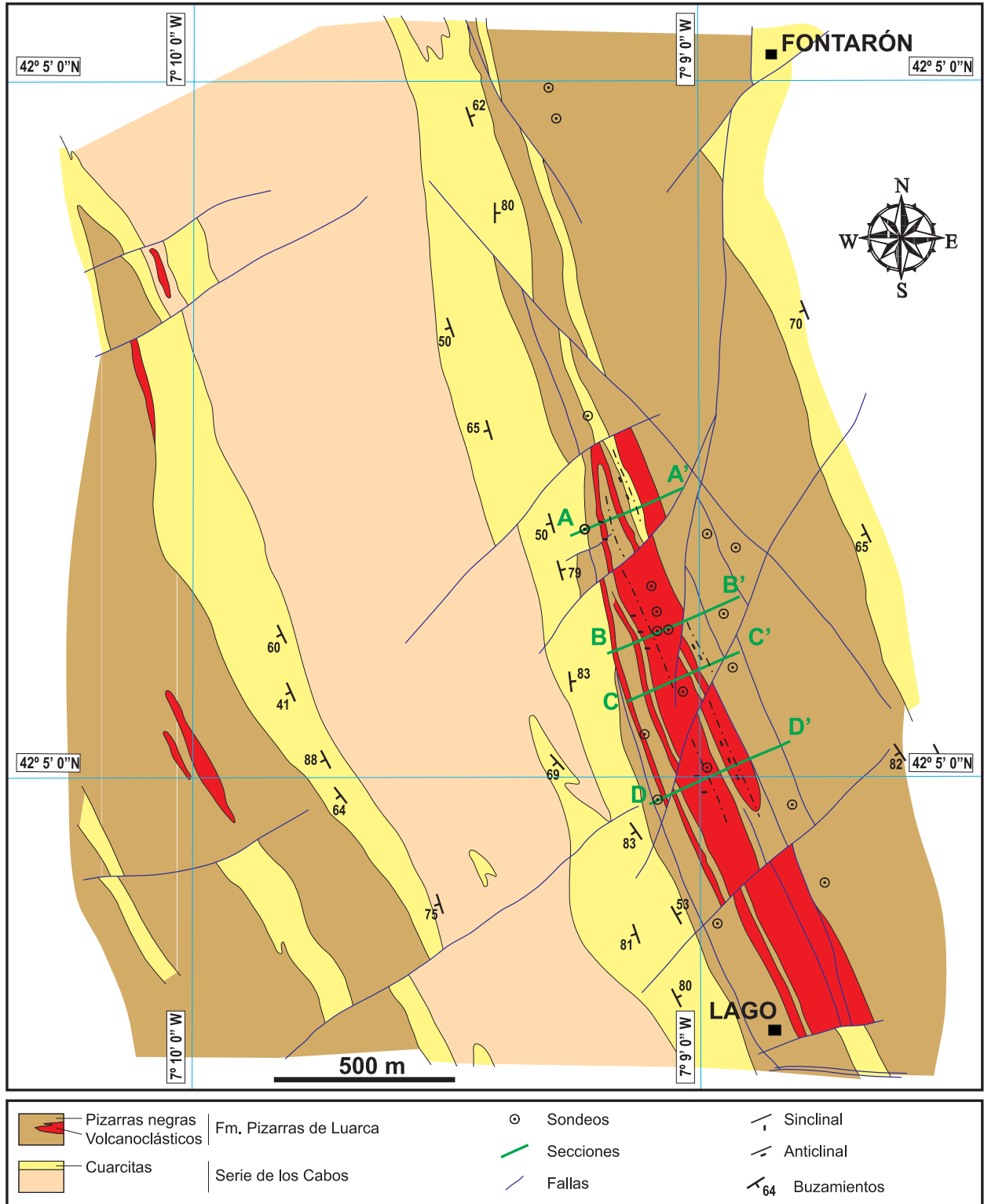


Figura 2. Cartografía geológica del área comprendida entre las localidades de Lago y Fontarón, mostrando la situación de las secciones obtenidas mediante sondeos oblicuos.

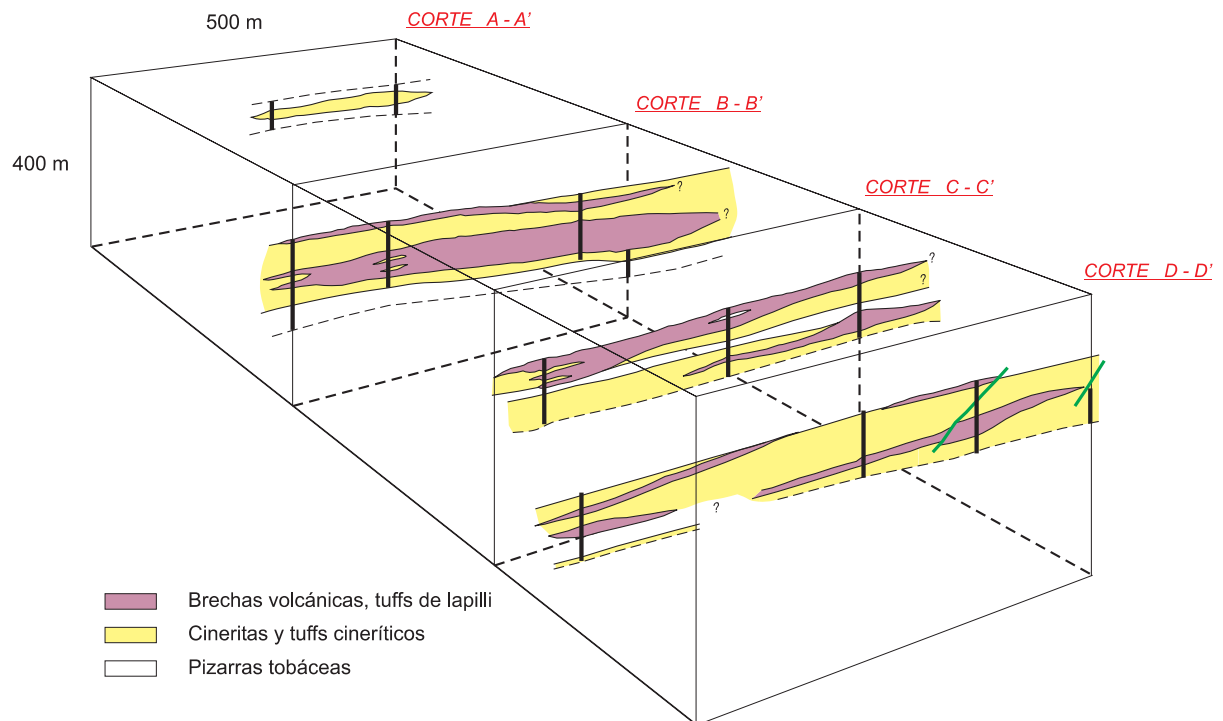
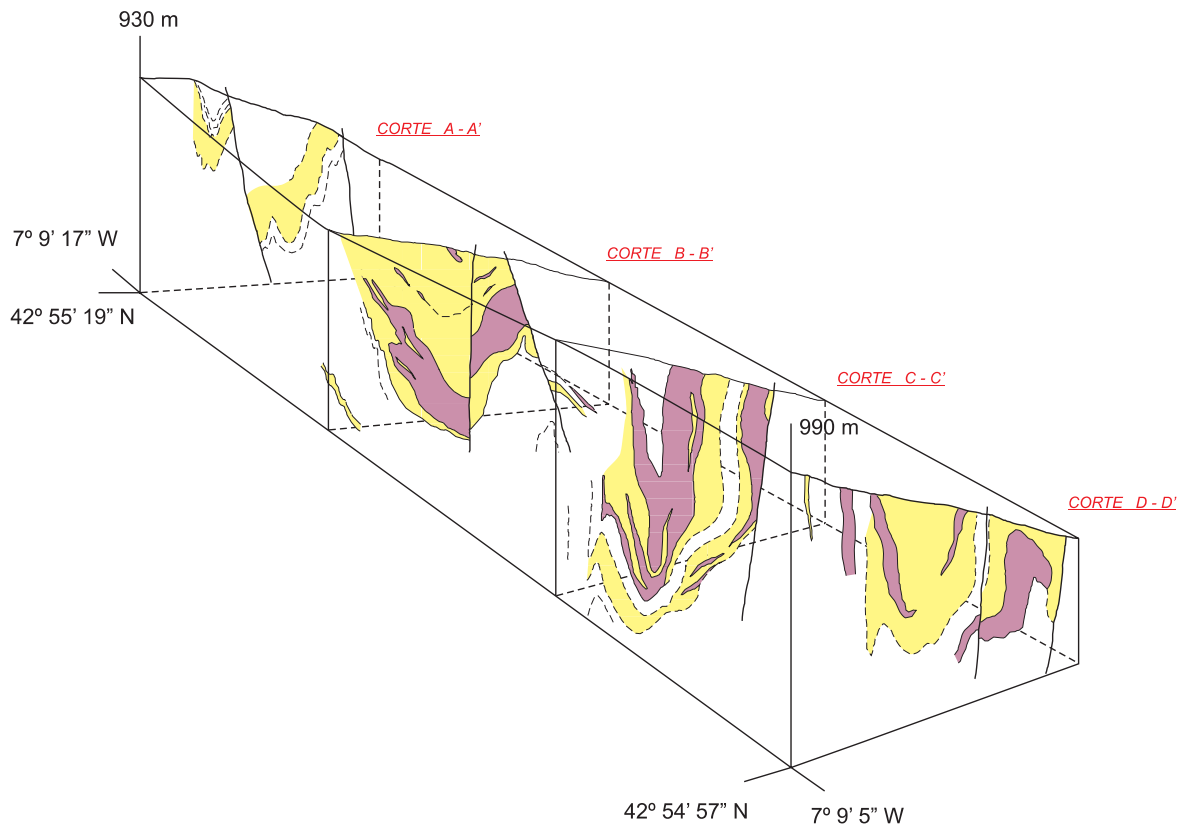


Figura 3. Cortes y secciones restituídas con representación de las unidades volcanoclásticas principales.

nifiestan como cabalgamientos que afectan al núcleo de los sinclinales de fase 1 de Villaodrid y Rececende (Martínez-Catalan, 1985). En el área de Lago-Fontarón se observa la rotura de un pliegue menor del flanco oeste por una falla inversa, que podría corresponder a un cabalgamiento menor de F2. Esta fractura delimita dos dominios bien diferenciados. En el flanco de tendencia inversa (O) se presentan las series volcanoclásticas más completas con tobas de lapilli, tobas y muy escasamente lavas, mientras que en el flanco normal (E) aparece fundamentalmente material volcanoclástico más fino: cineritas y pizarras tobáceas.

Existen dos sistemas de fracturas característicos. Las fracturas de tipo longitudinal de dirección N20°O a N25°O, son subparalelas a las estructuras de fase 1. Están asociadas al cabalgamiento de fase 2 descrito anteriormente. Podrían haber funcionado como fallas normales en el estadio tardío del emplazamiento del manto (Martínez-Catalan, op. cit.); también, muy probablemente, hayan podido tener actividad durante los movimientos tardihercínicos, favoreciendo el emplazamiento de filones brechoides de cuarzo y de las mineralizaciones de Pb-Zn (Arias et al., 1997) existentes en la zona de Lago y Fontaneira.

El segundo tipo de fracturas, equivalentes a las denominadas tardihercínicas por Parga (1969), son las fallas de tipo transversal a las estructuras mayores. Se trata de fracturas de direcciones entre N60°E y N130°E con una componente vertical principal, que separa en bloques la estructura, y otra componente de desgarre menos desarrollada.

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas

Las rocas volcanoclásticas constituyen la práctica totalidad de las rocas de carácter volcánico observadas, aunque en algún sondeo se han cortado algunos niveles de lavas restringidas a pequeñas bandas centimétricas intercaladas en la serie volcanoclástica.

Existen dos niveles de material volcanoclástico. El primero de ellos está situado en el techo de las Capas de transición de la base de las Pizarras de Luarca. Está formado por materiales de tamaños finos y con una potencia de aproximadamente 10 m y presenta una mayor continuidad lateral en la zona. En la cartografía se presenta casi siempre en el contacto con las cuarcitas. El segundo nivel, está situado dentro del miembro de pizarras masivas (argilitas y filitas) de las Pizarras de Luarca y es mucho más potente (< 200 m). En él, la proporción de material sedimentario es minoritaria y la variación litológica de las rocas volcanoclásticas es mucho mayor. Los cortes obtenidos mediante sondeos y una restitución detallada de los mismos (Fig. 3) indica que este se-

gundo conjunto está formado por varios eventos volcánicos, con presencia de series gradadas separadas por intercalaciones pizarrosas. Su continuidad lateral es menor y se centra en una superficie bastante reducida dentro del sinclinal de Rececende. La potencia de las unidades volcánicas y la distribución granulométrica de los fragmentos volcanoclásticos y piroclásticos indica procedencia nororiental del volcanismo así como una mayor proximidad del foco o focos de emisión y proyección en el entorno de las secciones B-B' y C-C' (Fig. 3).

Los cuatro tipos litológicos principales, que se exponen a continuación, se han definido a partir de las muestras de sondeos dado el menor grado de alteración en profundidad. No obstante, la composición original de los mismos está prácticamente borrada por una importante carbonatación y silicificación de origen hidrotermal. A efectos de representación gráfica estos cuatro términos han sido agrupados en los cortes con las siguientes terminologías: a) brechas volcánicas y tuffs de lapilli, b) cineritas y tuffs cineríticos, c) pizarras tobáceas.

Brechas y aglomerados tobáceos ("Tuff-breccia")

Contienen clastos volcánicos englobados en matriz en gran parte epiclástica (diamictitas con clastos de carácter ígneo). Hay varios niveles que sólo se han cortado en algunos sondeos y en general presentan una potencia no superior a los dos metros. La variabilidad granulométrica es muy grande (Fig. 4).

Las "Tuff-breccia" tienen una coloración gris-crema con fragmentos de tamaño centimétrico a milimétrico y bombas (>64 mm) (Fig. 5). Los fragmentos presentan morfologías angulosas a subredondeadas y composiciones tanto volcánicas como detríticas y epimetamórficas, incluidos en una matriz generalmente alterada de color gris-crema claro (mesostasis vítrea) y matriz negra (pizarrosa).

Los fragmentos de origen efusivo presentan dos tipologías: tobácea y lávica; las últimas, normalmente, con vacuolas fusiformes con textura fluidal. (Fig. 6).

Tobas de lapilli ("Lapilli tuff")

Se presentan en niveles métricos que muestran frecuentemente granoclasificación y bandeado. Las coloraciones son gris-crema y verdosas según sea el grado de alteración y proporción de matriz. Más del 75% de los fragmentos son de origen volcánico y sus tamaños varían desde 5 cm hasta 2 cm (Figs. 7 y 8A); en estas rocas se pueden observar frecuentes fragmentos de tamaño bomba o bloque (>64 mm) con marcas de impacto así como fragmentos metasedimentarios, frecuentemente cuarcíticos (Fig. 8B). Los fragmentos volcánicos presentan, al igual que en las rocas anteriores, tipologías lá-

Sondeo N-14 Sondeo N-4-1 Sondeo N-12

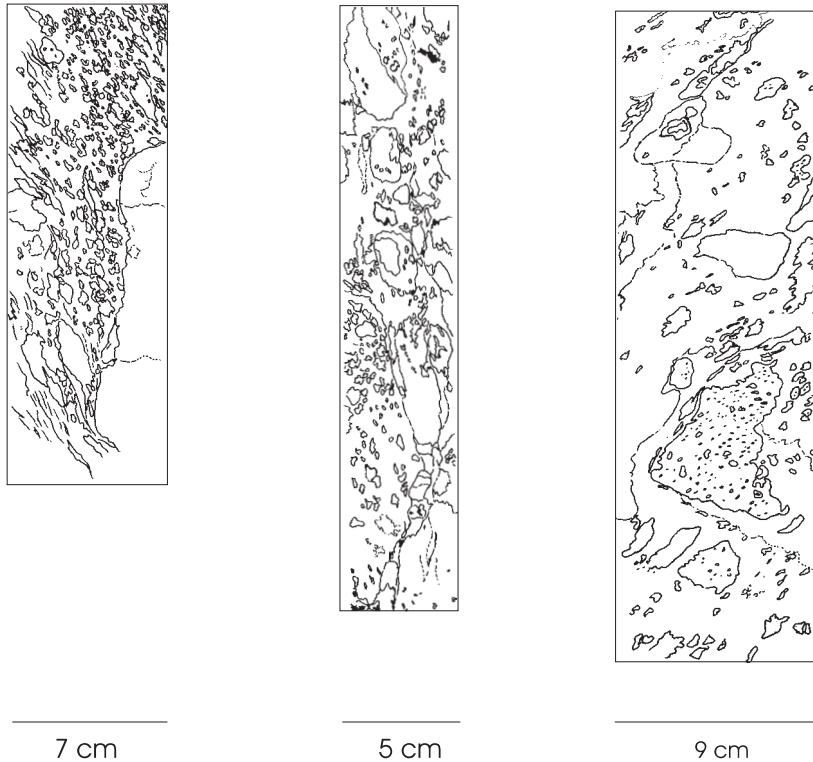


Figura 4. Detalle de la textura y granulometría de los materiales piro-volcanoclásticos cortados en los sondeos.

vica y tobácea y los escasos clastos sedimentarios son de composición pizarrosa.

Las brechas y las tobas de lapilli han sido agrupados en dos paquetes, que son niveles guías adecuados para la restitución de los cortes (Fig. 3).

Tobas ("coarse ash tuff") y cineritas

El tamaño de sus piroclastos es inferior a 2 mm. Se presentan como paquetes métricos con frecuente granoclasificación y laminación sedimentaria (Fig. 9). Los colores son generalmente verdosos (claro-oscuro) y en lo que se refiere a los componentes, se observa una mayor participación de cuarzo volcánico, y una disminución de los fragmentos tobáceos y lávicos a medida que se pasa gradualmente a materiales con mayor participación detrítica, como filitas tobáceas y argilitas tobáceas. En estas tobas se pueden apreciar fragmentos de lapilli vitrofídicos de carácter intermedio a ácido (Fig. 9B).

Pizarras tobáceas

Son de color verde oscuro a negro y se caracterizan por la abundancia de cuarcos volcánicos subredondeados que les confieren un tacto áspero (Fig. 10).

Es casi imposible saber si el contacto con los materiales sobre los que se apoyan los depósitos volcanoclásticos es discordante o normal. A pesar de ello, la existencia de brechas y aglomerados posiblemente hidroclásticos parece indicar un contacto discordante. No obstante, sí se observa que el contacto entre las cineritas y las pizarras tobáceas no es neto, realizándose la transición de forma gradual.

Petrografía

El aspecto más destacable de estas rocas es su elevado grado de transformación metamórfica e hidrotermal. Se observa una secuencia de tres procesos. El inicial es la carbonatación y cloritización de los clastos volcánicos y de la matriz respectivamente, con un proceso de silicificación posterior menos extenso, localizado en las zonas próximas a brechas de cuarzo y a los niveles mineralizados. En un segundo episodio, una nueva cloritización produce una cristalización de cloritas mayores que llegan a englobar la esquistosidad primaria y, por último, se observa una carbonatación menos extensa que parece superpuesta a la silicificación.

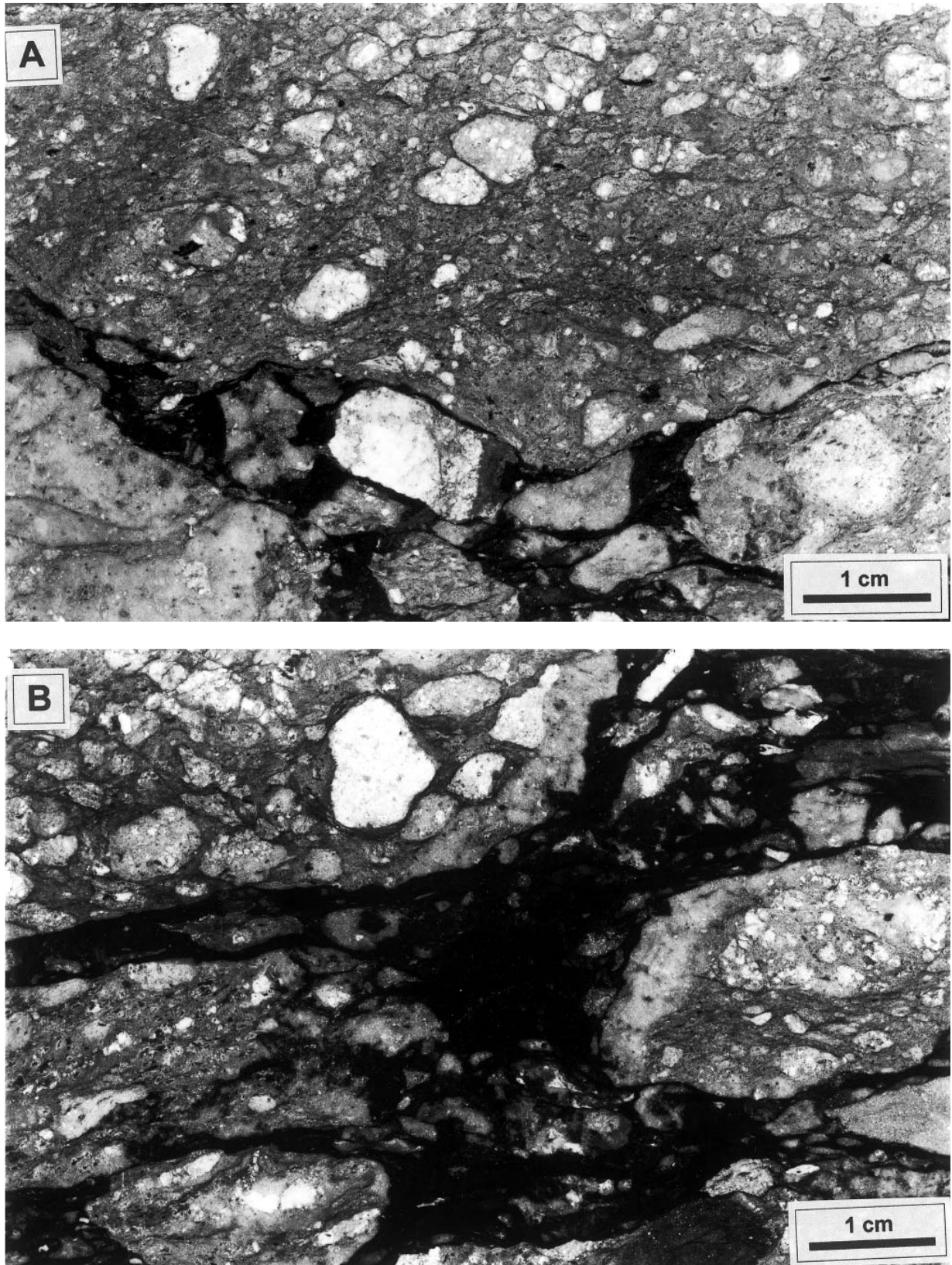


Figura 5. A) Aglomerado brechoide (“Tuff-breccia”) polimíctico con matriz tuffítica pizarrosa. Muestra del sondeo N4-1. En la foto B se puede apreciar el carácter brechoide y polimíctico de la roca.

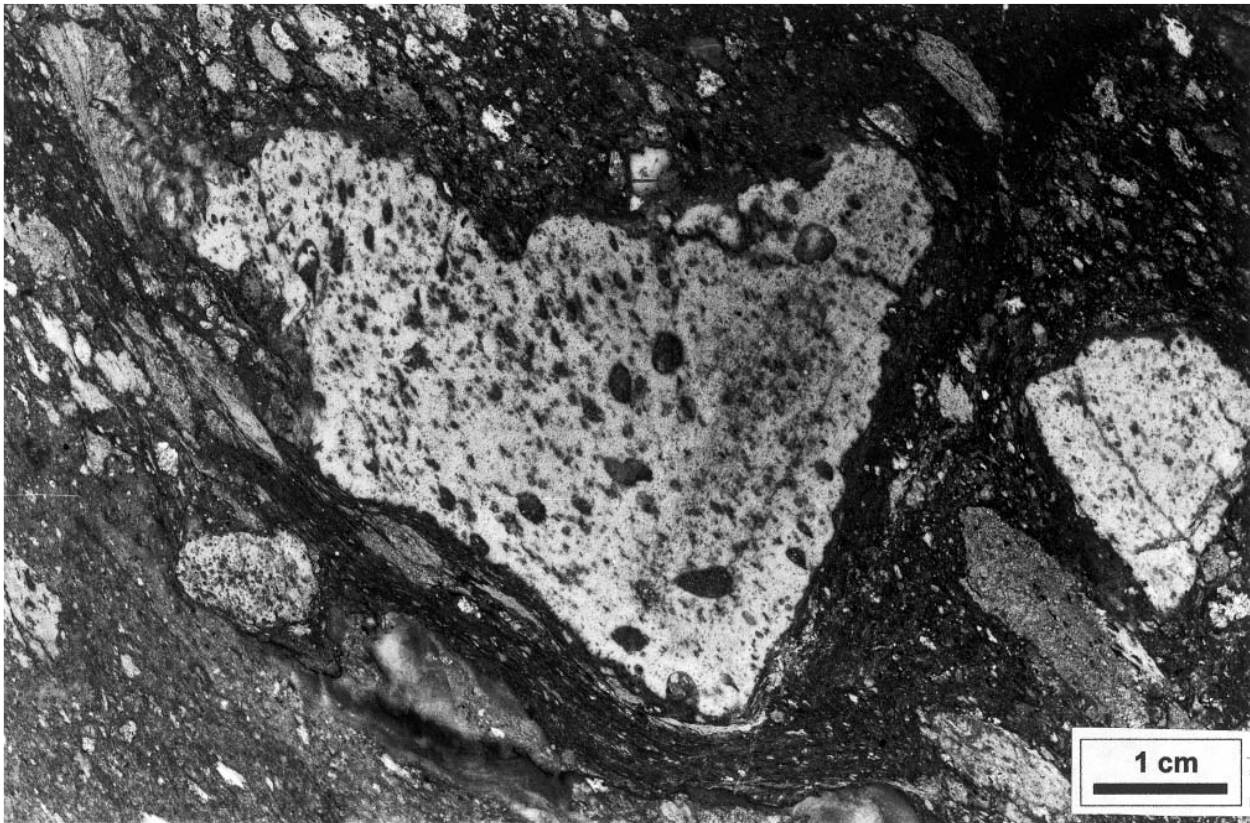


Figura 6. Muestra del sondeo N12 (50,00 m). Fragmento de bomba vesicular que provoca huella de impacto sobre la toba de lapilli.

Los fragmentos de origen volcánico con tamaños comprendidos entre 2 y 64 mm, están pseudomorfizados principalmente por carbonato y en menor medida por cuarzo. Pueden diferenciarse dos tipos según presenten vesículas o no:

a) Fragmentos de tipo vítreo, vesiculares, pumíticos, de tamaños lapilli y bomba. Son característicos de las tobas de lapilli y de las tobas con morfología subredondeada a fusiforme y composición carbonatada de tamaño esparítico. Sólo se conservan las formas vesiculares rellenas por lo general de cuarzo y esporádicamente por albita.

b) Fragmentos de tipo tobáceo. Son más abundantes en las brechas que en las tobas de lapilli; éstos también están pseudomorfizados por carbonatos por lo que se pierden los componentes originales quedando sólo algunos cuarzos volcánicos. Son cuarzos limpios, con formas redondeadas, monocristalinos, con escasos golfos de corrosión y tamaños generalmente inferiores a 2 mm. Son muy abundantes en las rocas de tipo cinerítico y en las pizarras tobáceas.

c) Fragmentos de roca sedimentaria. Se trata de fragmentos de areniscas o grauvacas, cuarcitas (Fig. 8B) y mayoritariamente de pizarras. Presentan una gran varie-

dad de tamaños desde milimétricos a centimétricos. Estos últimos son más abundantes en las brechas y en los lapillis. Ocasionalmente aparecen con un halo de material volcánico alterado formando lapillis armados (Armored Lapilli) (Waters y Fischer, 1970, 1971) (Fig. 11).

La matriz interfragmental aparece muy transformada por los procesos de alteración. Cuando deriva de una mesostasis vítrea está formada por una masa de carbonato de tamaño micrítico, por minerales arcilloso-micáceos del tipo sericita-moscovita, por clorita y por chert. Si hay mezcla de componentes sedimentarios, la matriz está contituida por pequeños cuarzos angulosos y fragmentos de pizarra. No obstante, el grado de homogeneización derivado de los procesos de alteración hace muy difícil diferenciar entre la matriz originalmente vítrea y la matriz argilítico-pizarrosa.

Los minerales principales presentes en las rocas descritas son fundamentalmente de origen secundario: carbonatos, cuarzo, clorita y sericita-moscovita. La Tabla I recoge una selección de análisis de los minerales más característicos de estas rocas.

Carbonatos: Constituyen el componente más abundante en las rocas con mayor participación de material volcá-

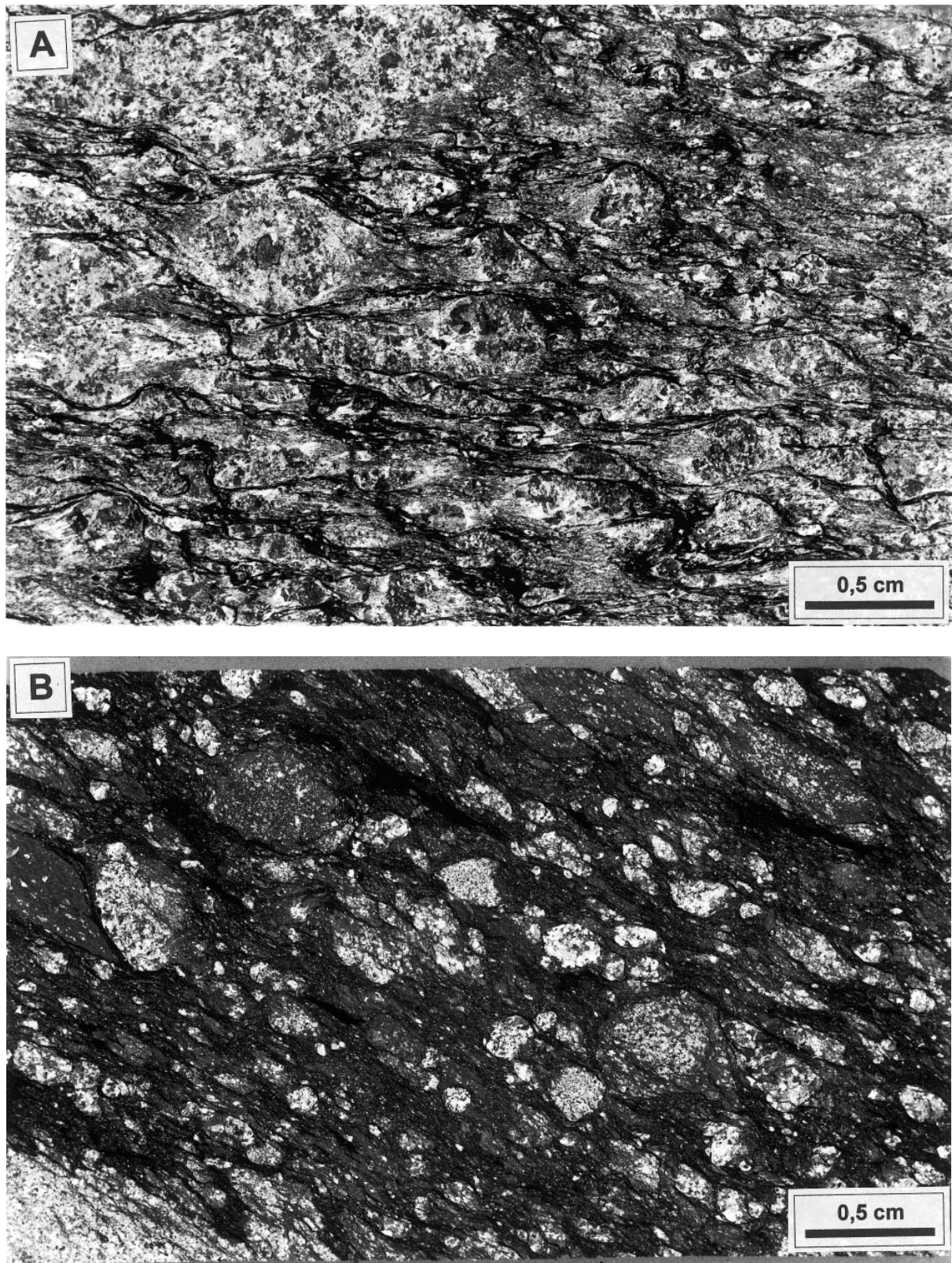


Figura 7. A) Microfotografía (lámina N17-6). Toba de lapilli. Aspecto general de la textura con fragmentos volcánicos reemplazados por carbonato y rodeados de una fina laminación de materia carbonosa. Cristalización de moscovita-clorita en las sombras de presión. B) Microfotografía (lámina N14-12B). Toba de lapilli. Detalle de los fragmentos volcánicos redondeados englobados en abundante matriz tuffítica.

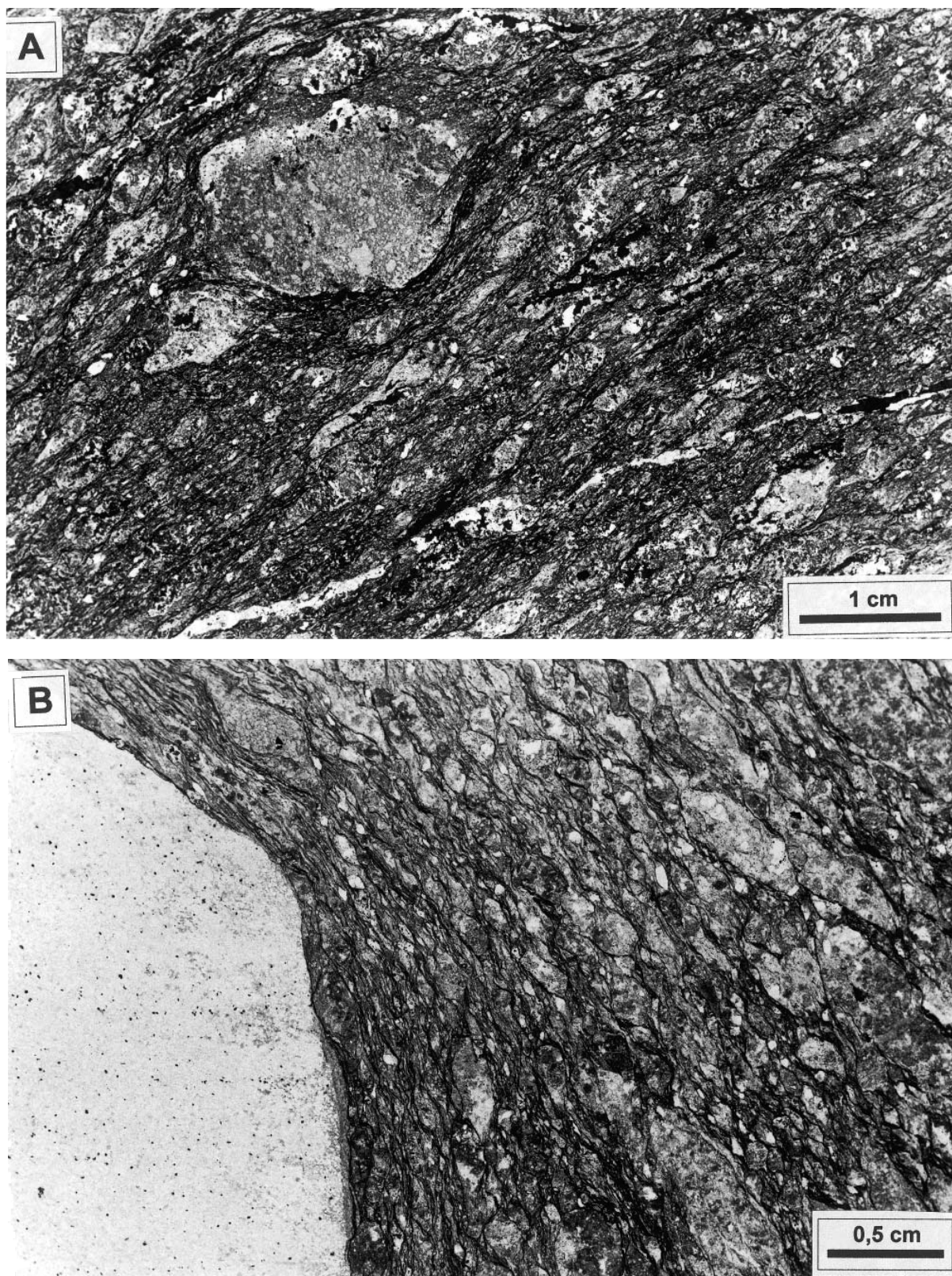


Figura 8. A) Microfotografía (lámina N12-2). Fragmentos volcánicos con parches de carbonatación e incipientes colas de presión. Se aprecian bandas y zonas negras de esfalerita. B) Microfotografía (lámina N13-1). Fragmentos metasedimentarios en la toba. En este caso el fragmento es una cuarcita de grano fino.

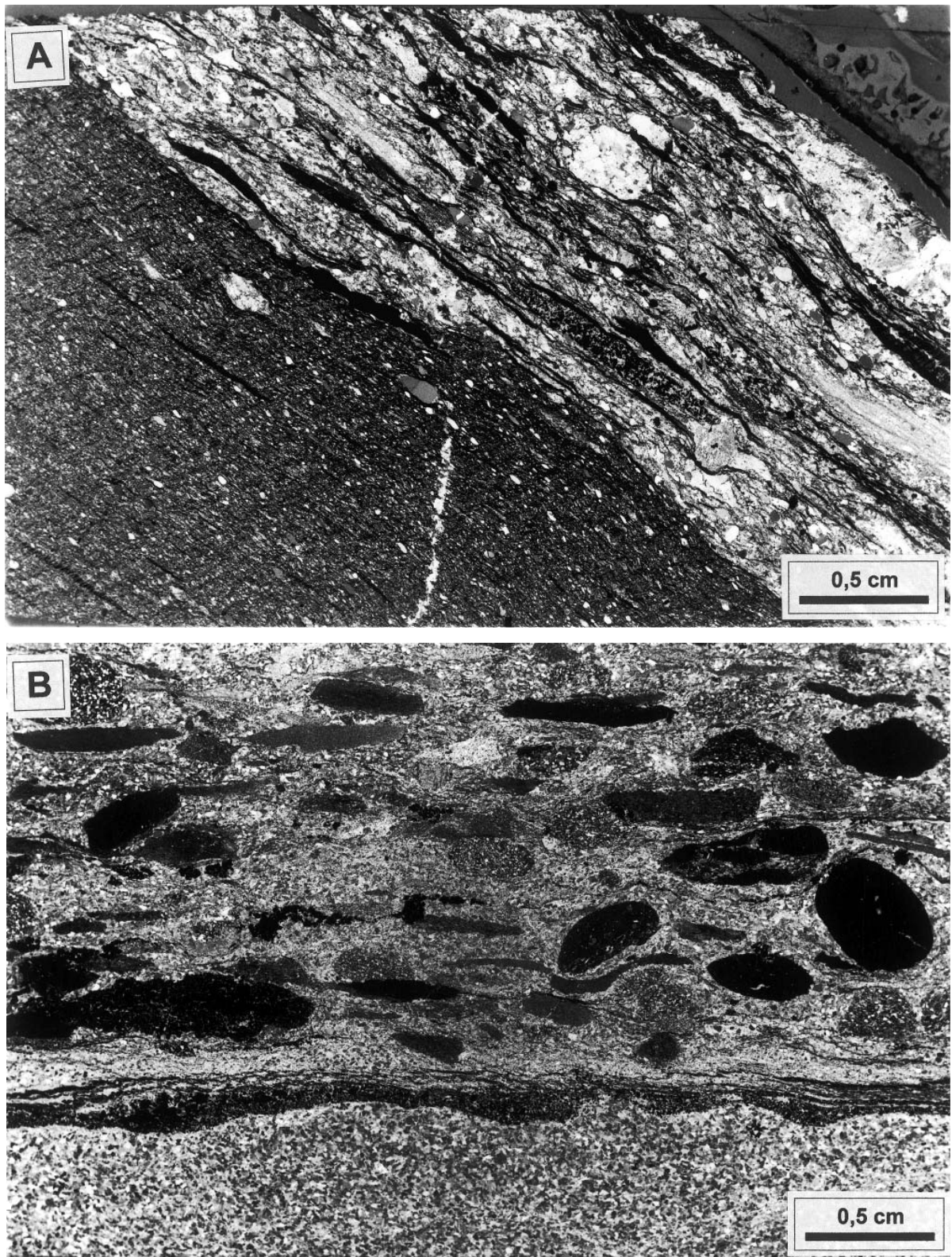


Figura 9. A) Microfotografía (lámina N28B-1). Tamaño de piroclastos inferior a 2 mm. Se observa granclasificación y laminación sedimentaria. En lo que se refiere a los componentes, se observa una mayor participación de cuarzo. B) Microfotografía (lámina N19-3). Tobatufita de lapilli constituida por fragmentos redondeados vitrofidicos con "shards" vitreos. En la parte inferior de la fotografía se observa un nivel de ortocarcita de grano muy fino.

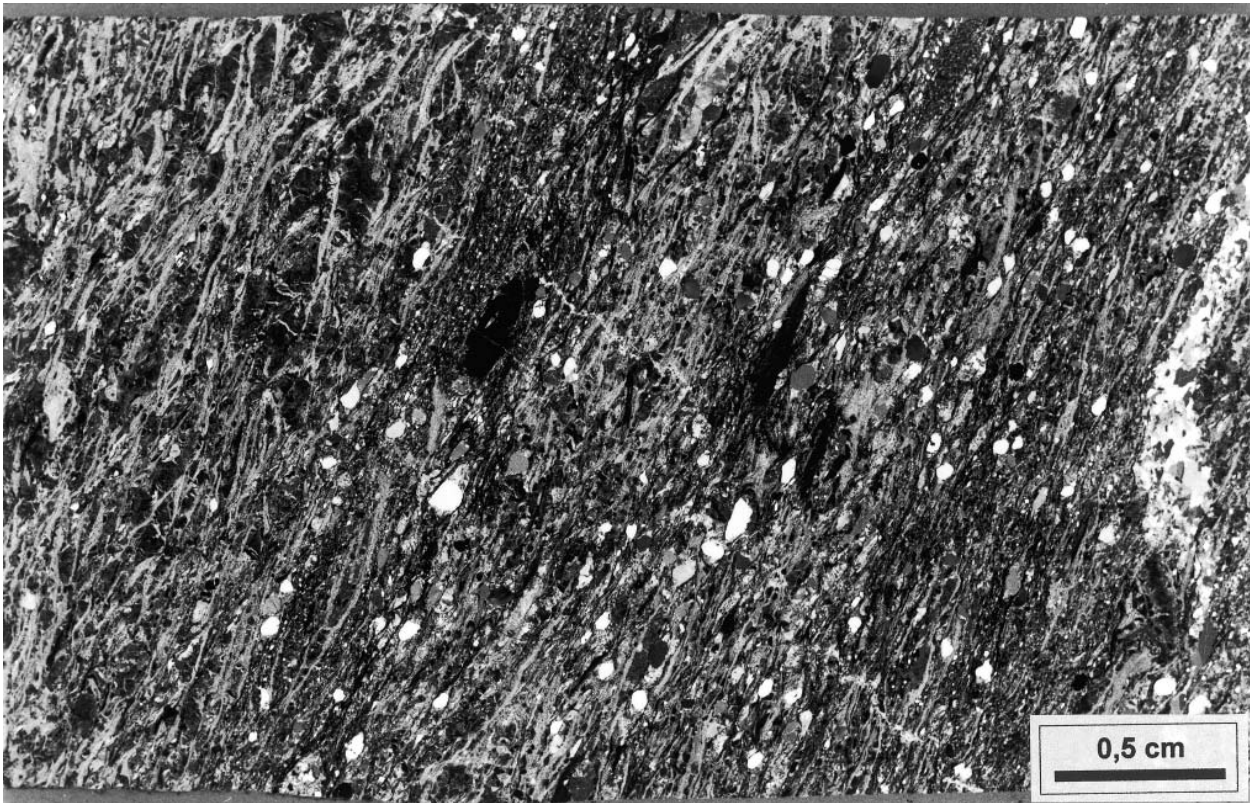


Figura 10. Microfotografía (lámina N25-5). Pizarra tobácea. Se caracteriza por la abundancia de cuarzos volcánicos subredondeados.

nico. Presentan color crema claro y tamaño esparítico. Se presentan como agregados granoblásticos pseudo-morfizando los fragmentos pumíticos y tobáceos

Los análisis de microsonda efectuados sobre algunos de los cristales indican una composición variable, fundamentalmente ankerítica, aunque también existen composiciones dolomíticas s. st., sideríticas y mucho menos abundante, calcíticas. (Tabla I). En las muestras con calcita-dolomita, la termometría basada en el “solvus” correspondiente a este par mineral (Goldsmith, 1983) es inaplicable por proporcionar temperaturas $T = 200^{\circ}\text{C}$ muy por debajo del límite de validez de las calibraciones ($T = 400^{\circ}\text{C}$); no obstante, sí nos da una idea de la baja temperatura de cristalización de estos carbonatos, puesto que la proyección de los análisis realizados en relación a los “solvi” en el sistema $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ (Anovitz y Essene, 1987) muestran un buen acoplamiento de los mismos a situaciones temperatura ($T = 250^{\circ}\text{C}$). A temperaturas superiores, el campo ternario va pivotando hacia términos más magnésicos y los carbonatos analizados presentan un mayor desacople gráfico y, en consecuencia, un claro desequilibrio (Fig. 12).

Cuarzo: Se han diferenciado cuarzos de origen volcánico, sedimentario, de recristalización de la matriz y de si-

licificación hidrotermal. Los cuarzos volcánicos son monocristalinos, muestran formas redondeadas, son limpios y tienen escasos golfos de corrosión. El cuarzo de tipo sedimentario se presenta como pequeños cristales angulosos, alotriomorfos y monocristalinos. El cuarzo derivado de la transformación de la matriz vítrea se presenta como pequeños agregados micrométricos y, por último, el cuarzo derivado de los procesos de alteración aparece en agregados granoblásticos y en cristales euédrales en las venas. Las venas de cuarzo de la muestra N-16-3 proporcionan valores de $\delta^{18}\text{O} = 18,23$ (determinaciones realizadas en los laboratorios del SURRUC, East Kilbride). Tomando valores de equilibrio comprendidos entre 200°C y 300°C , las composiciones del agua hidrotermal que se obtienen (Clayton et al., 1972) varían entre $6,23 < \delta^{18}\text{O} < 11,53$. Las aguas que han llevado en disolución el cuarzo deben ser, por tanto, aguas metamórficas o incluso magmáticas.

Clorita: Se distinguen dos tipos, una de grano fino que aparece como constituyente esencial de la matriz y otra de crecimiento posterior, que presenta colores verdosos con birrefringencia pardo-verdosa, y que aparece en bandas irregulares paralelas a la orientación general de la roca.



Figura 11. Microfotografía (lámina N15-4). Muestra de sondeo N-5 (77,45 m). Toba de lapilli con fragmentos tobáceos reciclados y fuerte foliación. Fragmento de pizarra con corona de acreción de material volcánico ("Armored lapilli").

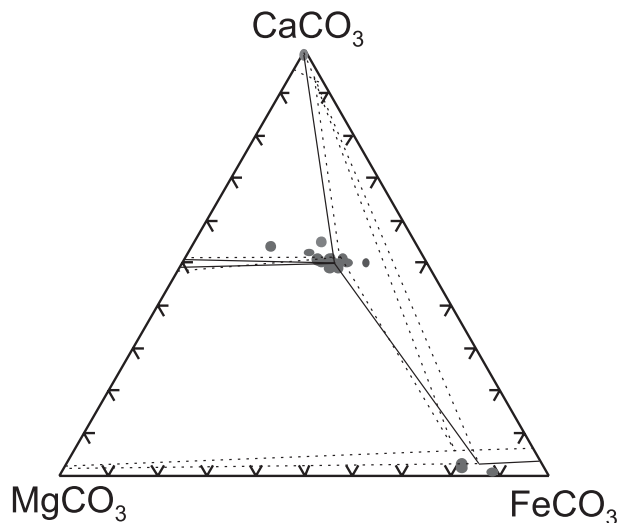


Figura 12. Análisis de los carbonatos de las rocas volcanoclasticas de Lago-Fontarón proyectados en relación a los "solvi" en el sistema $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ (Anovitz y Essene, 1987). Líneas continuas: "solvus" a $T=450^\circ\text{C}$. Líneas discontinuas: "solvus" a $T=250^\circ\text{C}$.

Sericita-moscovita: Dependiendo de la muestra puede ser mineral esencial o accesorio. Se presenta en la matriz en pequeños cristales tabulares de hasta $200\ \mu\text{m}$ mimetizando la foliación de la roca o en las sombras de presión de los porfidoclastos. Los análisis EPMA según los diagramas, (Ti-Mg-Na) (Miller et al., 1981) y (TiO₂-MgO-Fe₂O₃) (Monier et al., 1984) ponen de manifiesto el carácter secundario y origen post-magmático e hidrotermal de estos filosilicatos.

Los minerales accesorios son principalmente: sulfuros, feldespatos, materia carbonosa, rutilo, leucóxeno y óxidos de hierro.

Sulfuros: Los dominantes son la pirita y la esfalerita. La pirita, que es la más abundante, está presente tanto en las rocas volcanoclasticas como en las pizarras. Se presenta en cristales euhedrales de tamaños entre 30 micras y 2 mm formando pequeñas bandas de cristales individuales que siguen la foliación de la roca y desarrollan frecuentemente sombras de presión. También aparecen englobados en porfidoblastos de carbonato. La esfalerita se presenta en venas subparalelas a la foliación o en pequeños cristales, siempre en la proximidad a las zonas de brecha. Los contenidos en Ga y Ge de las esfaleritas

Tabla I. Análisis químicos representativos de los minerales característicos de las rocas volcánoclasticas de Lago-Fontarón.

A.Q.		Carbonatos		Moscovitas			Plagioclasas			
		N15-1(1)	N15-1(2)	N13-1	N5-3	N13-1	N17-6	N5-3(1)	N5-3(2)	N15-1
SiO ₂	%	0,04	0,00	0,00	47,63	47,90	49,19	68,63	68,80	68,93
TiO ₂	%	0,00	0,02	0,03	0,18	0,29	0,34	0,00	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	%	0,00	0,00	0,00	34,19	32,30	31,34	19,23	19,31	19,51
Cr ₂ O ₃	%	0,00	0,00	0,00	0,04	0,18	0,05	0,01	0,03	0,00
FeO	%	15,88	0,73	52,03	1,49	2,14	2,21	0,07	0,04	0,19
MnO	%	1,41	0,23	2,98	0,00	0,00	0,13	0,01	0,01	0,03
NiO	%	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,09	0,00
MgO	%	8,90	0,19	4,87	0,60	1,05	1,70	0,00	0,03	0,03
CaO	%	29,96	54,82	0,22	0,07	0,07	0,00	0,02	0,01	0,10
Na ₂ O	%	0,00	0,00	0,00	0,12	0,15	0,08	11,18	11,36	11,19
K ₂ O	%	0,00	0,01	0,00	10,38	10,22	10,60	0,03	0,05	0,04
CO ₂ *	%	43,83	44,61	39,21						
Total	%	100,02	100,61	99,34	94,73	94,3	95,69	99,18	99,77	100,02

		Esferalitas		Galenas		Piritas		Calcopiritas
		Media	DesvStd	Media	DesvStd	Media	DesvStd	Media
Cu	%	0,053	0,069	0,000	0,000	0,032	0,058	33,350
Fe	%	4,688	1,097	0,021	0,011	45,529	1,229	29,850
S	%	33,127	0,308	13,505	0,056	53,367	0,446	34,690
As	%	0,035	0,034	0,000	0,000	0,129	0,051	0,050
Co	%	0,040	0,025	0,007	0,007	0,143	0,217	0,050
Sn	%	0,005	0,008	0,000	0,000	0,003	0,003	
Ni	%	0,031	0,042	0,039	0,039	0,446	0,408	0,010
Au	%	0,000	0,000	0,000	0,000	0,054	0,054	
Te	%	0,013	0,015	0,090	0,017	0,016	0,016	
Zn	%	62,546	1,288	0,088	0,059	0,140	0,080	0,870
Hg	%	0,130	0,102	0,059	0,057	0,084	0,066	
Sb	%	0,006	0,007	0,057	0,010	0,008	0,008	
Se	%	0,027	0,023	0,052	0,015	0,005	0,002	
Bi	%	0,069	0,123	0,044	0,044	0,038	0,003	
Pb	%	0,037	0,133	87,098	0,336	0,000	0,000	
Ag	%	0,012	0,015	0,060	0,033	0,023	0,008	0,020
Ga	%	0,024	0,003	0,000		0,000		
Ge	%	0,024	0,006	0,044		0,021		
Cd	%	0,062	0,005	0,000		0,000		
In	%	0,010	0,003	0,013		0,006		
Mn	%	0,015	0,006	0,009		0,006		
Se	%	0,038	0,008	0,041		0,020		

Tabla II. Análisis representativos de los piroclastos, volcanoclastos y matrices volcánicas de las rocas volcanoclasticas de Lago-Fontarón.

ELEM. MUEST.		N5-4	N7-1	N12-1	N14-1	N15-1	N15-2	N16-3	N17-1	N17-3	N17-5	N17-6	N19-1	Matriz N5-3A	Matriz N4-2	Matriz N15-1A
SiO ₂	%	37,20	37,59	49,07	45,71	84,45	40,33	58,43	36,84	39,66	44,32	44,88	65,09	59,26	89,18	74,80
TiO ₂	%	1,45	1,32	1,67	1,59	0,17	1,61	1,57	1,08	1,29	1,44	1,36	0,81	1,48	0,13	0,85
Al ₂ O ₃	%	11,71	11,15	13,15	15,33	2,60	13,21	16,24	9,19	11,13	10,30	12,95	15,07	19,72	2,38	11,59
Fe ₂ O ₃	%	13,15	11,66	9,00	11,13	2,89	15,61	4,63	11,27	7,09	12,37	8,89	6,85	0,42	0,74	0,14
MgO	%	4,88	4,72	2,99	7,03	1,48	3,55	1,62	7,52	4,83	2,97	4,25	1,65	0,09	0,07	0,04
MnO	%	0,48	0,42	0,39	0,10	0,13	0,50	0,18	0,19	0,16	0,67	0,12	0,08	0,02	0,04	0,01
CaO	%	8,27	10,42	7,25	3,70	3,70	4,94	3,94	11,44	12,71	8,52	7,81	0,75	1,32	0,50	0,62
Na ₂ O	%	2,16	0,32	2,73	3,50	0,00	0,55	0,09	0,76	5,16	0,90	0,59	0,47	8,69	0,02	6,85
K ₂ O	%	2,55	3,31	2,36	2,04	0,72	3,64	4,90	1,53	0,68	2,62	3,61	3,88	1,72	0,81	0,16
P ₂ O ₅	%	0,37	0,43	0,62	0,30	0,03	0,27	0,21	0,39	0,56	0,30	0,31	0,17			
LOI	%	18,02	18,44	10,60	9,23	5,73	16,09	8,32	20,20	17,28	15,84	15,49	5,73			
TOTAL	%	100,24	99,78	99,83	99,66	101,90	100,30	100,13	100,41	100,55	100,25	100,26	100,55	92,72	93,87	95,06
V	ppm	173	158	228	219	45	200	241	130	99	125	159	124			
Cr	ppm	219	216	329	267	128	261	352	206	182	291	212	147			
Co	ppm	27	35	40	37	7	34	36	30	24	17	28	17			
Ni	ppm	152	112	216	216	33	148	125	168	74	95	161	49			
Cu	ppm	39	36	31	38	14	37	10	34	30	35	32	25			
Zn	ppm	0	0	0	171	409	151	65	48	77	74	52	95			
Rb	ppm	91	117	72	43	27	129	172	59	27	95	134	147			
Sr	ppm	1024	533	328	299	97	179	155	665	601	235	281	104			
Y	ppm	22	23	28	25	3	18	15	19	22	16	21	29			
Zr	ppm	157	168	252	213	50	205	234	137	155	174	201	245			
Nb	ppm	21	21	36	37	9	33	37	18	22	29	31	18			
Ba	ppm	581	444	763	1288	140	546	961	1276	228	401	745	553			

proporcionan temperaturas de homogenización (Möller, 1985) comprendidas entre 187-207°C.

Materia carbonosa: Es relativamente importante en algunas muestras donde forma finas concentraciones a lo largo de los planos de esquistosidad o pequeñas acumulaciones redondeadas y fusiformes a favor de la orientación de la roca.

Feldespatos: Se presentan como porfidoclastos volcánicos muy transformados o como pequeños cristales de albita pura maclados dentro de las vesículas de los fragmentos vítreos (Tabla I).

Leucoxeno y rutilo: Se presentan como finas acumulaciones a lo largo de los planos de esquistosidad acompañando a los filosilicatos.

Caracterización geoquímica

El estudio geoquímico de este tipo de rocas presenta numerosos problemas, debido a las transformaciones meta-

mórficas e hidrotermales. Partiendo de estos condicionantes ineludibles, por medio de análisis de elementos mayores y trazas se ha intentado dar una idea aproximada del quimismo, sometido a todas las cautelas, entre ellas el prescindir de la presentación grafica TAS del conjunto de las rocas. A pesar de ello se han seleccionado los siguientes materiales, con menor transformación postdeposicional: 1) bombas piroclásticas claramente diferenciadas en las brechas y niveles de tobas de lapilli; 2) tobas de lapilli con poca o nula participación detrítica y 3) matriz o mesostasis vítrea de las tobas, basándose en medias de análisis puntuales EPMA con el haz electrónico desenfocado. Los análisis representativos se muestran en la (Tabla II).

Las bombas y brechas volcánicas: En primer lugar hay que destacar la elevada pérdida al fuego, (LOI) que oscila entre el 3,7 y el 9,6%, lo cual nos indica que el grado de alteración de estas rocas es importante. Los contenidos de SiO₂ (entre 72 y 85%) indican términos magmáticos con una importante silicificación posterior que impide el uso de cualquier clasificación geoquímica ba-

sada en elementos mayores. Solamente la muestra N-12-1, que conserva intacta la textura microlítica de las plagioclasas de la mesostasis y que según los criterios TAS (Le Maitre et al., 1989) tendrían quimismo equivalente a traquiandesitas o bien traquiandesitas olivínicas con los criterios de Rittman (1963), podría darnos una idea, con todas las reservas, de la naturaleza geoquímica original de este volcanismo.

Las tobas de lapilli: Los análisis de este tipo de rocas tienen pérdidas al fuego de más del 10%, siendo más abundantes los minerales filosilicatados y las fases hidratadas que en las bombas. Los contenidos de SiO₂ oscilan entre 37 y 49%, presentando porcentajes en TiO₂, Fe₂O₃, CaO y K₂O y P₂O₅ más elevados que el observado en las bombas.

En el diagrama TAS estas rocas se situarían en el campo de los traquibasaltos con clara tendencia hacia los campos ultrabásicos. Esto, evidentemente, no tiene ninguna significación geoquímica dado que las rocas sedimentarias de tipo grauváquico presentan idéntico quimismo a las rocas basálticas y en estas tobas de lapilli es imposible determinar con exactitud las proporciones de material piroclástico y epiclástico.

La matriz: Los análisis de microsonda electrónica efectuados en la matriz de algunas tobas tipo lapilli se reflejan en la Tabla II. Los análisis se han realizado sobre tres muestras dentro de zonas seleccionadas (de aproximadamente 4 mm de diámetro) en la mesostasis vítrea alterada. Se han analizado alrededor de 25 puntos por campo, con un diámetro de haz de 50 micras. Los resultados de los análisis presentan una uniformidad bastante aceptable en el tratamiento estadístico, pudiendo diferenciarse una matriz muy silicificada en la muestra N-4-2. Las muestras N-15-1 y N-5-3 se situarían respectivamente en los campos de traquitas y traquiandesitas del diagrama TAS.

Tratándose de rocas que han sufrido transformaciones hidrotermales y que además se encuentran en un dominio metamórfico de bajo grado, las clasificaciones de álcalis totales con respecto a la sílice (TAS) no deben tenerse en cuenta, según hemos puesto de manifiesto, si no se han utilizado otras consideraciones geoquímicas complementarias. Por ello hemos contrastado las clasificaciones TAS provisionales con los criterios de Winchester y Floyd (1977) para la discriminación de series magmáticas, usando elementos considerados por estos autores como geoquímicamente inmóviles.

En el diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ (Fig. 13), tanto las muestras de lapilli como de bombas volcánicas se sitúan en el campo de los basaltos alcalinos y de las traquiandesitas. Es decir son próximos a la clasificación de la matriz basada en el diagrama TAS.

El volcanismo de Lago-Fontarón estaría constituido, por tanto, por episodios piroclásticos y subsidiariamente lávicos de tendencia basáltico-traquiandesítica.

Discusión

Aunque por la falta de afloramientos es prácticamente imposible realizar una reconstrucción del sistema volcánico, las características de los depósitos, tanto en la edad como en el ambiente sedimentario en que se desarrollan, son parecidos a los descritos por Llopis y Fontboté (1959), Matte (1964), Pérez-Estaún (1974, 1975, 1978) y Matas y Rodríguez Fernández (1982) en la zona del sinclinal de Truchas (La Cabrera-León). No obstante, la naturaleza de las rocas de Lago-Fontarón parece diferente, puesto que en Truchas la composición de estos materiales varía según los autores desde diabasas (Llopis y Fontboté, 1959) hasta riolitas y rocas afines (Matte, 1964). Esta diferencia con las rocas de Lago-Fontarón, hay que contemplarla con mucha cautela pues, hasta el momento, no hay estudios petrográficos y geoquímicos actualizados de la zona de Truchas.

Al igual que en la Zona Cantábrica, Las rocas volcánicas estudiadas presentan alta vesicularidad de las tobas y lapilli, por lo que se puede pensar en un magma rico en volátiles que llegaría a la superficie por diversos conductos de emisión, relacionados con fracturas que afectan a sedimentos poco compactados. La vesiculación se produciría al descender la presión hidrostática provocando, al entrar en contacto con el agua de mar, fuertes explosiones freatomagmáticas con abundante proyección subaérea de material piroclástico depositado fuera y dentro de las chimeneas de forma similar al modelo de *Tuff rings* de Heinz et al. (1985). También podrían existir con explosiones de tipo subaéreo en áreas litorales como ha sido sugerido por Aramburu (1989) y Gallastegui et al. (1992) en la Zona Cantábrica. Esta dualidad de comportamiento es muy difícil de precisar en series antiguas deformadas y con metamorfismo sobreimpuesto. No obstante la presencia de brechas de posible origen hidroclástico (mezcla de material sedimentario pizarroso y cuarcítico con material piroclástico de tipo lapilli formado por fragmentos vesiculares, aparentemente monogenéticos, y de niveles cineríticos y pizarras tobáceas), apoyaría la idea de que estos depósitos se han originado según el modelo de *Tuff rings* antes aludido, caracterizados por depósitos mixtos de lluvias piroclásticas (*pyroclastic fall*) y coladas piroclásticas (*pyroclastic surge* y *pyroclastic flow*). Dentro de la Zona Cantábrica, estos depósitos volcánicos se concentran en niveles estratigráficos próximos a discontinuidades estratigráficas importantes, coincidiendo con episodios regresivos anteriores a los momentos de actividad tectónica (Aramburu et al., 1988). En dominios geológicos más afi-

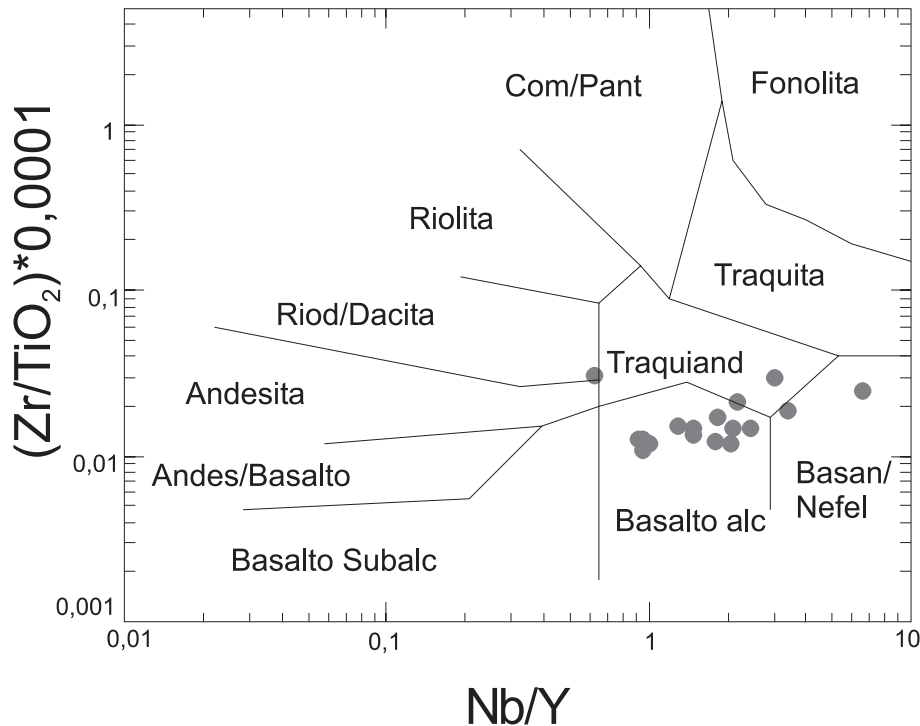


Figura 13. Proyección de los análisis de las rocas volcánicas de Lago-Fontarón en el diagrama de Winchester y Floyd (1977).

nes al nuestro, Martínez-Catalán et al. (1992) consideran la existencia de material de origen volcánico en la zona de Truchas como un indicador de la existencia de fallas activas que desarrollan una secuencia *syn-rift* durante el Ordovícico y el Silúrico inferior. Los datos aportados en nuestro trabajo parecen abonar idéntica hipótesis para la zona de Lago-Fontarón, si atendemos a criterios geoquímicos que exponemos a continuación basados en algunos elementos inmóviles, especialmente Nb, Zr e Y.

La consideración de inmovilidad geoquímica del Nb e Y ha sido cuestionada por Finlow-Bates y Stumpfl (1981), cuando se aplica a rocas con fuerte alteración hidrotermal. La objeción es razonable dado que estos dos elementos presentan características iónicas y comportamientos geoquímicos muy diferentes: el Y^{3+} se coordina con $(OH)^-$ o H_2O en solución, el Nb^{5+} se coordina con OH^- o O^{2-} en solución (Railsback, 2003). El potencial iónico de ambos iones es también muy diferente $Y^{3+}=3,22$ y $Nb^{5+}=7,14$. Por tanto admitiendo que el Zr y el Ti sean realmente inmóviles, el comportamiento especialmente móvil del Nb respecto del Y provoca que cualquier proceso de lixiviación del Nb haga derivar el quimismo de las rocas desde el campo basáltico al andesítico. Idéntica reflexión puede hacerse en las proyecciones de Meschede (1986) (Fig. 14). La lixiviación del Nb, respecto a la inmovilidad de Zr e Y, representaría derivas desde el campo de los basaltos alcalinos intraplaca hacia los basaltos toleíticos intraplaca y en el caso de una máxima pérdida de Nb, hasta los basaltos de arco volcánico. Por

ello inferimos que la filiación de las rocas de Lago-Fontarón es genuinamente de naturaleza basáltico alcalina intraplaca puesto que se proyectan en la región más rica en Nb.

Para averiguar la influencia geoquímica del material epiclástico en el quimismo general de las rocas volcánicas-epiclásticas estudiadas, los diagramas Y/Zr/Nb han resultado particularmente útiles. Hemos proyectado las rocas de Lago junto con las medias de rocas metasedimentarias (lutitas, pelitas y areniscas) arcaicas, proterozoicas y fanerozoicas, así como los basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas y grauwacas del fanerozoico inferior (Condie, 1993) (Fig. 15). Se han proyectado igualmente los análisis de las rocas del proterozoico superior y cámbrico del CEG (Valladares et al., 2000). En este diagrama (Y/Zr/Nb) derivado del de Meschede, cuyos vértices han sido modificados para favorecer la representación gráfica, podemos observar que, aproximadamente, la línea $Nb/(Nb+Y)=0,4$ separa el campo de las rocas metasedimentarias de las rocas basálticas alcalinas intraplaca y basaltos toleíticos intraplaca. La disposición de los análisis de las rocas de Lago-Fontarón en el diagrama sugiere, por tanto, que éstas rocas tienen una procedencia original basáltico alcalina intraplaca, puesta de manifiesto en el diagrama de Meschede y siguen una tendencia geoquímica acorde con una mayor o menor participación sedimentaria en los tuffs. Es decir una transición de tuff a rocas epiclásticas y todos los términos tufíticos intermedios.

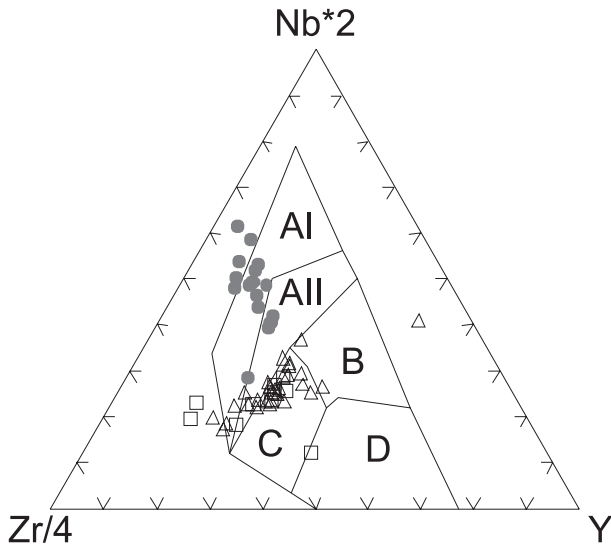


Figura 14. Proyección de datos analíticos en el diagrama de Meschede (1986): AI, basaltos alcalinos intra placa; AII, basaltos alcalinos intra placa y tholeiitas intraplaca; B, MORB tipo E; C, tholeiitas intraplaca y basaltos de arco volcánico; D, MORB tipo N y basaltos de arco volcánico. Simbología: puntos negros, Lago-Fontarón; cuadrados, medias de rocas arcaicas, proterozoicas, fanerozoicas y basaltos, andesitas y rocas ácidas del fanerozoico inferior (Condie, 1993); triángulos, pelitas y grauwacas del CXG (Valladares et al., 2000).

Conclusiones

- 1) Dentro de la Zona Asturoccidental Leonesa en el sinclinal de Recende, entre las localidades de Lago y Fontarón (Lugo) se han localizado y cartografiado en detalle, dentro de la Formación Pizarras de Luarca, rocas piro-volcanoclásticas cuya geometría y estructura en profundidad era desconocida hasta la fecha.
- 2) Las rocas volcanoclásticas se clasifican como: brechas de lapilli, tobas, cineritas y pizarras tobáceas que en general presentan pasos graduales de unos tipos a otros. En las granulometrías gruesas son frecuentes las bombas de fragmentos lávicos con vesículas y puntualmente fragmentos armados con núcleo pizarroso. También se han observado algunas rocas de tipo lávico de escasa potencia y distribución espacial muy restringida.
- 3) La composición original de los clastos volcánicos y el carácter piro- ó epiclástico de los mismos es difícil de establecer debido a la intensa alteración hidrotermal que presentan. La descripción petrográfica y los análisis químicos realizados parecen indicar una composición intermedia a básica (andesitas, traquiandesitas y basaltos) que es reflejo de una deriva geoquímica acusada debido a los procesos de alteración.
- 4) Desde el punto de vista de la génesis de los depósitos es prácticamente imposible reconstruir con exactitud el sistema volcánico por falta de afloramientos. La potencia de las unidades volcánicas la restitución de los cor-

tes y la distribución granulométrica de los fragmentos volcanoclásticos y piroclásticos indica procedencia nororiental del volcanismo así como una mayor proximidad del foco o focos de emisión y proyección en el entorno de las secciones B-B' y C-C'. Por analogía con en los estudios realizados sobre las series de la misma edad en la Zona Cantábrica por varios autores, puede aplicarse los modelos de "Tuff rings" y "Tuff wear" para la formación de estos depósitos.

5) La geoquímica de elementos traza indica que la filiación original de las rocas de Lago-Fontarón es genuinamente de naturaleza basáltico alcalina intraplaca y parecen sugerir que simultáneamente a la sedimentación de las Capas de transición de las Pizarras de Luarca tuvo lugar una intensa actividad volcanoclástica sin eruptiva ligadas a fracturas "syn rift". La naturaleza de este volcanismo, por tanto, parece favorecer un contexto extensivo en todo el Ordovícico inferior de esta área gondwánica.

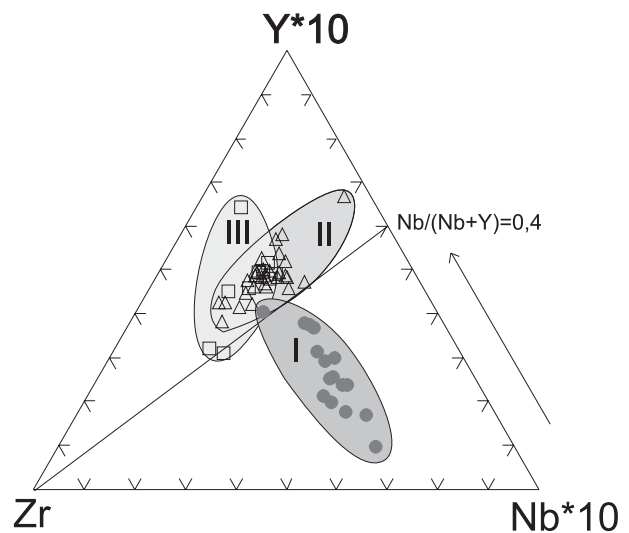


Figura 15. Diagrama Zr-Y*10-Nb*10. Simbología: I, Lago-Fontarón; II, Valladares et al., (2000), id. Fig. 14; III, Condie (1993) id. Fig. 14. La flecha indica el aporte sedimentario en los tuff y tuffitas. $Nb/(Nb+Y)=0,4$ representa el umbral que separa las rocas genuinamente volcánicas de las sedimentarias (pelitas y grauwacas).

Agradecimientos

Este estudio tiene su punto de partida en las investigaciones mineras llevadas a cabo en los años 1989 y 1991 por la compañía EXMINESA para la prospección de mineralizaciones de plomo y cinc. Agradecemos la ayuda de Álvaro Rubio (Universidad de Oviedo, Dpto. de Geología) en varios aspectos técnicos de este trabajo.

Bibliografía

- ABATI, J., DUNNING, G. R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GONZÁLEZ CUADRA, P., MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. and ANDONAEGUI, P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 165:213-238.
- ANOVITZ, L. M. and ESSENE, J. (1987): Phase Equilibria in the System CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃. *Journal of Petrology*, 28 (2):389-414.
- ARAMBURU, C. (1989): *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 1-531.
- ARAMBURU, C., GALLASTEGUI, G., SUÁREZ, O., CORRETEGÉ, L. G., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L. P., HEREDIA, N. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1988): El vulcanismo cambro-ordovícico en la Zona Cantábrica. *Resúmenes X Reunión de Xeología e Minería do NW Peninsular: Paleovulcanismo en el Macizo Hespérico, Lab. Xeol. Laxe, O Castro-Coruña*, 49-51.
- ARIAS, D., VILLA, L., CORRETEGÉ L. G. and, SUÁREZ, O. (1997): Geology and genesis of Lago volcanoclastic-hosted Zn-Pb deposit, northwest Spain. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: App. earth sci)*, 3:227-232.
- BARROS, J. C. (1989): Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco sur del Sinclinatorio de Truchas. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 14:93-116.
- CLAYTON, R. N., O'NEILL, J. R. and MAYEDA, T. K. (1972): Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Gophys. Res.*, 77:3057-3067.
- CONDIE, K. C. (1993): Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104:1-37.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., JENNER, G. A. and TUBRETT, M. N. (2000): New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102:185-206.
- FINLOW-WATES, T., and STUMPF, E. F. (1981): The Behaviour of So-called Immobile Elements in Hydrothermally Altered Rocks Associated with Volcanogenic Submarine-Exhalative Ore Deposits. *Mineral Deposita*, 16:319-328.
- GALLASTEGUI, G., ARAMBURU, C., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L. P. y CUESTA, A. (1992): El vulcanismo del Paleozoico inferior en la Zona Cantábrica. En: Rábano, I., Gutierrez Marco, J. C. y Saavedra, J. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Editorial Univ. Extremadura (Badajoz): 435-452.
- GOLDSMITH, J. R. (1983): Phase relations of rhombohedral carbonates. *MSA Reviews in Mineralogy*, 11:49-76.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., ROBARDET, M., RÁBANO, I., SARMIENTO, G. N., SAN JOSÉ LANCHAS, M., HERRANZ ARAUJO, P. and PIEREN PRIDAL, A. (2002): Ordovician. En: GIBBONS W. and MORENO, M. T. (Eds.): *The Geology of Spain. Geological Society, London*: 31-49.
- HANGELSKAMP, H. (1963): *Stratigraphie und Tektonik Gebiet des oberen Rio Navia (Prov. Lugo)*. Tesis Univ. Münster.
- HEINZ, W., LOESCHKE, J. and VAVRA, G. (1985): Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geol. Rundsch.*, 74:623-639.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M. RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- KEPPIE, D. J., DOSTAL, J., MURPHY, J. B. and COUSENS, B. L. (1997): Palaeozoic within-plate volcanic rocks in Nova Scotia (Canada) reinterpreted: isotopic constraints on magmatic source and palaeocontinental reconstructions. *Geol. Mag.* 134 (4):425-447.
- LEBLANC, M. (1989): Variscan gold: a Cambrian-Ordovician source rock? *Comp. Rend. Acad. Sci.*, 309:569-573.
- LECUYER, C., GRANDJEAN, P. and MARTINEAU, F. (1995): Seawater-sediment-basalt interactions :stable isotope (H, O) and elemental flux within the Ordovician volcano-sedimentary sequences of Erquy (Brittany, France). *Contributions Mineralogy Petrology*, 120 (3/4):249-264.
- LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDEK, J., KELLER, J., LAMEYRE, J., 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*. Le Maitre (Ed.) Blackwell, 193 pp.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Variziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6:78-92. Berlín. (Traducido por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los Variscidos de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5:149-166, Madrid, 1950).
- LLOPIS, N. y FONTBOTÉ, J. M. (1959): Estudio geológico de la Cabrera Alta (León). *Dpto. Geogr. Aplicada Inst. Elcano, C.S.I.C.*, 134 pp.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6:1-113.
- MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J., BASTIDA, F. y RUIZ, F. (1980): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (2.ª serie), Hoja n.º 99 (Becerreá)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- MARTÍNEZ-CATALÁN J. R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo. (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae, (segunda serie)*, 2:1-291.
- MARTÍNEZ-CATALÁN J. R., HACAR RODRÍGUEZ, M. P., VILLAR ALONSO, P., PÉREZ-ESTAÚN, A. and GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturias-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81(2):545-560.
- MATAS, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1982): *Mapa geológico de España E: 1:50.000. Hoja n.º 230 (Castrocontrigo)*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- MATTAUER, M. (2004): Orthogneisses in the deepest levels of the Variscan belt are not a Precambrian basement but Ordovician granites: tectonic consequences. *C. R. Geoscience*, 336:487-489.
- MATTE, PH. (1964): Le vulcanisme silurien du synclinal de Truchas (Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 2:57-58.
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagrams. *Chem Geol.*, 56:207-218.
- MILLER, C. F., STODDARD, E. F., BRADFISH, L. J. and DOLLASE, W. A. (1981): The composition of plutonic muscovite. *Canadian Mineralogist*, 19:25-34.
- MÖLLER, P. (1985): Development and Application of the Ga/Ge Geothermometer for Sphalerite from Sediment-hosted Deposits. *Monog. Series on Mineral Deposits*, 25:15-30.
- MONIER, G., MERGOIL DANIEL, J. and LABERNARDIERE, H. (1984): Generations sucesives de moscovites et feldspaths potassiques dans leucogranites du massif de Milevaches (Massif Central Français). *Bull. Minéral.*, 107:55-68.
- PARGA, J. R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Bol. Geol. Min.*, 82:234-238.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1974): Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas. *Brev. Geol. Astúrica*, 18(2):23-25.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1975): *La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa (O de León) (NO. de España)*. Tesis doctoral, Univ. Oviedo.

- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92:1-149.
- PIN, CH. and MARINI, F. (1993): Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29:177-196.
- RAILSBACK, L. B. (2003): An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology*, 31:737-740.
- RITTMANN, A. (1963): Nomenclature et détermination des roches volcaniques. In: *Les volcans et leur activité*. Paris, Masson: 466 pp.
- UFF, W. D., KOLATA, D. R., BERGSTROEM, S. M. and ZHANG, Y. S. (1996): Large-magnitude Middle Ordovician volcanic ash falls in North America and Europe: dimensions, emplacement and post-emplacement characteristics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(3-4):285-301.
- VALLADARES, M. I., BARBA, P., UGIDOS, J. M., COLMENERO, J. R. and ARMENTEROS, I. (2000): Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain): sequence stratigraphy, petrology and Chemostratigraphy. Implications for other European zones. *Int. J. Earth Sci.*, 89:2-20.
- VILLA L. (1992): *Estudio petrológico y geoquímico de las rocas volcánicas ordovícicas de Lago-Fontarón (Lugo-España)*. Seminario Investigación, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 60 pp.
- WALTER, R. (1968): Die geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27:3-70.
- WATERS, A. C. and FISHER, R. V. (1970): Maar volcanoes. In: *Proc. Second Columbia River Basalt Symposium*, Cheney, Washington, Eastern Washington State College Press, 157-170.
- WATERS, A. C. and FISHER, R. V. (1971): Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 76:5596-5614.
- 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.