

Interacción fluido-roca a lo largo de las superficies de fractura: efectos mineralógicos y texturales de las alteraciones observadas en el Plutón Granítico de Albalá, SO del Macizo Hercínico Ibérico

J. Escuder Viruete⁽¹⁾, R. Carbonell⁽²⁾, D. Martí⁽²⁾, A. Pérez-Estaún⁽²⁾

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense. E-28040 Madrid. España
E-mail: escuder@geo.ucm.es

(2) Instituto de Ciencias de la Terra Jaume Almera-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n. E-08028 Barcelona, España

RESUMEN

En el entorno de la Mina Ratones, localizada en el Plutón Granítico de Albalá (SO de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hercínico Ibérico), las alteraciones presentes en el granito adyacente a las superficies de fractura se revelan como zonas con coloraciones verdes, rojas y blancas. En el presente estudio se describen los efectos mineralógicos y texturales de cada tipo de alteración observado, estableciendo su evolución temporal y superposición espacial. La alteración verde aparece espacial y temporalmente relacionada con los filones de Qtz+Ap de la etapa de fracturación tardi-Hercínica F3_{ii}. Origina la cloritización y epidotización de la biotita y la saussuritización de la plagioclasa, con formación relacionada de microporos. Las asociaciones minerales son típicas de la facies metamórfica de los esquistos verdes (300-400°C) y la subfacies de la prehnita-pumpellita (200-300°C). La secuencia paragenética refleja el progresivo descenso de la temperatura del fluido hidrotermal, que fue rico en agua y de carácter oxidante. Las rocas alteradas preservan generalmente las texturas del protolito.

La coloración roja está principalmente causada por la presencia de óxidos y oxi-hidróxidos de Fe-Mn (principalmente hematites y goethita), submicroscópicos y coloidales, tapizando los bordes de granos y dispersos a lo largo de las microfracturas. Caracteriza los sectores con alteración más superficial del granito (*lhem*) y las superficies de fractura, pero sólo hasta una cierta profundidad (que llega a ser incluso de 100 m), indicando una dependencia con la interfase oxidación-reducción y sus oscilaciones en el tiempo. La formación de los oxi-hidróxidos de Fe se interpreta como relacionada con el movimiento de fluidos oxidantes, de baja temperatura y procedencia superficial, que transportarían el Fe³⁺ disuelto a lo largo de los planos de fractura formados o reactivados durante las etapas de fracturación Alpinas F2_A y F3_A.

La alteración blanca está principalmente presente en las fracturas de la etapa F3_A y fue esencialmente desarrollada a partir de un sistema de flujo de aguas subterráneas similar al actual. La alteración es resultado de la infiltración de aguas meteóricas ricas en H⁺, que originan reacciones de hidrólisis de los feldespatos y producen minerales arcillosos, principalmente caolinita y esmectita, en función de un menor o mayor tiempo de interacción agua-roca. La removilización y pérdida de especies disueltas, tales como K⁺, Na⁺, Mg²⁺, y Fe²⁺, da lugar como consecuencia a una significativa disminución de volumen.

Palabras clave: alteraciones, fracturas, granitos, interacción fluido-roca, microtexturas

Fluid-Rock interactions along fault surfaces: mineralogical and textural effects of the alterations observed in the Albalá Granitic Pluton, SW of Hercynian Iberian Massif.

ABSTRACT

In Mina Ratones area, located in the Albalá Granitic Pluton (SW Central-Iberian Zone of the Hercynian Iberian Massif), the alterations present in the granite adjacent to the fracture surfaces are revealed as zones with green, red and white colorations. In the present study, the mineralogical and textural effects of each type of observed alterations are described, establishing their temporary evolution and spatial overlapping. The green alteration appears spatial and temporarily related to the Qtz+Ap dykes of the F3_{ii} episode of tardi-Hercynian deformation. This alteration originate the formation of chlorite and epidote from igneous biotite and the saussuritisation of plagioclase, with related training of micropores. The mineral associations are typical of the greenschists (300-400°C) and the prehnite-pumpellite (200-300°C) metamorphic facies. The paragenetic sequence reflects the progressive temperature decrease of the hydrothermal fluid, that was rich in water and oxidizer in character. The altered rocks generally preserve the textures of the protolith.

The red colouration of the granite adjacent to the fractures is caused by dispersed, extremely fine-grained, reddish material (mainly hematite and goethite) occurring in altered and clouded plagioclase grains, along grain boundaries and microfractures within individual grains.

This alteration characterizes the fracture surfaces in the most superficial sectors of the granite (Ihem) until a certain depth (near 100 m), indicating a dependency with the oxidation-reduction front and their oscillations in the time. The formation of oxides and oxyhydroxides of Fe-Mn is interpreted as related with oxidizers, low-temperature fluid movements, that would transport the dissolved Fe³⁺ throughout the fractures, formed or reactivated during the F_{2A} and F_{3A} alpine brittle episodes of deformation.

The white alteration is mainly present in the fractures of the F_{3A} episode of deformation and was substantially developed from a flow system of underground waters similar to the current. The alteration resulted from the infiltration of meteoric waters rich in H⁺, that originate the weathering of plagioclase and produce argillaceous material (microaggregates), mainly kaolinite and Ca-smectite, in function of a minor or greater time of fluid-rock interaction. A consequence of the loss of dissolved species, such as K⁺, Na⁺, Mg²⁺ and Fe²⁺, there is a meaningful decrease of volume in the altered granite.

Key words: alteration, fluid-rock interaction, fractures, granite, microtextures

Introducción

Los fluidos de origen hidrotermal y las aguas de procedencia meteórica, juegan un importante papel en la formación y desarrollo de las alteraciones en las rocas graníticas, particularmente en las rocas de falla y volúmenes de roca adyacentes. En estos casos, los fluidos reaccionan con el agregado mineral que constituye el granito y la roca de falla, originando como consecuencia cambios mineralógicos, texturales, composicionales y de las propiedades petrofísicas de las rocas. Existen numerosos ejemplos en la literatura que describen estas interacciones fluido-roca en las fracturas, de la alteración que se produce como resultado y de sus variados efectos (Scholz y Anders, 1994; Evans y Chester, 1995; Caine *et al.*, 1996; Schulz y Evans, 1998). Por ejemplo, Sibson (1977), Chester *et al.* (1993), Parry (1988) y Parry *et al.* (1998), aportan evidencias texturales que demuestran la existencia de reacciones hidrotermales durante el deslizamiento a lo largo de un plano de falla; y Goddard y Evans (1995) y Wintsch *et al.* (1995) describen reacciones minerales en las que los minerales alúmino-silicatos se transforman en nuevas fases (filosilicatos), que presentan un diferente comportamiento mecánico ante los esfuerzos tectónicos.

En el presente trabajo se describen las alteraciones mineralógicas y texturales generadas a lo largo de las superficies de fractura en un macizo granítico, como consecuencia de la interacción fluido-roca. Las muestras estudiadas proceden de las rocas de falla alteradas, asociadas a las principales estructuras frágiles presentes en el entorno granítico de la Mina Ratones, localizada en el sector central del Plutón Granítico de Albalá. Macroscópicamente, la alteración del granito se revela por la existencia de zonas con coloraciones rojo-anaranjadas, verdes y blancas. Los principales objetivos del trabajo consistieron en establecer la secuencia de episodios de alteración, a menudo superpuestos espacialmente en el granito, la asociación mineral característica de cada uno de

ellos, las condiciones P-T-X_{CO₂} de formación y sus relaciones con la historia estructural, que permiten establecer su edad relativa. Los resultados poseen un carácter predictivo en el sentido que determinados tipos de alteración repercuten en la resistencia mecánica de las rocas, en la localización y movimiento de los fluidos, en la movilidad de ciertos elementos químicos y en las propiedades petrofísicas de las rocas.

Marco geológico

El Plutón Granítico de Albalá (PGA) pertenece al del Complejo Plutónico de Montánchez (Proyecto ZOA, 1996), localizado en el sector meridional de la Zona Centro-Ibérica (Julivert *et al.*, 1974). Se trata de un plutón zonado, de morfología ovoide, elongado según una dirección N-S, con una longitud de unos 25 km y una anchura máxima del orden de los 14 km, en el que las unidades graníticas que lo componen se disponen de manera generalmente concéntrica y elongada según el eje mayor del mismo (Fig. 1). El PGA ha sido objeto de estudios cartográficos (Gil y Pérez Rojas, 1982; Proyecto ZOA, 1996), petrológico-estructurales (Castro, 1986; Gumiel y Campos, 1993; Escuder Viruete y Pérez Estaún, 1998; Escuder Viruete, 1999;), geofísicos (Carbonell *et al.*, 1999), geoquímicos (Gumiel y Campos, 1993; Proyecto ZOA, 1996; Pérez Soba, 2001) y metalogenéticos (Arribas, 1962; Martínez y Ramírez, 1966; Gumiel y Gil, 1989; Reguilón, 1988; Reguilón *et al.*, 1996).

Petrográficamente, las facies periféricas del PGA consisten en monzogranitos y granitos biotíticos, con megacristales y porfídicos, y las facies centrales en leucogranitos de grano fino y dos micas (Castro, 1986; Gumiel y Campos, 1993). Las relaciones de intrusividad y los datos geoquímicos de elementos mayores, menores y tierras raras, indican que las diversas unidades graníticas forman dos asociaciones relacionadas con dos episodios intrusivos distintos, aunque poco separados en el tiempo (Proyecto

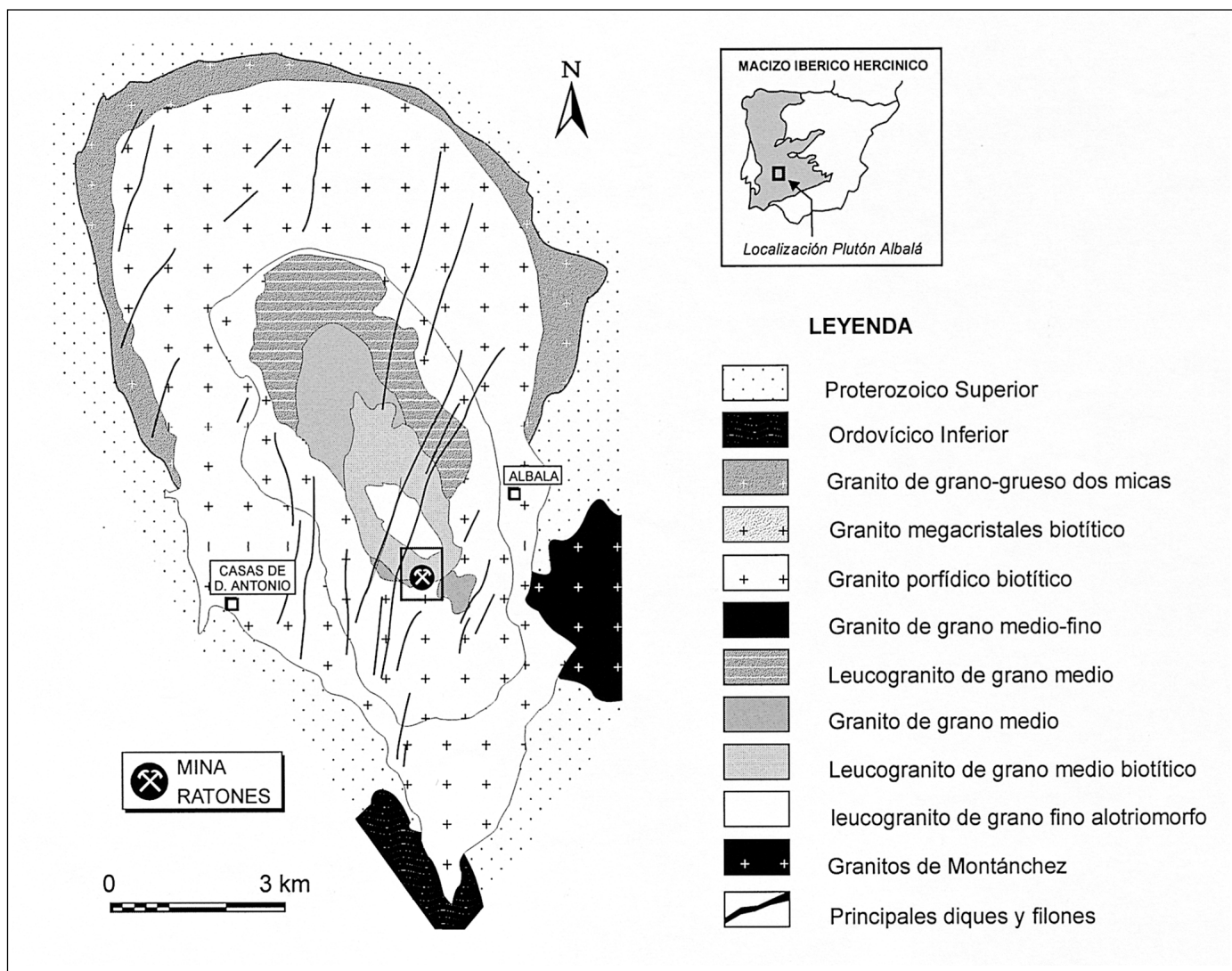


Fig. 1. Mapa geológico esquemático del Plutón Granítico de Albalá mostrando la localización de la Mina Ratones (Proyecto ZOA, 1996; Escuder Viruete y Pérez Estaún, 1998; Pérez Soba, 2001)

Fig. 1. Geological map of Albalá Granitic Pluton with location of the Mina Ratones area (Proyecto ZOA, 1996; Escuder Viruete and Pérez Estaún, 1998; Pérez Soba, 2001)

ZOA, 1996; Pérez Soba, 2001). La primera asociación está formada por los granitos de borde, la facies común y de megacristales; la segunda es intrusiva sobre la primera en el sector central del plutón y la conforman los leucogranitos centrales (granitos de Millares, Perdices y Cabeza Puerquera). El emplazamiento del plutón tuvo lugar hace 302 ± 2 Ma (Rb-Sr en roca total; Proyecto ZOA, 1996), entre los materiales epizonales del denominado Complejo Esquisto-Grauváquico y, en su extremo meridional, las formaciones del Ordovícico Inferior. En los materiales encajantes se reconoce una esquistosidad primaria S1 Hercínica ($F1_H$), que presenta en este sector una orien-

tación N-S a NNE-SSO y un buzamiento subvertical. La S1 aparece deformada por un sistema de zonas de cizalla dúctil NO-SE transcurrentes senestras, relacionadas con una etapa de acortamiento ($F2_H$) de dirección O-E, y por un conjunto de estructuras dúctil-frágiles y frágiles, ligadas a una etapa de acortamiento ($F3_H$) de dirección N-S.

La evolución del campo de esfuerzos Alpino del PGA ha sido establecida en base a la cinemática de las fallas y el análisis de paleoesfuerzos. Esta evolución incluye tres fases de deformación frágil, relacionadas con una diferente configuración del campo de esfuerzos, que cortan y reactivan a las estructuras

dúctiles y dúctil-frágiles tardi-Hercínicas (Proyecto ZOA, 1996; Escuder Viruete y Pérez Estaún, 1998; Escuder Viruete, 1999;). La primera fase Alpina ($F1_A$) es extensional y produce la intrusión de un enjambre de diques básicos subverticales (diabasas), alineados siguiendo una dirección NNE-SSO (fig. 2-b). La constancia en la dirección de estos diques a escala regional indica que σ_3 fue subhorizontal y de orientación ONO-ESE a NO-SE durante $F1_A$.

La segunda fase Alpina ($F2_A$) se caracteriza por el desarrollo de un sistema de desgarres conjugados y cabalgamientos de bajo-medio ángulo. En el entorno de la Mina Ratones, los desgarres pueden ser agrupados geoméricamente en dos familias de diferente desarrollo: la NNE-SSO a ENE-OSO sinistral y la N-S a NO-SE conjugada dextral (fig. 2-c). Los cabalgamientos presentan una dirección E-O a ENE-OSO y un sentido de movimiento dirigido al N. La cinemática de todas las familias de fallas sugiere que σ_1 fue subhorizontal y dirigido al NNE durante la fase frágil $F2_A$, caracterizada por una configuración de esfuerzos transcurrente. La dirección NNE-SSO a NE-SO es también la de muchos diques subverticales y fallas tardi-Hercínicas, por lo que estas estructuras son frecuentemente reactivas como fallas en dirección durante esta fase (fig. 2-c). A escala de afloramiento, los desgarres Alpinos están definidos por zonas de falla complejas, caracterizadas por abundantes diaclasas subparalelas, cizallas y pequeñas fallas subverticales, de salto horizontal <1 m. El espesor de las zonas de falla individuales puede variar entre 0.1 y 25 m, aunque predominan las zonas de falla estrechas (<0.5 m). Algunas de las rocas del núcleo de las fallas contienen mineralizaciones secundarias de U de gummita, autunita y torbernitita, probablemente generadas por la removilización del U en la fase fluida a través de la red de fracturas, durante la reactivación de los diques tardi-Hercínicos como desgarres Alpinos. El análisis de paleoesfuerzos realizado en algunas zonas de falla indica que fueron generadas por una configuración de esfuerzos transcurrente ($0.4 < R < 0.6$; $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$; Fig. 2-f), caracterizado por un σ_1 subhorizontal y dirigido desde el NNE y un σ_3 subvertical (Escuder Viruete y Pérez Estaún, 1998). Regionalmente, la compresión NNE-SSO obtenida es equivalente a la deformación que genera la cuenca *pull-apart* de Plasencia durante el Mioceno Medio (Proyecto ZOA, 1996).

La tercera fase ($F3_A$) produce la reactivación parcial de las estructuras previas y diques como fallas normales y normal-direccionales. Los vectores de movimiento en el sistema de fallas son compatibles con un campo de esfuerzos extensional, en el que σ_3

($0.4 < R < 1.0$) es subhorizontal y de dirección NNO-SSE a N-S, opuesto al acortamiento Alpino previo, e incluso con una extensión radial (fig. 4-f; Escuder Viruete y Pérez Estaún, 1998). Las fallas normales tardías están rellenas por microbrechas, rocas cataclásticas foliadas y harinas de falla de coloraciones claras. La edad de estas deformaciones no es conocida en detalle. Por correlación con las deformaciones más recientes que afectan a depósitos con geometría de glacis y terrazas fluviales en el graben de Cabeza de Araya graben, son probablemente de edad Plio-Pleistocena a Cuaternaria (Proyecto ZOA, 1996).

Localización de las muestras y metodología de trabajo

Los sondeos realizados en el marco del Proyecto de Restauración Ambiental de las antiguas minas de U de Mina Ratones, permitieron recuperar secciones completas de las rocas que constituyen una zona de falla (*sensu* Caine *et al.*, 1996). Para la realización del presente estudio se muestrearon todos los tipos litológicos de alteraciones reconocidos en estas zonas de falla, así como los estadios intermedios entre el protolito y el granito completamente alterado y cataclastizado. Especial atención se tuvo en las alteraciones presentes en torno al núcleo de algunas estructuras importantes, como la denominada Falla Norte o el Filón 27 de Mina Ratones (fig. 2-a), así como de los minerales presentes como rellenos. El análisis geométrico y cinemático de las estructuras se realizó a partir de medidas directas en el testigo de sondeo orientado y, en algunos casos, la observación del registro obtenido por BHTV. En las más de 50 muestras obtenidas, las relaciones microtexturales entre fases minerales fueron caracterizadas mediante microscopía óptica convencional, imágenes SEM y BSE. Los análisis composicionales fueron realizados mediante un microanalizador EDS (*energy-dispersive X-ray*) acoplado a un JEOL *Scanning Microscope* 6400 y un sistema WD/ED combinado en una JEOL *Superprobe* JXA-8900M, ambos pertenecientes al Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid. Sin embargo, algunos agregados minerales producto de la alteración son de un tamaño de grano extremadamente fino y su identificación requirió la realización de DRX en el Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera de Barcelona. Los principales resultados de la caracterización mineralógica y microtextural de las alteraciones están incluidos en Escuder Viruete y Pérez Estaún (1998) y Escuder Viruete (1999), pudiendo el lector interesado requerirlos al primer autor.

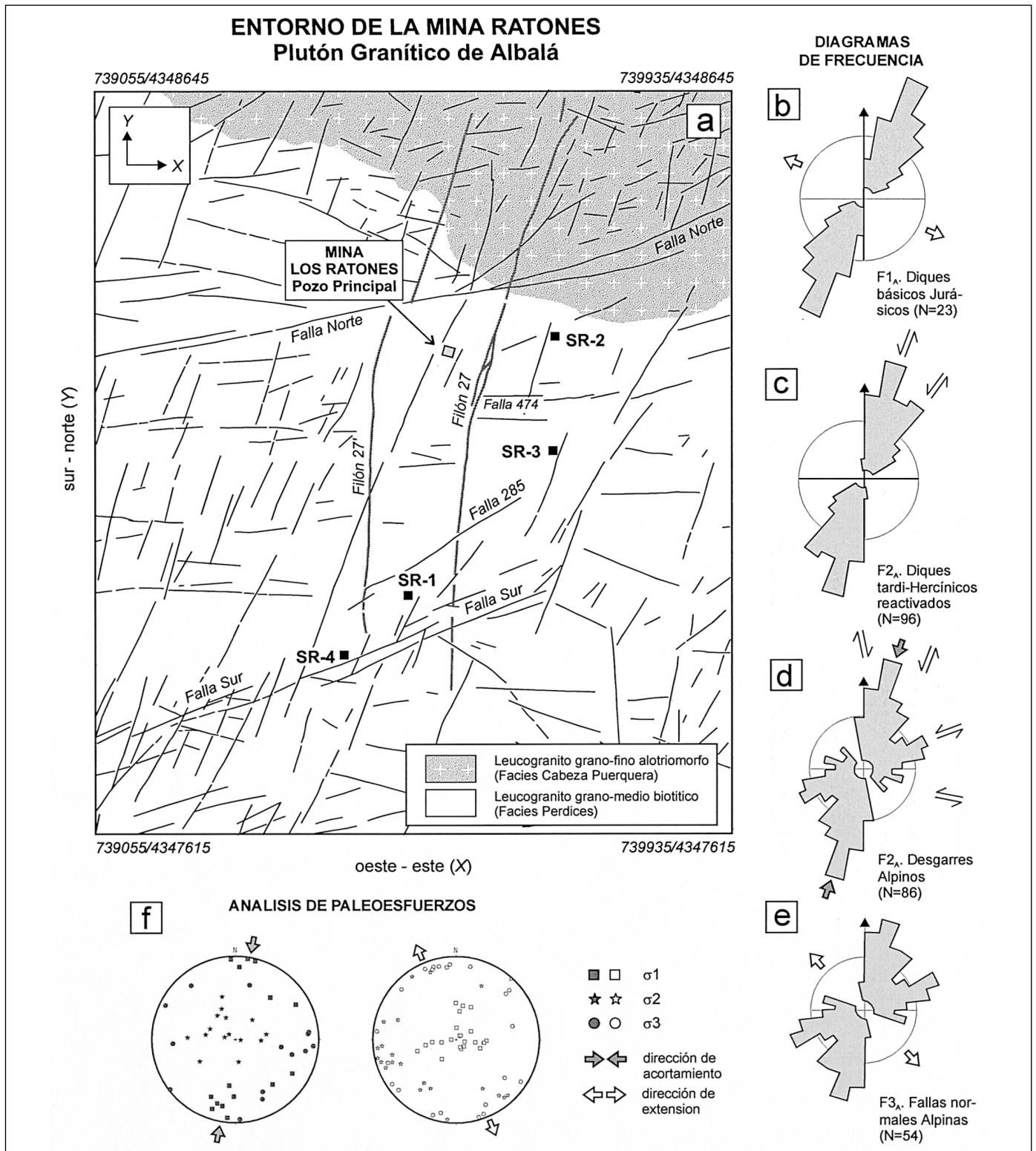
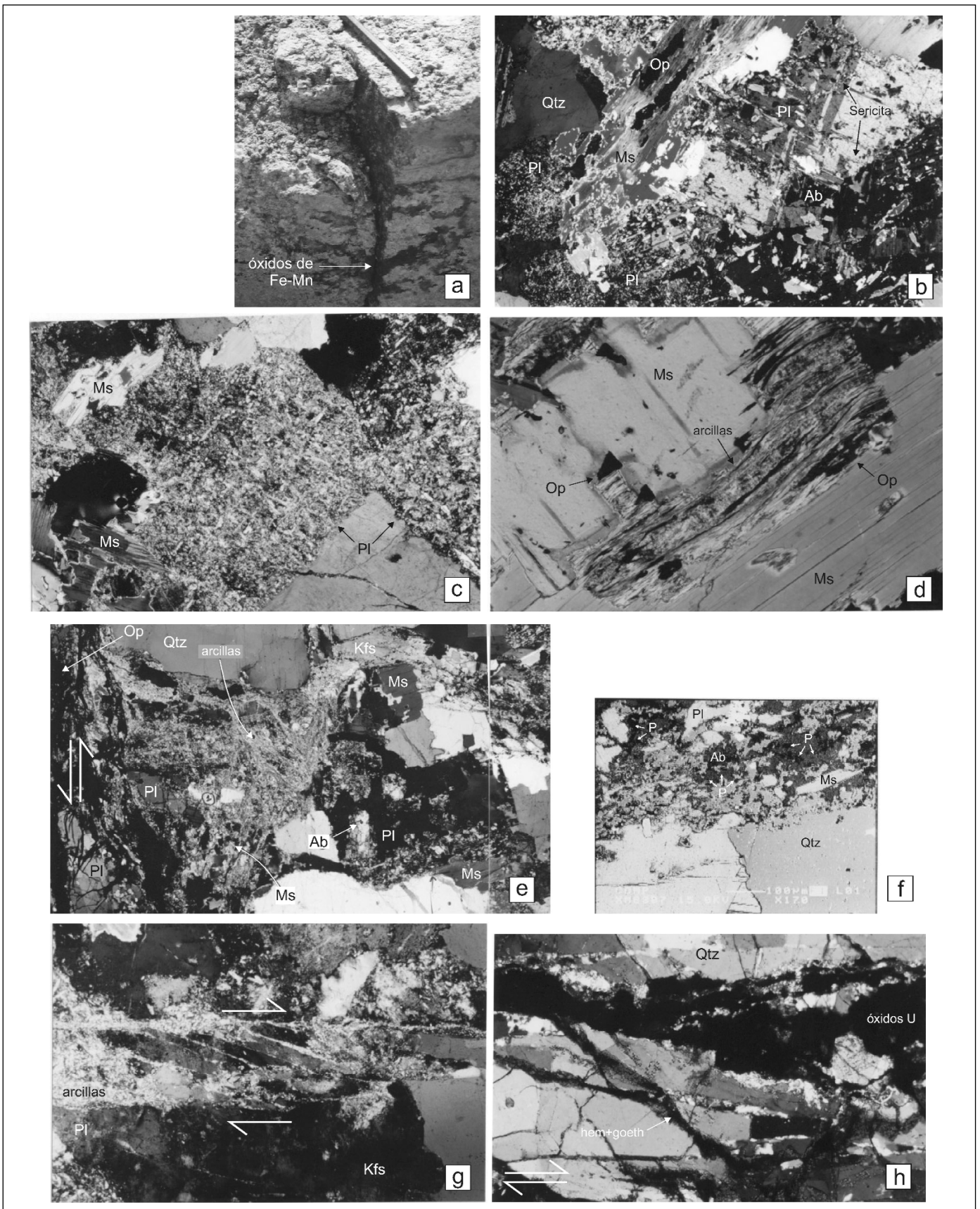


Fig. 2. (a) Mapa de estructuras frágiles del entorno de la Mina Ratones mostrando la localización de los sondeos (SR-1 a 4) donde se estudiaron las alteraciones; (b), (c), (d) y (e) diagramas de frecuencia de las estructuras Alpinas; (f) resultados del análisis de paleoesfuerzos efectuado en fallas Alpinas (Escuder Viruete, 1999)

Fig. 2. (a) Structural map of brittle structures in the Mina Ratones area showing also the location of the wells (SR-1 to 4) where the mineral alterations were studied; (b) (c) (d) and (e) frequency diagrams of Alpine structures; (f) results of paleostress analysis carried out in Alpine strike-slip faults (Escuder Viruete, 1999)



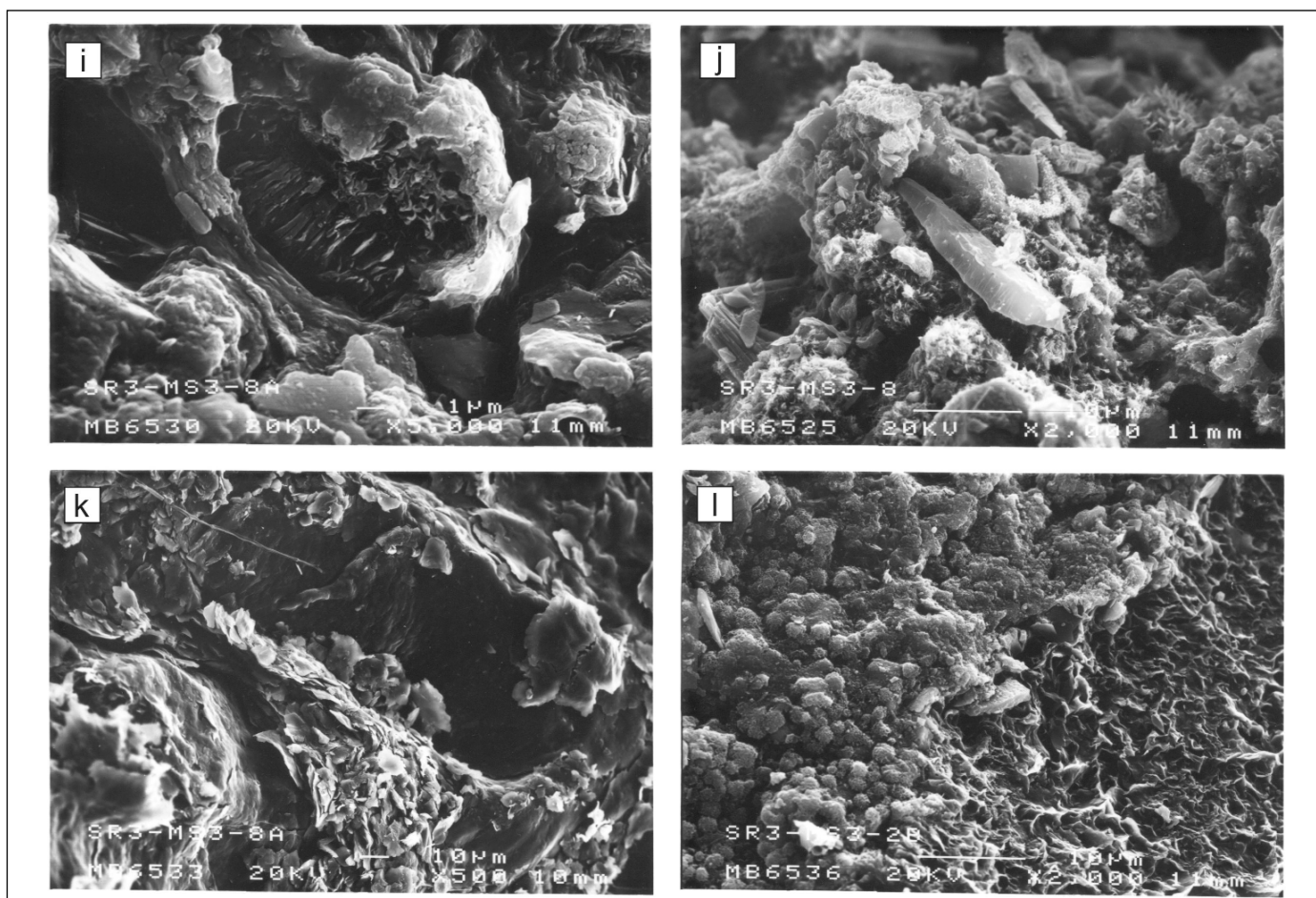


Fig. 3. (a) Fractura de desgarre F_{2A} subvertical desarrollada en el granito del entorno de la Mina Ratonés, tapizada por óxidos/oxi-hidróxidos de $Fe\pm Mn\pm U$. (b) Formación de grandes placas de moscovita (Ms) a expensas de biotita, con exolución asociada de opacos (Op: ilmenita principalmente), esfena y de pequeñas moscovitas desorientadas a partir de plagioclasa (Pl). Notar la saussuritización de la plagioclasa en los bordes (SR3-MS9, LC). (c) Microfotografía de la saussuritización de las plagioclasas (Pl), consistente en un agregado de grano muy fino de moscovita/sericita, epidota, albita, calcita, feldespato-K (microclina) y minerales arcillosos. Notar como el cuarzo se presenta inalterado (SR3-MS7, LC). (d) Reemplazamiento de la moscovita sub-sólidos (Ms) por un agregado muy fino de minerales arcillosos, con exolución de opacos (Op) asociada (SR3-MS1, LC). (e) Microfotografía mostrando las relaciones de superposición de alteraciones adyacentemente a una fractura de desgarre F_{2A} (SR3-MS4, LC). Notar como las plagioclasas saussuritizadas (Pl) y las placas de moscovita (Ms) aparecen parcialmente reemplazadas por un agregado muy fino de minerales arcillosos, principalmente caolinita y esmectita (determinados por DRX), así como la formación relacionada de huecos. También la fragmentación del cuarzo (Qtz), la deformación de la moscovita y la formación de una matriz cataclástica de minerales arcillosos a expensas principalmente de las plagioclasas. En el sector más próximo a la fractura (borde izquierdo) parte de la matriz ha sido remobilizada generando huecos, ahora tapizados por hematites y opacos. Notar también la presencia de óxidos de Fe-Mn rellenando microfracturas (LC). (f) *Back-scattered electron images* (BSE) de las alteraciones adyacentes a las fracturas en la Mina Ratonés (SR3-MS4). Texturas de reemplazamiento de una plagioclasa tabular en relación con la alteración verde. Detalle mostrando la plagioclasa (Pl, color blanco) variablemente reemplazada por moscovita (Ms, gris claro), cuarzo (Qtz, gris medio), albita (Ab, gris oscuro), micas y microporos (P, negro). (g) Microfotografías de las texturas desarrolladas durante la fracturación F_{2A} . Microestructura duplex dextral afectando al agregado cuarzo-feldespático. Notar la cataclisis del cuarzo (Qtz) y la formación de minerales arcillosos en expensas de los Kfs y la Pl en los planos de fractura. (h) Agregado de cuarzo cataclastizado por las deformaciones frágiles F_{2A} y F_{3A} , en el que las microfracturas están rellenas por óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn (principalmente hematites roja y coloidal) y óxidos negros de uranio. *Scanning Electron Microscope images* (SEM) de los minerales neoformados en las rocas de falla del entorno de la Mina Ratonés. (i) Agregado de caolinita reemplazando a un fragmento de feldespato en las rocas cataclásticas asociadas a la Falla Norte. Notar las mallas de esmectita-Ca tapizando otros fragmentos de minerales ígneos alterados. (j) Superficie de fractura F_{2A} con fragmentos de cuarzo inmersos en una masa de minerales arcillosos y óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn (principalmente hematites y goethita framboidal). (k) Harinas de falla F_{3A} asociadas a la Falla Norte de la Mina Ratonés. Notar la matriz poco porosa de minerales arcillosos hojosos (caolinita y esmectita-Ca) que rodea y reemplaza a los fragmentos de cuarzo y feldespatos cataclastizados. (l) Superficie de desgarre F_{2A} mostrando el desarrollo de un tapiz de óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn, principalmente goethita framboidal (izquierda), sobre una malla hojosa de esmectita-Ca (derecha)

Fig. 3. (a) Subvertical F_{2A} strike-slip fault developed in the granite of Mina ratones, filled with $Fe\pm Mn\pm U$ oxyhydroxide/hydroxide. (b) Large muscovite (Ms) plates formed to expenses of biotite with small amount of exsolved opaques (Op: mainly ilmenite), sphene, epidote and

fine-grained muscovite from plagioclase (Pl). Note the training of saussuritic aggregates in plagioclase rims (SR3-MS9, LC). (c) Microphotograph of replacement (transformation) of plagioclase (Pl) showing the formation of a fine-grained saussuritic aggregate composed of muscovite/sericite, epidote, albite, calcite, K-feldspar (microcline) and clay minerals. Quartz is undisturbed (SR3-MS7, LC). (d) Sub-solidus replacement of muscovite (Ms) by a fine-grained aggregate of clay minerals, with exsolved opaques (Op) (SR3-MS1, LC). (e) Microphotograph showing alterations overlapping relationships in a F_{2A} strike-slip fault (SR3-MS4, LC). Note the saussuritic plagioclase (Pl) and muscovite flakes (Ms) partially replaced by a very fine-grained aggregate of clay minerals, mainly kaolinite and Ca-smectite (determined by XRD), as well as the related formation of micropores. Also the fragmentation of the quartz (Qtz), the deformation of the muscovite and the generation of a cataclastic matrix of clayey minerals to expense mainly of plagioclase. In the most next sector to the fracture (left edge), part of the matrix has been remobilized generating pores, now variably filled by Fe-oxides/Fe-oxyhydroxides and opaques (LC). (f) Back-scattered electron images (BSE) of the mineral alteration (transformation) near fault surfaces in Mina Ratones area (SR3-MS4). Plagioclase replacement textures related with green alteration. Detail showing plagioclase (Pl, white color) variably replaced by muscovite (Ms, gray clear), quartz (Qtz, gray middle), albite (Ab, gray obscure), micas and micropores (P, black). (g) Microphotograph of textures developed during F_{2A} brittle deformation. Duplex dextral microstructure affecting to quartz-feldspatic aggregate. Note quartz (Qtz) cataclasis and clay minerals nucleation from Kfs and Pl in fracture surfaces. (h) Fragmented quartz aggregate by F_{2A} and F_{3A} brittle deformations where microfractures are filled by Fe- and Mn-oxides/oxyhydroxides (mainly red and colloidal hematite) and black uranium oxides. Scanning Electron Microscope images (SEM) of fault-rocks minerals in Mina Ratones area. (i) Kaolinite aggregate replacing to a feldspar fragment in the cataclastic North Fault rocks. Note Ca-smectite meshes draping other fragments of altered igneous minerals. (j) F_{2A} fracture surface with quartz fragments included in a matrix of clay minerals and Fe- and Mn-oxides/oxyhydroxides (mainly hematite and framboidal goethite). (k) F_{3A} fault gauge associated with the North Fault of Mina Ratones area. Note the little porous matrix of clay minerals (kaolinite and Ca-smectite) that surrounds and replaces quartz and feldspar fragments. (l) F_{2A} strike-slip fault surface showing the development of a tapestry of Fe- and Mn-oxides/oxyhydroxides, mainly framboidal goethite (left), on a mesh of Ca-smectite (straight)

Microtexturas y mineralogía

Mineralogía y texturas del protolito granítico

En el entorno de la Mina Ratones afloran dos facies graníticas del Plutón Granítico de Albalá (Proyecto ZOA, 1996; Pérez Soba, 2001): el Granito leucocrático con placas de biotita tipo Perdices y el Granito inequigranular de grano fino tipo Cabeza Puerquera. La segunda facies intruye en la primera formando un contacto neto. Desde un punto de vista geoquímico, ambos granitos son monzogranitos (diagrama normativo QAP de Le Maitre, 1989), del subtipo *cuarzo normal* dentro de las asociaciones peraluminicas (diagrama A-B; Debon y Le Fort, 1983), fuertemente diferenciados debido a su alta relación Rb/Ba y Rb/Sr, y pertenecientes a un segundo pulso intrusivo en el Plutón de Albalá, constituido por magmas ya muy fraccionados (Proyecto ZOA, 1996; Pérez Soba, 2001). Estos leucogranitos son ricos en U y Th, clasificándose como granitos *HHP* con una alta producción interna de calor.

Macroscópicamente, el Granito tipo Perdices es un granito gris a gris-anaranjado, de grano medio a grueso, en ocasiones microporfídico, con una textura general hipidiomorfa inequigranular. En secciones pulidas se observa que los granos de plagioclasa muestran frecuentemente coloraciones verde pálido debido a la formación de saussurita y el feldespato-K es de ligero color naranja o rosa. El granito inalterado está formado por cuarzo, feldespato-K y plagioclasa en proporciones modales similares (30-35%). El contenido en biotita es de 2-5%, presentándose en placas individuales y agregados. Como minerales accesorios aparecen andalucita, apatito, zircón, turmalina,

esfena, magnetita, ilmenita, monazita, xenotima, uraninita, y casiterita. El cuarzo forma grandes cristales globosos de tamaños milimétricos. En las rocas deformadas presenta una extinción ondulante, formando localmente verdaderos subgranos; en las zonas cataclásticas está afectado por una densa red de microfracturas. El feldespato-K es una ortosa variablemente microclinizada, texturalmente alotriomorfa e intersticial; la plagioclasa es subidiomorfa, con zonado normal continuo evidenciado por la saussurización zonal del cristal, que aparece formando prismas subidiomorfos y agregados. La biotita es roja pleocroica y muestra a menudo una retrogradación a clorita a lo largo de los planos de exfoliación. La andalucita es rosa pleocroica y alotriomorfa incluida en grandes placas de moscovita secundaria. La biotita incluye apatito, zircón, monacita e ilmenita. El rutilo saagenítico y la esfena se asocian a la cloritización de la biotita. La uraninita aparece incluida en cuarzo, biotita y turmalina.

El Granito tipo Cabeza Puerquera presenta macroscópicamente una gran uniformidad textural y mineralógica. Consiste en un leucogranito de grano fino, de textura inequigranular panalotriomorfa y aspecto sacaroides. El granito inalterado está constituido por cuarzo, feldespato-K y plagioclasa en similares abundancias modales. Los accesorios son apatito, zircón, turmalina, andalucita, esfena y opacos. El cuarzo y los feldespatos presentan límites de granos intercrecidos. El feldespato-K es microclina perítica en venas y parches, y la plagioclasa oligoclasa se presenta subidiomorfa-alotriomorfa, con débil zonado directo continuo. Los minerales máficos son muy poco abundantes. La biotita (1-3%) se presenta en placas subidiomorfas y en agregados de 2-3 indivi-

ce tres tipos de coloraciones macroscópicas: (1) verde: producida por la alteración de las plagioclasas y la cloritización de la biotita; (2) roja: causada por la presencia de óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn de grano muy fino dispersos en microfracturas, bordes de grano y en el interior de los feldespatos alterados; y (3) blanca: relacionada con el reemplazamiento de los feldespatos por un material arcilloso. En las fracturas más importantes se observa la superposición de las alteraciones más recientes sobre las más antiguas (ver después), sugiriendo una localización espacial de las reacciones químicas controlada por el acceso de los fluidos. En general, la alteración química del granito conserva la forma original de los minerales reemplazados, preservándose las texturas ígneas. Cambios texturales importantes sólo ocurren en los sectores internos de las zonas de falla, con deformación cataclástica importante, y en zonas dilatacionales como grietas y venas de extensión, donde han precipitado rellenos de minerales secundarios.

A la microescala, el cuarzo ígneo se observa poco afectado por la alteración química. En las rocas cataclastizadas, los granos de cuarzo aparecen fragmentados, con óxidos rojos de grano muy fino/submicroscópico tapizando las microfracturas. Las microtexturas del cuarzo deformado consisten en extinción ondulante, lamelas de deformación y el alineamiento de inclusiones fluidas secundarias (2-15 mm), especialmente abundantes en rocas con alteración verde y deformación cataclástica. El feldespato-K aparece variablemente reemplazado a un agregado de minerales arcillosos de grano muy fino como consecuencia de la alteración. La alteración ocurre preferencialmente a lo largo de microfracturas y bordes de grano, pudiendo ir acompañada por una tinción rojiza. La plagioclasa presenta una progresiva mayor coloración verdosa hacia los planos de las fracturas debido a su saussuritización. La alteración implica su reemplazamiento por un agregado de grano muy fino de por moscovita/sericita, epidota, albita, calcita, feldespato-K (microclina) y minerales arcillosos (saussurita), que ocasiona la opacidad óptica del cristal (fig. 3-c). La alteración es zonal (preferentemente los núcleos más anortíticos) y a favor de los bordes, siendo de carácter pseudomórfica. Las imágenes BSE muestran que la saussuritización está acompañada por la formación de abundantes inclusiones sólidas y fluidas submicroscópicas, así como de un incremento microporos (fig. 3-f). Sobre la saussurita y a lo largo de microfracturas, se observan parches de minerales arcillosos y óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn rojos.

En las rocas alteradas, la biotita aparece variablemente reemplazada pseudomórficamente por clorita,

formándose adicionalmente esfena, epidota, rutilo saagenítico, ilmenita y otros opacos. En un estadio de la alteración posterior, los agregados de biotita-clorita son reemplazados por grandes placas (0,5-5 mm) de moscovita y con opacos subordinados (fig. 3-b). Estas moscovitas se superponen también al feldespato-K, pudiendo desarrollar simplectitas de moscovita+cuarzo. Por otra parte, la moscovita aparece reemplazada por agregados sericíticos, similares a los que sustituyen a la plagioclasa, material arcilloso y opacos de exolución (fig. 3-d). Estas relaciones texturales sugieren que la moscovitización es un proceso subsolidus secundario, previo a la saussuritización de la plagioclasa. La epidota aparece siempre como accesorio, definiendo tres variedades texturales: (1) como una fase tardi-magmática junto a la biotita; (2) como pequeños granos producto de la saussuritización de la plagioclasa; y (3) como relleno de pequeñas microfracturas.

Los óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn presentan un tamaño extremadamente fino (<5-10 nm), lo que dificulta su identificación óptica. Generalmente son de color rojo a amarillo-naranja, alotriomorfos y coloidales, impregnando las microfracturas (fig. 3-h), bordes de grano, microporos y, en menor medida, dispersos en el interior de los feldespatos, ocasionando la coloración macroscópica roja del granito alterado. Su presencia está confirmada mediante el análisis de estos microdominios texturales por EDS y la DRX de la fracción más fina. En su mayor parte se trata de hematites (Fe_2O_3) y goethita-lepidocrosita botroidal ($FeOOH$; figs. 3-j y l), junto con limonita amorfa. Resulta significativa su presencia tapizando fracturas a profundidades importantes, por ejemplo a unos 100 m en el SR-3, superponiéndose a la alteración verde.

La laumontita y la prehnita aparecen rellenando venas de espesor milimétrico y tapizando microfracturas. La laumontita forma agregados radiales de cristales aciculares de grano muy fino y la prehnita microprismas de alto relieve. Asociadamente a las ceolitas secundarias se observa también cuarzo, calcedonia, clorita, calcita y minerales arcillosos. Las arcillas forman agregados que reemplazan a los feldespatos (saussuritizados) a lo largo de los bordes de grano y rellenando microfracturas. La morfología de estos agregados en el SEM, los análisis EDS y las DRX, indican que están compuestos por caolinita y esmectita-Ca. La coloración rojiza del material arcilloso está causada por la impregnación y/o intercrecimiento con oxi-hidróxidos de Fe-Mn (fig. 3-j y l). Por otro lado, las rocas de falla cataclásticas se caracterizan por la presencia de pequeños fragmentos angulosos de cuarzo (<0,1 mm) y una matriz incohesiva compuesta por minerales arcillosos, procedentes

principalmente de la alteración de los feldespatos (figs. 3-e, g e i). El granito adyacente a las fracturas formadas o reactivadas durante la $F3_A$ está completamente transformado a una harina de falla compuesta por pequeños granos angulosos de cuarzo inmersos en una matriz de caolinita (fig. 3-k), lo que ocasiona la coloración macroscópica blanca. Existen también microfracturas donde sobre los rellenos arcillosos se superpone un tapiz de óxidos/oxi-hidróxidos de Fe-Mn (fig. 3-l).

Mineralogía y texturas de los rellenos de las fracturas

Los rellenos de fracturas observados en los testigos de sondeo son muy variados y comprenden desde pequeñas venas monominerálicas de espesor milimétrico-centimétrico, a diques y filones mineralizados de relleno complejo y espesor decimétrico-métrico. Las mineralizaciones del entorno de la Mina Ratonés han sido estudiadas por numerosos autores (Arribas, 1962; Martínez y Ramírez, 1966; Gil y Pérez Rojas, 1982; Gumiel y Campos, 1993; Reguilón, 1988; Reguilón *et al.*, 1996). A lo largo de la historia estructural del sector, resulta muy frecuente que las estructuras más tempranas sean reactivadas durante etapas deformativas posteriores, produciéndose la deformación de los rellenos en condiciones dúctil-frágiles y frágiles. Durante la $F3_H$ se produce la intrusión tardimagmática de los filones de $Qtz+Turm$, con mineralizaciones de sulfuros (Sn-W-As). Estos filones presentan un escaso desarrollo en el entorno de la Mina Ratonés, siendo poco importante aquí la alteración relacionada. Los estudios realizados en las inclusiones fluidas de estos filones sugieren la presencia durante su emplazamiento de fluidos de baja salinidad atrapados a profundidades de 3-4 kilómetros (Proyecto ZOA, 1996).

Durante un estadio más avanzado de la fase $F3_H$ se produjo el emplazamiento postmagmático de los diques y filones de $Qtz+Ap$, con locales mineralizaciones de uranio, como es el caso de los filones 27 y 27' explotados en la Mina Ratonés. En las estructuras de esta etapa se distingue el relleno de los filones y la alteración verde de la roca caja. El relleno está compuesto por cuarzo, generalmente de tipo prismático y fibroso, pero también de calcedonia y jaspe, apatito coliforme y plumoso (dalhita), muy localmente azulado (moroxita), y con calcita en el centro. Las mineralizaciones de los filones 27 y 27' ha sido descrita en detalle por Arribas (1962), Reguilón (1988) y Reguilón *et al.* (1996). Para estos autores, la paragénesis mineral está compuesta por pechblenda, coffinita y óxidos negros, como minerales hipogénicos de uranio, y sul-

furos cristalizados en varias etapas, entre los que destacan pirita, marcasita, welnicovita, esfarelita, calcosina y covalina. La mineralización rellena grietas de extensión en un filón de cuarzo-apatito y cemento zonas brechoides, formadas durante la deformación transcurrente progresiva de la $F3_H$. Con esta etapa se relacionan también los filones NNE-SSO de cuarzo sintaxial-cuarzo drúsico-carbonatos, de espesor centimétrico-milimétrico. Los carbonatos (calcita y ankerita) y el cuarzo forman intercrecimientos o rellenos zonados, con los carbonatos idiomorfos en el centro del filón. En los filones más próximos a la superficie, el relleno de calcita ha sido posteriormente disuelto, preservándose relictos incluidos en el cuarzo y pseudomorfos oquerosos de óxidos de Fe-Mn. La alteración verde desarrollada en el granito caja consiste en la cloritización de la biotita, la saussuritización de los feldespatos (fig. 3-c), el reemplazamiento de epidota y sericita por una clorita rica en Fe, la albitización de la plagioclasa y la moscovitización de la microclina. La intensidad y espesor de la alteración está directamente relacionada con la proximidad y espesor del filón.

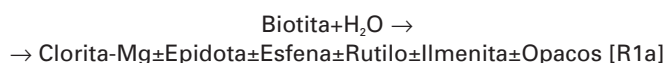
Durante la $F2_A$ se produjo el rejuego como desgarres de gran parte de las estructuras preexistente en el entorno de la Mina Ratonés. Los filones 27 y 27' aparecen reactivados, formándose en su entorno una red de desgarres y pequeñas fracturas. Asociadamente, se produce una remobilización del U y la precipitación en zonas dilatacionales de autunita y torbernita secundarias, carbonatos (Cu), fosfatos y óxidos-oxihidróxidos de Fe-Mn (fig. 3-a). La deformación afecta también al cuarzo y a las plagioclasas sericitizadas. El escaneo EDS de los minerales que tapizan las microfracturas $F2_A$, establece la presencia de oxi-hidróxidos de Fe-Mn y minerales de U (fig. 3-h), por lo que la red de fracturas estuvo conectada durante esta etapa y permitió la movilidad de ciertos elementos químicos (Escuder Viruete y Pérez Estaún, 1998). Durante la etapa $F3_A$ se producen desgarres y fallas normales, que llevan asociada la formación de rocas de falla cataclásticas y brechas. La deformación cataclástica ocasiona la reducción del tamaño de grano de los minerales ígneos y de las alteraciones previas. Las texturas cataclásticas de las zonas de falla están acompañadas por una intensa caolinitización de los feldespatos, que produce una coloración blanca en la roca y una disminución de su competencia mecánica. Las cataclasitas aparecen formando desde cuerpos tabulares o lentejonares centrales, de espesor decimétrico, hasta zonas más discretas de potencia centimétrico-milimétrica asociadas a fracturas individuales.

Secuencia de procesos de alteración

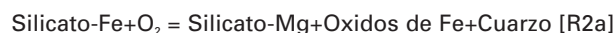
Las relaciones de equilibrio entre fases proporcionan el marco para la interpretación de las reacciones minerales que han tenido lugar durante los sucesivos episodios de alteración del granito en el entorno de la Mina Ratonés. En el presente trabajo, los cálculos termodinámicos del equilibrio químico entre fases minerales y la construcción de diagramas de fases, fueron realizados mediante los programas *Geo-Calcul* de Perkins *et al.* (1986) y *TWQ* de Berman (1991), utilizando la base de datos termodinámica de Berman (1988, actualizada en 1996) y las composiciones minerales reales obtenidas con la microsonda electrónica. La base de datos de Berman no incluye las propiedades termodinámicas de las ceolitas, ampliándose con los existentes en Liou *et al.* (1987) y De Capitani y Liou (1991). La fase fluida presente fue modelizada como una mezcla binaria H₂O-CO₂ no ideal, utilizando la ecuación de estado de Kerrick y Jacobs (1981) incluida en *TWQ*. Para definir el campo de estabilidad de la asociación mineral característica de cada alteración, se utilizaron principalmente modelos de actividad ideales y, para algunas fases, las actividades medias obtenidas por Frey *et al.* (1991). La ausencia de relaciones actividad-composición adecuadas para algunas fases obligó a considerarlas como puras. Los resultados de los cálculos se expresan en diagramas P-T y T-X_{CO₂}, donde es posible determinar semi-cuantitativamente las condiciones de formación de las alteraciones desarrolladas en el granito. Las abreviaciones minerales son las estandarizadas por Kretz (1983). La fig. 4 resume las sucesivas asociaciones minerales, o secuencia paragenética, que caracteriza cada tipo de alteración observada en las fracturas del entorno de la Mina Ratonés. A continuación se describen las reacciones características de cada tipo de alteración.

Reacciones sub-sólidas de rehidratación

El primer tipo de alteración del granito agrupa las reacciones retrógradas de rehidratación de las fases ígneas, con formación de asociaciones minerales estables en las nuevas condiciones. Principalmente, estas reacciones consisten en la cloritización de la biotita, la moscovitización de los feldespatos y la andalucita accesorias, y la albitización de la plagioclasa. La alteración de la biotita a una clorita magnesia es de la forma:

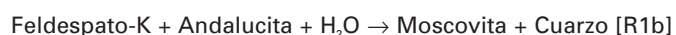


La alteración de la biotita constituye la típica reacción redox (Spear, 1993):



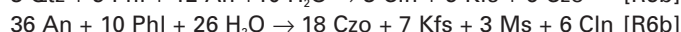
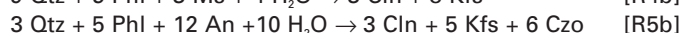
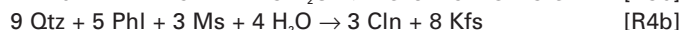
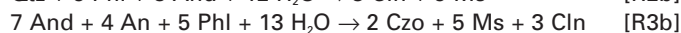
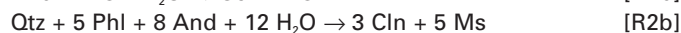
en la que la oxidación hace desaparecer el Fe²⁺ en los silicatos ricos en Fe, para producir silicatos ricos en Mg y Fe³⁺ en los óxidos. Esta reacción sugiere la alteración del granito por una fase fluida con una alta *f*_{O₂}.

El reemplazamiento de los feldespatos y la andalucita por grandes placas de moscovita, de bordes simplectíticos con Qtz frente al Kfs, sugiere la reacción de rehidratación:



Este tipo de alteración se relaciona con la cristalización del magma granítico peraluminico rico en volátiles y la circulación resultante de fluidos ricos en H₂O de alta-T. Al ascender estos fluidos producen alteraciones hidrotermales en los sectores superiores del macizo granítico. Por lo tanto, se trata de un proceso de alteración sub-sólidas, genéticamente ligado al enfriamiento del magma granítico. La observación en sección delgada de muestras recolectadas a distintas profundidades en los sondeos y en las diferentes facies graníticas, demuestra que no hay sectores del granito completamente libres de los efectos de esta alteración sub-sólidas, resultando ser pervasiva. La alteración no produce ni orientaciones minerales preferentes, ni texturas de deformación.

Las condiciones de P-T-X_{CO₂} de la fase fluida pueden ser establecidas a partir de las condiciones de equilibrio de la asociación mineral en el sistema CaO-K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CKMASH), representados en los diagramas de la fig. 5. En la figura se incluye también el sólido granítico experimental de Johannes (1985) en el sistema KNASH. Las reacciones de rehidratación calculadas con *Geo-Calcul* son:



Consideradas en conjunto, la secuencia de asociaciones minerales y de texturas de reacción observadas registra el progresivo descenso de la T durante el proceso alteración. En primer lugar, las condiciones de cristalización del granito vienen definidas por la estabilidad del feldespato-K y la andalucita en el fundido granítico, las cuales son típicas de una alta-T y

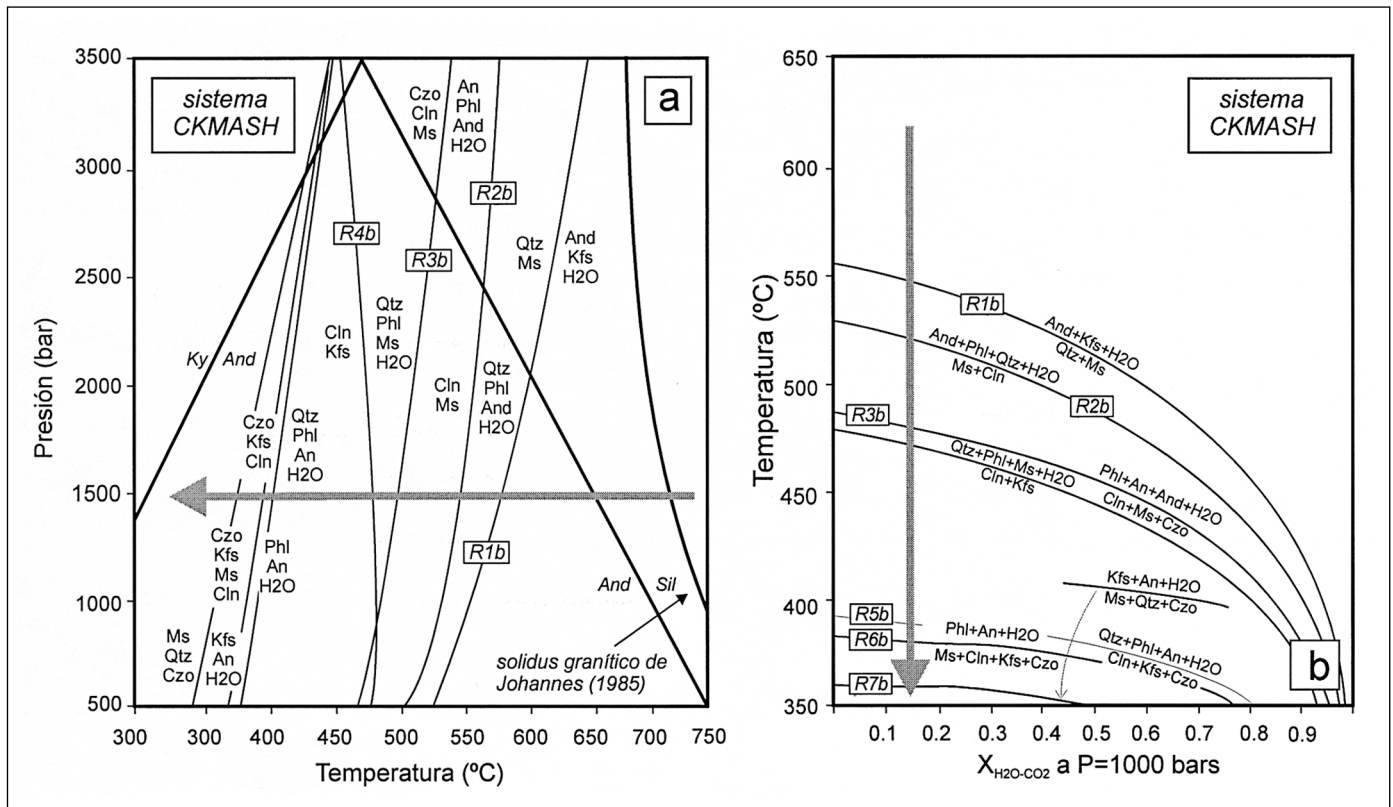


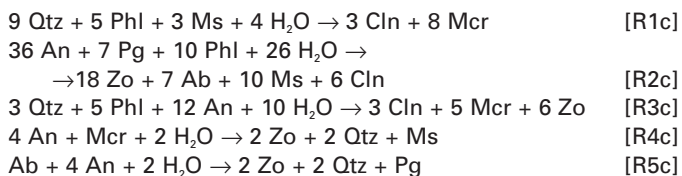
Fig. 5. Diagramas P-T (a) y T-X_{CO2} (b) en el sistema CKMASH para la alteración subsólidas de rehidratación
 Fig. 5. P-T (a) y T-X_{CO2} (b) diagrams in the CKMASH system for the subsolidus alteration of re-hydration

muy baja-P. Esto concuerda con el nivel epizonal de emplazamiento del PGA (P < 1.5 kbar; Proyecto ZOA, 1996). La moscovitización del Kfs y la And, con formación de simplectitas de Ms+Qtz, es consecuencia de la [R1b] a T < 600°C y P < 2 kbar (Fig. 5-a). Posteriormente, la biotita (Phl) se descompone a clinocloro (Czo), moscovita (Ms) y epidota (Clz), mediante las reacciones [R2b] y [R3b], que implican a la plagioclasa (An) y el cuarzo (Qtz), a T = 550-475°C y P < 1.5 kbar. La plagioclasa y la biotita pueden seguir reaccionando con el H₂O a temperaturas de 400-375°C, para formar clorita, clinzoisita, mica blanca y feldespato-K, aunque estas reacciones son ya características del siguiente tipo de alteración. La trayectoria de la fig. 5-a describe el enfriamiento isobárico (P ≈ 1.5 kbar) seguido por el granito a lo largo de su evolución sub-solidus. En el diagrama T-X_{CO2} isobárico (P = 1 kbar) de la fig. 5-a, la secuencia de reacciones retrógradas típicas de la alteración sub-sólidas implica una trayectoria consistente en un enfriamiento en presencia de una fase fluida relativamente rica en H₂O (X_{CO2} < 0.45).

Reacciones durante la alteración verde

La alteración verde está temporal y espacialmente relacionada al emplazamiento de los filones de cuarzo-apatito, con locales mineralizaciones de uranio, durante la etapa F3_H. La alteración afecta a los hastiales graníticos de los filones y aumenta en intensidad hacia el contacto, apareciendo en ocasiones acompañada por una silicificación. La alteración aparece en ocasiones acompañada por una silicificación. Tanto los minerales ígneos como los resultantes de la alteración sub-sólidas, aparecen implicados en las reacciones producidas por este tipo de alteración, distinguiéndose dos etapas: una primera alteración verde clorítico-epidótico-sericítica de mayor-T y una alteración verde ceolítico-arcillosa de menor-T y efectos más localizados. En general, no se observan fábricas preferentes en los minerales formados durante la alteración verde en el granito caja. Las reacciones típicas de la alteración clorítico-epidótico-sericítica son la saussuritización pseudomórfica de las plagioclasas, el reemplazamiento de la biotita y de la clori-

ta-Mg por una clorita-Fe y moscovita, así como la albitización de las plagioclasas. Las condiciones P-T- X_{CO_2} de funcionamiento de estas reacciones minerales el sistema CNKMASH se muestran en la fig. 6. Las reacciones calculadas con *Geo-Cal* son:



Las microtexturas de reacción formadas durante la alteración clorítico-epidótico-sericitica sugieren una trayectoria de enfriamiento isobárico a $P \approx 1.5$ kbar (fig. 6-a). La formación de clorita a partir de biotita y moscovita, con formación de feldespato-K de baja temperatura (Mcr), se inició a $T < 450^\circ\text{C}$ mediante la reacción [R1c]. La biotita, el componente paragonítico (Pg) de la mica blanca y la anortita (An), reaccionaron para formar la típica asociación de la alteración verde, formada por clorita, epidota y sericita (Ms), mediante la combinación de reacciones [R2c] y [R3c] a $T \approx 400^\circ\text{C}$.

A temperaturas algo menores ($380-360^\circ\text{C}$), los feldespatos (An, Ab y Mcr) forman epidota, sericita y cuarzo, a partir de las reacciones [R4c] y [R5c]. Las reacciones son retrógradas y requieren H_2O como reactante, lo que requiere su introducción externa. Esta necesidad es especialmente visible en el diagrama T- X_{CO_2} isobárico ($P=1$ kbar) de la fig. 6-b, en el que las sucesivas reacciones atravesadas son compatibles con una trayectoria de enfriamiento entre $450-350^\circ\text{C}$, en presencia de una fase fluida rica en H_2O ($X_{CO_2} < 0.5$). Por otro lado, el granito experimenta una oxidación general durante la alteración, como indica la formación de minerales que introducen Fe^{3+} en su estructura, como epidota, esfena y clorita. A $T \approx 400^\circ\text{C}$, la epidota es estable a valores del orden de 10^{-16} kbar de la f_{O_2} , entre los buffers QM y QFM en un diagrama $\log f_{O_2}-T$ (Spear, 1993). La esfena y la clorita son igualmente estables bajo una alta f_{O_2} .

Las asociaciones minerales de la alteración ceolítico-arcillosa aparecen en los sectores distales de las bandas alteradas adyacentes a los filones y asociadas a los carbonatos del relleno central del filón. Temporalmente, las reacciones asociadas a este tipo

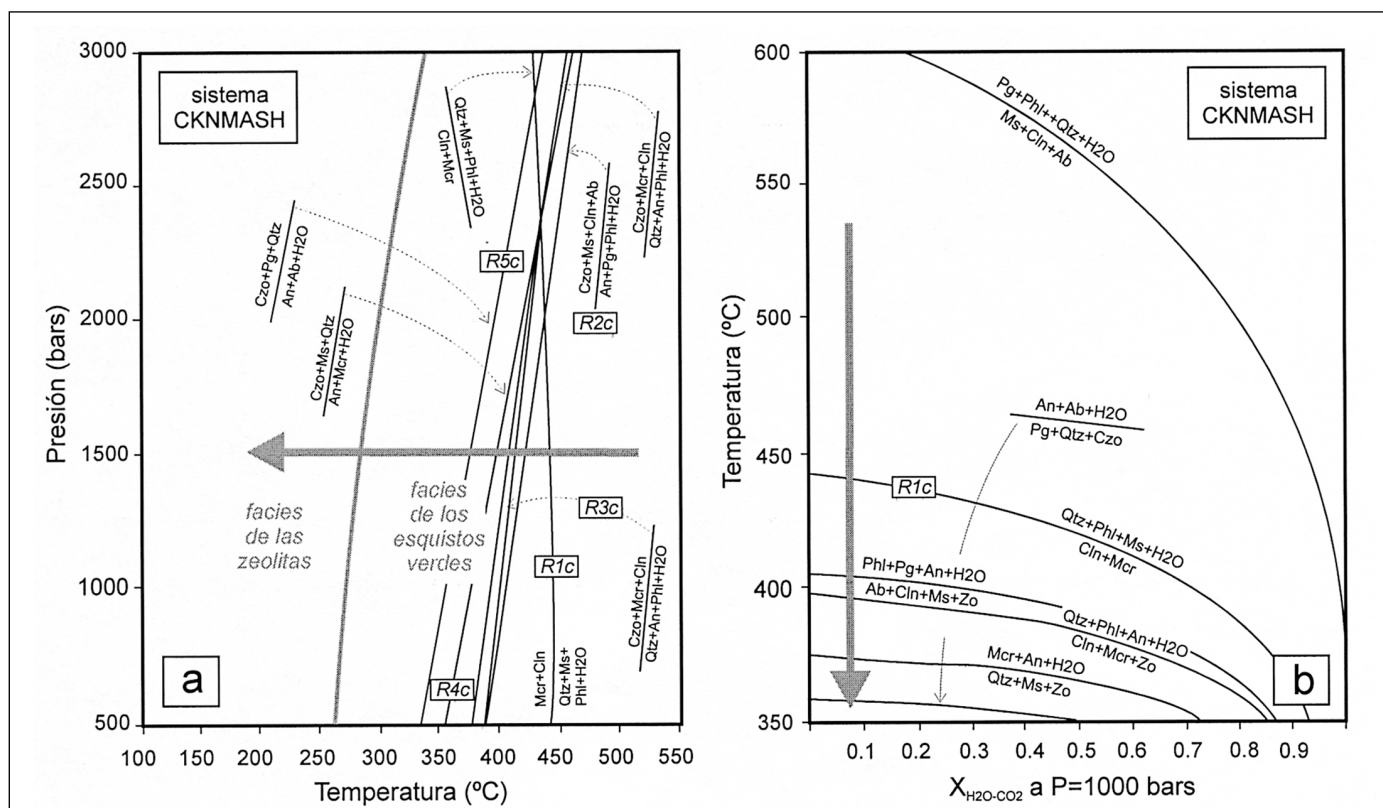


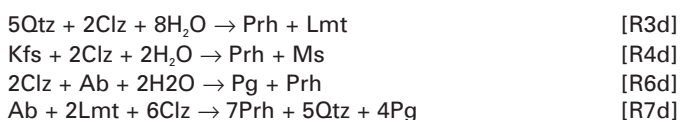
Fig. 6. Diagramas P-T (a) y T- X_{CO_2} (b) en el sistema CNKMASH para la alteración verde clorítico-epidótico-sericitica
 Fig. 6. P-T (a) y T- X_{CO_2} (b) diagrams in the CNKMASH system for the (chlorite-epidote-sericite) green alteration

de alteración se superponen a los minerales de la alteración verde, siendo típicos el reemplazamiento de plagioclasa y epidota por sericita, ceolitas, calcita y minerales arcillosos del tipo esmectita y caolinita/dicrita. Resulta también característico el reemplazamiento de la mica blanca por una clorita-Fe y la formación de arcillas diseminadas en los feldspatos. Aunque muy escasos y de tamaño muy fino, los rellenos en los filones están formados por las asociaciones laumontita-calcita, laumontita-prehnita, clorita-calcita-hematites y calcita-arcillas. Los efectos mineralógicos de la alteración ceolítico-arcillosa son (fig. 7):

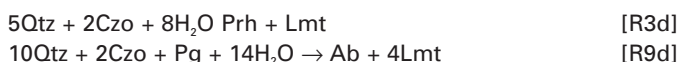
(a) la inestabilidad del componente anortítico de la plagioclasa, debido a las reacciones:



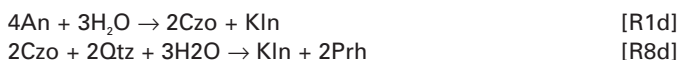
(b) la inestabilidad de la epidota y la formación de prehnita (Prh), a través de las reacciones:



(c) la aparición contemporánea de la laumontita (Lmt) a partir de las reacciones:



y (d) la formación de caolinita-dicrita (Kln) mediante las reacciones:



En resumen, la alteración ceolítico-arcillosa es consecuencia del progresivo enfriamiento del fluido hidrotermal, ya iniciado durante la etapa de alteración clorítico-epidótico-sericítica, y la superposición de asociaciones minerales de menor-T. Las condiciones P-T de la alteración son inicialmente propias de la facies de las ceolitas, o los subesquistos verdes ($T < 300^\circ C$; Frey *et al.*, 1991), como establece el inicio de la desaparición de la epidota a $280-270^\circ C$. Con el posterior enfriamiento del fluido, las condiciones de la alteración tienen lugar en el campo de estabilidad de los minerales arcillosos. Esta interpretación está basada en la presencia de caolinita-dicrita en rocas con cuarzo ($T < 290-270^\circ C$) y la inestabilidad de la laumontita frente a la prehnita, caolinita, cuarzo y H_2O

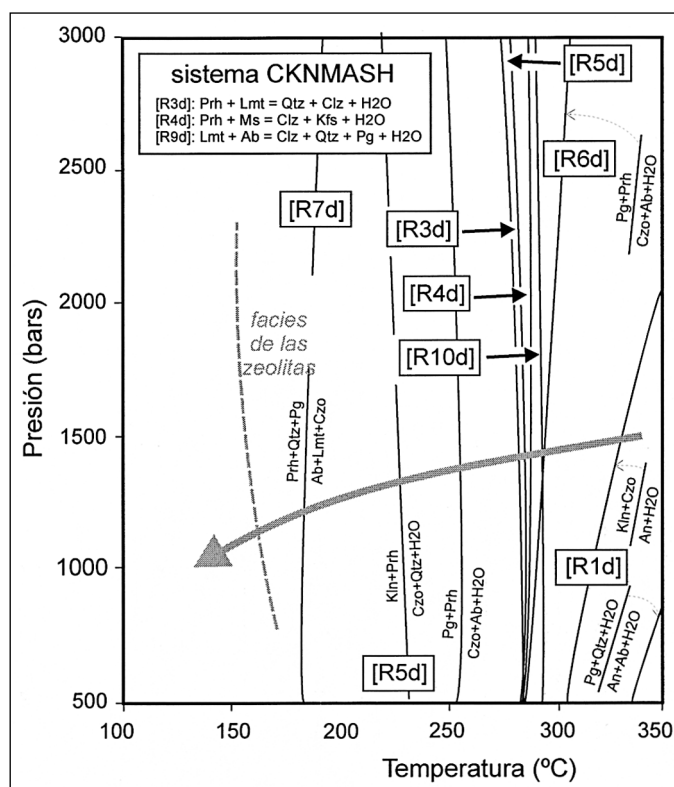


Fig. 7. Diagramas P-T (a) y T-X_{CO2} (b) en el sistema CKMASH para la alteración verde ceolítico-arcillosa
Fig. 7. P-T (a) y T-X_{CO2} (b) diagrams in the CKMASH system for the ceolite-clay minerals late alteration

($T > 220^\circ C$; Parry, 1998). La formación de laumontita y esmectita a partir de la plagioclasa tiene lugar a $T = 150-250^\circ C$, según indican los datos experimentales de Savage *et al.* (1987), en dominios con una menor relación fluido/roca que en los que se forma la caolinita. Por otra parte, la fase fluida presente durante la alteración es rica en H_2O ($X_{CO_2} < 0.6$) y origina también la oxidación de la roca.

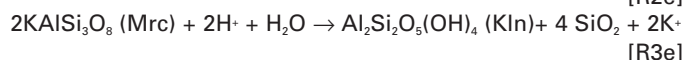
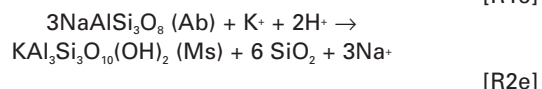
Reacciones durante la alteración blanca

La alteración blanca constituye un conjunto de reacciones de hidrólisis de los feldspatos que producen minerales arcillosos, asociadamente a la deformación frágil Alpina, preferentemente en las fallas normales de la F3_A. Las rocas de falla cataclásticas y brechas de esta etapa se superponen a las asociaciones minerales de la alteración clorítico-epidótico-sericítica, demostrando su posterioridad en el tiempo. Las texturas cataclásticas están variablemente acompañadas por una coloración blanca del granito, debida al reemplazamiento de los feldspatos por minerales

arcillosos, principalmente caolinita y esmectita-Ca. Estos minerales arcillosos se forman también a lo largo de microfracturas en los feldespatos y en los bordes de moscovitas deformadas, así como revisitando los planos de fracturas de la F2_A y F3_A. Asociadamente, la biotita y la clorita magnesianas son reemplazadas por cloritas verde pálido de tamaño muy pequeño.

La alteración del granito y la neoformación de arcillas, evidencian un desequilibrio químico entre la fase fluida presente en las rocas de falla y la mineralogía del protolito (Savage *et al.*, 1987). Las reacciones químicas que tienen lugar como consecuencia, pueden ser visualizadas en diagramas de actividad de especies acuosas como los de la fig. 8. En el sistema granítico KNASH y considerando el Qtz y el H₂O en exceso, variables tales como a_{K^+}/a_{H^+} y a_{Na^+}/a_{H^+} , están internamente controladas por asociaciones minerales formadas por filosilicatos y feldespatos alcalinos (Wintsch, 1975, Wintsch *et al.*, 1995). El fluido en la zona de falla se asume estuvo inicialmente en equilibrio con la asociación Ms+Kfs+Ab (+Qtz+H₂O; punto A fig. 8-a), que es la típicamente presente en el granito (rehidratado por la alteración sub-sólidos). Sin embargo, la alteración blanca produce la precipitación de caolinita y esmectita, cuyas condiciones de estabilidad se sitúan a valores más bajos de las relaciones a_{K^+}/a_{H^+} y a_{Na^+}/a_{H^+} . Como se observa en la fig. 8-a,

la formación de caolinita y esmectita durante la alteración puede ser explicada por la infiltración en las zonas de falla de aguas más ácidas, de probable procedencia meteórica. La composición de esta agua cae en el campo de estabilidad de la caolinita y el efecto de su mezcla con el fluido presente en las fallas (en equilibrio con los minerales del granito) hace descender el pH y desplaza la composición del fluido hacia el campo de estabilidad de la caolinita, siguiendo las trayectorias A→C y A→E. Para restablecer el equilibrio, se deben disolver los feldespatos y precipitar primero caolinita (C y E) y después esmectita (D) y sericita (Ms en B), a medida que la solución es tamponada y se aproxima al equilibrio inicial con el granito (A). Las reacciones son de la forma:



y sugieren pérdidas por disolución de los álcalis y la sílice. Si la relación fluido/roca es alta, el sistema se presenta dominado por el volumen de fluido respecto al área de superficie de reacción en el granito, cambiando poco la composición del H₂O infiltrada por

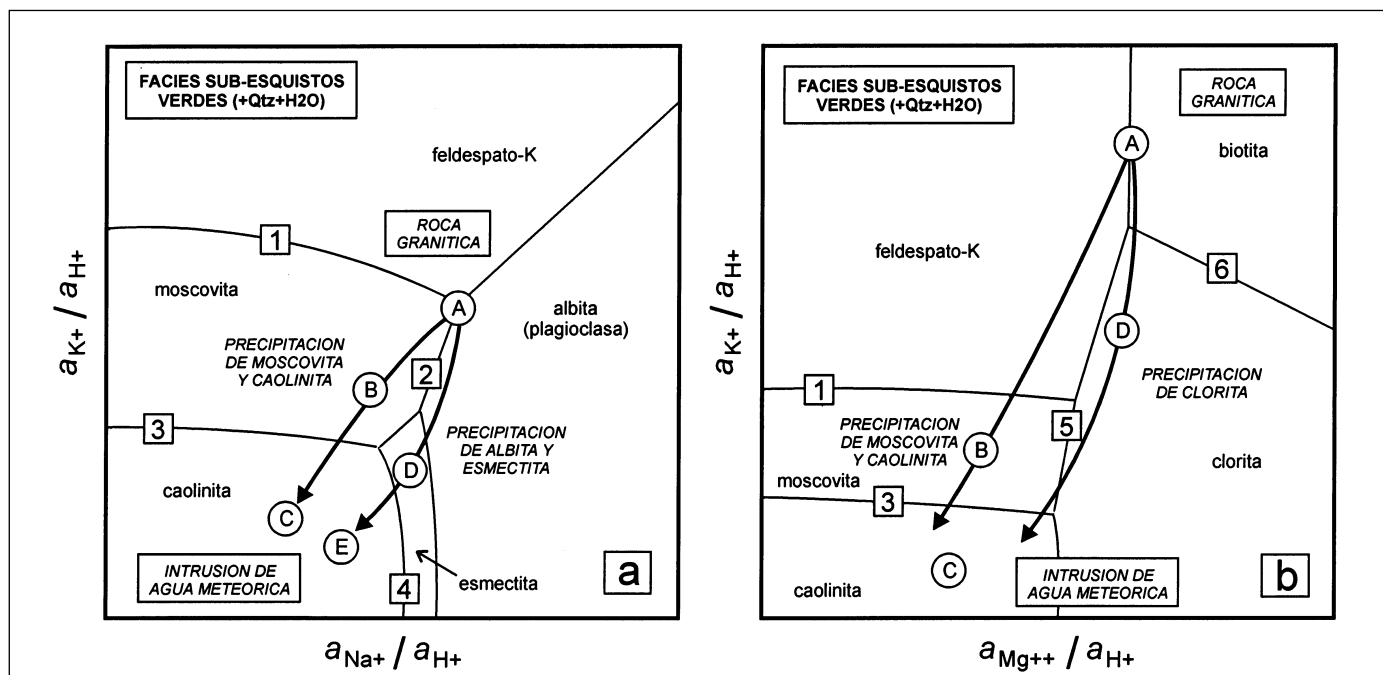
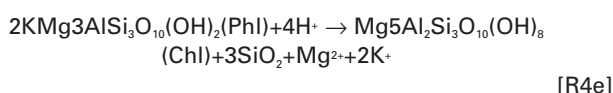


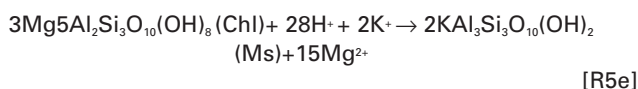
Fig. 8. Diagramas de actividad de especies acuosas en los sistemas (a) KNASH y (b) MKNASH. Ver explicación en el texto
 Fig. 8. Activity diagrams of aqueous phases in the (a) KNASH and (b) MKNASH systems. See an explanation in the text

la disolución de los feldespatos, precipitando en consecuencia más caolinita. En las zonas de falla estudiadas, el reemplazamiento de los feldespatos por caolinita-esmectita es casi completo, indicando una alta relación H₂O/granito, promovida por la estructura microporosa de los feldespatos previamente alterados y la densa red de microfracturas.

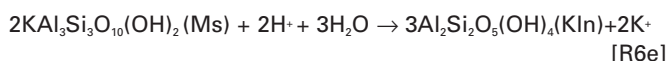
El comportamiento durante la alteración de la biotita y la clorita puede ser también visualizado con el diagrama $a_{Mg^{2+}}/a_{H^+}$ frente a_{K^+}/a_{H^+} de la Fig. 8-b. La adición de MgO al sistema KNASH origina la estabilidad de clorita (Cln) y biotita (Phl), junto a la asociación Ab+Qtz+H₂O. La introducción de H₂O meteórica en la zona de falla ocasiona la alteración de la biotita ígnea (punto A) y la formación de clorita (D) mediante la reacción:



formándose la asociación Kfs+Ms+Chl+Qtz+Ab+H₂O típica de los granitos alterados. Como en el anterior diagrama, la introducción de H₂O externa produce el descenso del pH y la formación de Ms a expensas de Kfs y Ab mediante las reacciones [R1e] y [R2e], así como Clorita-Mg a partir de la reacción:



e incluso la formación posterior de caolinita a partir de la reacción:



En síntesis, la alteración blanca adyacente a las fracturas generadas durante la F2_A y F3_A (y previas reactivadas) es resultado de la infiltración de aguas

meteóricas ricas a lo largo de las superficies de fractura, relativamente más ácidas que la presentes en equilibrio con los minerales del granito. La alteración produce un considerable aumento modal de los filosilicatos por hidrólisis de los feldespatos del protolito granítico, lo que supone una disminución de la resistencia mecánica ante esfuerzos de cizalla aplicados en las superficies de fractura. La disolución de los feldespatos y micas del protolito, origina la puesta en disolución de cationes tales como K⁺, Na⁺, Mg²⁺, y Fe²⁺, que son en parte removilizados al no entrar a formar parte completamente de las arcillas neoformadas. Los cambios en el volumen de los minerales formados como consecuencia de la alteración son también significativos. La Tabla 1 recoge el ΔV (sólido) de reacción expresado considerando el SiO₂ como una especie disuelta (volumen sólido nulo) o como cuarzo sólido, siendo la primera típica de sistemas hidrotermales superficiales (T<150°C) y la segunda de sistemas metamórficos profundos (T>200°C). Como puede observarse, los cambios de volumen de las reacciones que consumen feldespatos son negativos, y la alteración de biotita y clorita a moscovita origina un descenso del volumen. Como consecuencia, estas reacciones producen un incremento de la porosidad en el granito alterado, evidencia en imágenes BSE (fig. 3-f).

Alteración roja (hematización-limonitización)

En el entorno de la Mina Ratones, el *Ihem* granítico y las fracturas abiertas más superficiales se caracterizan por presentar una coloración roja de variable intensidad. La observación macroscópica de los testigos de sondeo establece que la coloración roja del granito suele superponerse a lo largo de una banda de espesor centimétrico a la alteración verde, y que un material de color rojo a rojo-naranja rellena las fracturas generadas o reactivadas durante la F2_A y

N.º	Reacción de deshidratación	ΔH ₂ O	ΔH ⁺	ΔV(cm ³)	ΔV(%)
[R1e]	microclima → moscovita	0	+2	-186(-50)	-56(-15)
[R2e]	albita → moscovita	0	+2	-159(-23)	-53(-8)
[R3e]	microclima → caolinita	+1	+2	sd	sd
[R4e]	flogopita → clinocloro	0	+4	-93(-25)	-45(-8)
[R5e]	clinocloro → moscovita	-24	+28	-339(-271)	-220(-177)
[R6e]	moscovita → caolinita	+2	+3	sd	sd

Tabla 1. Reacciones utilizadas en la construcción de los diagramas de actividad
Table 1. Reactions used in the activity diagrams.

F3_A, o tapiza las oquedades centrales de los filones de Qtz+Ap de la F3_H. Las fracturas selladas o filones sin esta reactivación frágil no presentan este tipo de tinción. Al microscopio e imágenes SEM, se observa que la coloración roja adyacente a las fracturas está causada por la presencia de un material de color rojo de grano muy fino disperso en: (a) en los granos de plagioclasa alterada; (b) a lo largo de los límites o bordes de grano; y (c) en microfracturas dentro de granos individuales. En imágenes SEM se observa como el material de color rojo consiste en un agregado de goethita botroidal±hematites±limonita amorfa. Su presencia indica una alta a_{H_2O} en la banda de alteración paralela a las fracturas, típica de una alteración

muy superficial (Deer *et al.*, 1974). La contemporaneidad de la alteración roja con la F2_A y F3_A está indicada por la presencia de óxidos rojos tapizando las microfracturas de estas etapas.

La formación de los óxidos y oxi-hidróxidos de Fe puede ser debida principalmente a dos procesos. El primero sería la precipitación a partir de un fluido acuoso meteórico de carácter oxidante, que transportaría el Fe³⁺ disuelto desde zonas de alteración superficiales, como sugiere la morfología de los óxidos rojos tapizando las oquedades de los filones y el cemento ferruginoso en algunas rocas de fallas Alpinas. La alta a_{H_2O} a lo largo de los planos de fractura, causaría la hidratación local continua de los óxi-

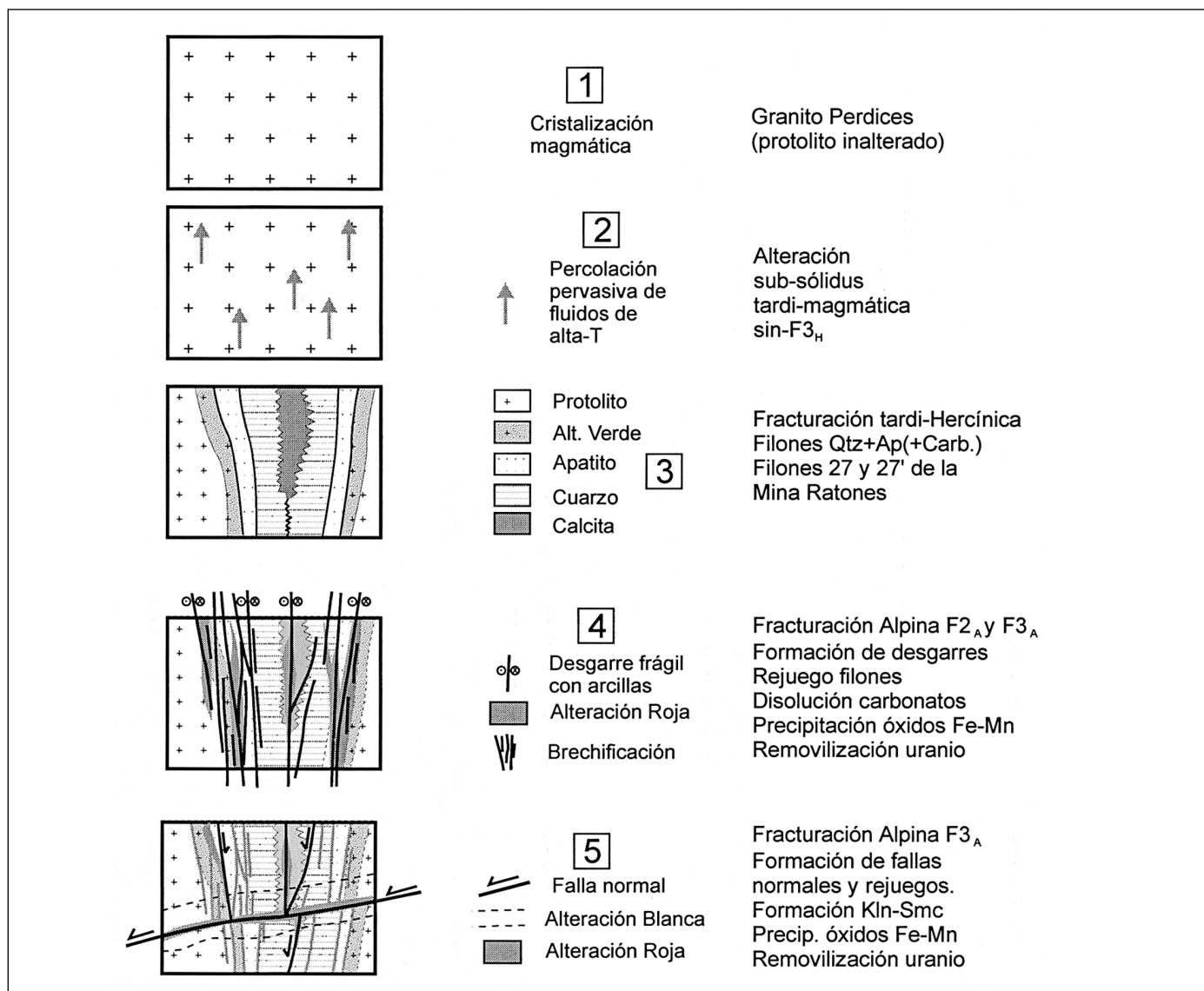
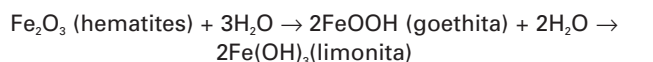


Fig. 9. Evolución temporal esquemática de las alteraciones en el entorno de la Mina Ratones y sus relaciones con la historia estructural
 Fig. 9. Diagrammatical temporary evolution of mineral/textural alterations and structural history in Mina Ratones area

dos de Fe, formando goethita y limonita amorfa mediante las reacciones de disolución/precipitación:



[R1f]

El segundo proceso se relacionaría con la oxidación y reprecipitación de Fe liberado durante la moscovitización de la biotita ígnea y la clorita secundaria durante la alteración verde. En este sentido, la coloración pardo-rojiza de algunas plagioclasas alteradas está causada por la impregnación de óxidos dispersos, relacionada con la liberación *in situ* de Fe en cantidades traza durante su saussuritización. En ambos casos, la formación de hematites y oxi-hidróxidos de Fe da cuenta de una alta f_{O_2} en la fase fluida, durante la interacción fluido-roca a baja-T.

Conclusiones

En el entorno de la Mina Ratones, las alteraciones presentes en el granito adyacente a las superficies de fractura se revelan como zonas con coloraciones verdes, rojas y blancas. La fig. 9 muestra la evolución temporal esquemática de las distintas alteraciones. La alteración verde aparece espacial y temporalmente relacionada con los filones de Qtz+Ap de la etapa tardi-Hercínica F3_H. Origina la cloritización y epidotización de la biotita y la saussuritización de la plagioclasa, con formación relacionada de microporos. Las asociaciones minerales son típicas de la facies metamórfica de los esquistos verdes (300-400°C) y la subfacies de la prehnita-pumpellita (200-300°C). La secuencia paragenética refleja el progresivo descenso de la T del fluido hidrotermal, que fue rico en agua y de carácter oxidante. Las rocas alteradas preservan generalmente las texturas del protolito. Al conservarse el volumen, los huecos generados suponen un aumento de la porosidad, confirmada por la menor densidad analítica obtenida en la roca alterada respecto al protolito.

La coloración roja está principalmente causada por la presencia de óxidos y oxi-hidróxidos rojos de Fe-Mn (goethita y hematites), submicroscópicos y coloidales, tapizando los bordes de granos y dispersos a lo largo de las microfracturas. Caracteriza los sectores con alteración más superficial del granito (*Ihem*) y las superficies de fractura, pero sólo hasta una cierta profundidad (que llega a ser incluso de -100 m), indicando una dependencia con la interfase oxidación-reducción y sus oscilaciones en el tiempo. La formación de los oxi-hidróxidos de Fe se interpre-

ta como relacionada con el movimiento de fluidos oxidantes, de baja-T y procedencia superficial, que transportarían el Fe³⁺ disuelto a lo largo de los planos de fractura formados o reactivados durante las etapas Alpinas F2_A y F3_A.

La alteración blanca está presente en las fracturas Alpinas (preferentemente de la F3_A) y ha sido esencialmente desarrollada a partir de un sistema de flujo de aguas subterráneas similar al actual. La alteración es resultado de la infiltración de aguas meteóricas ricas en H⁺, que originan reacciones de hidrólisis de los feldespatos y producen minerales arcillosos, principalmente caolinita y esmectita, en función de un menor o mayor tiempo de interacción agua-roca. La removilización y pérdida de especies disueltas, tales como K⁺, Na⁺, Mg²⁺, y Fe²⁺, da lugar como consecuencia una significativa disminución de volumen.

Agradecimientos

Este trabajo representa parte de los resultados mineralógicos, texturales y geoquímicos obtenidos en el marco del Proyecto de Restauración Medioambiental de las Antiguas Minas de Uranio de Ratones (Cáceres), financiado por Enresa. La colaboración y discusión con varios colegas de AITEMIN, el CIEMAT y la Universidad Politécnica de Barcelona, ha contribuido de forma fundamental a nuestro conocimiento del sistema de fracturas desarrollado en el Plutón Granítico de Albalá.

Referencias

- Arribas, A. 1962. Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles del uranio: Los Ratones, Albalá (Cáceres). *Estudios Geológicos*, Vol. XVIII. Madrid.
- Berman, R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.
- Berman R.G. 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Caine, J.S., Evans, J.P. y Forster, C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025-1028.
- Carbonell, R.; Martí, D. y Tryvaggson, A. 1999. Estudios Geológico-Estructurales y Geofísicos en Mina Ratones. Informe Final: Geofísica. *Enresa 10-CJA-IF-02*, Madrid.
- Castro, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology*, 8, 633-645.
- Chester, F.M., Evans, J.P. y Biegel, R.L. 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault. *Journal Geophysical Research*. 98, 771-786.

- De Capitani, C. y Liou, J.G. 1991. Thermodynamic analysis of some zeolites and Mg-Al pumpellyite. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 43: 317-332.
- Debon, F. y Le Fort, P. 1982. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edimburg: Earth Sciences*, 73: 135-149.
- Escuder Viruete, J. 1999. Estudios Geológico-Estructurales y Geofísicos en Mina Ratones. Informe Final: Estructura. *Enresa 10-CJA-IF-01*, 134 pp. Madrid.
- Escuder Viruete, J. y Pérez Estaún, A., 1998. Fracturación en Mina Ratones. Informe Final 1: Estructura, *Enresa 10-CJA-IF-01 (Informe de Avance)*, 33 pp. Madrid.
- Evans, J.P. y Chester, F.M. 1995. Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inference from San Gabriel fault-rock geochemistry and microstructures. *Journal Geophysical Research*. 100, 13007-13020.
- Frey, M., De Capitani, C. y Liou, J.G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of metamorphic Geology*, 9: 497-509.
- Goddard, J. & Evans, J.P. 1995. Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 17, 533-547.
- Gil, C. y Pérez Rojas, S. 1982. *Memoria del MAGNA nº 764 (Albalá)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Gumiel, P. y Campos, R. 1993. Contribución al conocimiento geológico y geoquímico de los granitos de Albalá y Montánchez (Extremadura Central) y su relación con las mineralizaciones de estaño y wolframio. *Geogaceta*, 13, 57-61.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W., y Bird, D.K. 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, 278 (A), 1-229.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. 1972. *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000 000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Kerrick, J. y Jacobs, S. 1981. A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂, and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *American Journal of Science*, 281, p. 735-767.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogy*. 68, 277-279.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Liou, J.G., Maruyama, S y Cho, M. 1987. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. En M. Frey (ed.): *Low Temperature Metamorphism*, pp. 59-113. Blackie & Son Ltd, Glasgow.
- Martínez, A. y Ramírez, E. 1966. El yacimiento uranífero de Los Ratones, Albalá (Cáceres). *Boletín Geológico y Minero*. 41, 1-28.
- Parkhurst, D.L. 1995. User's guide to PHREEQC-A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 95-4227*, 143 p.
- Parry, W.T., Wilson, P.N., y Bruhn, R.L. 1988. Pore-fluid chemistry and chemical reactions on the Wasatch normal fault, Utah. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 52, 2053-2063.
- Parry, W.T. 1998. Fault-fluid compositions from fluid-inclusion observations and solubilities of fracture-sealing minerals. *Tectonophysics*, 290: 1-26.
- Pérez Soba, C., Lasheras, F., Zuazo, J.A., y Fernández Carrasco, J. 2001. El Plutón zonado de Albalá: características geoquímicas de los pulsos magmáticos. *Reunión GTE del Proyecto PICG 453, Badajoz. Libro Resúmenes*, pp. 27-28.
- Perkins, E.H., Brown, T.H., y Berman, R.G. 1987. PTX-SYSTEM: Three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computer & Geosciences*, 12, 749-755.
- Proyecto ZOA 1996. Memoria Cartografía Geológica y Estructural. Rocas Plutónicas, Albalá (G111). Enresa (94-G111-IF), Madrid, Vol. II, 249 pp.
- Reguilón, R. M. 1988. *Las mineralizaciones de uranio y fósforo de los granitos de Trujillo, Plasenzuela, Albalá, Montánchez y Alburquerque*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 276 pp.
- Reguilón, R., Arribas, A., Martín-Izard, A. y Mangas, J. 1996. Las mineralizaciones de U de la Carretona y Casa del Gallo en el granito de Albalá (Cáceres). *Geogaceta*, 20 (7), 1598-1600.
- Robie, R.A., Hemingway, B.S., and Fisher, J.R. 1978, Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 pascals) pressure at higher temperatures: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1452, 456 p.
- Savage, D., Cave, M.R., Milodowski, A.E., y George, I. 1987. Hydrothermal alteration of granite by meteoric fluid: an example from the Carnmenellis Granite, United Kingdom. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 391-405.
- Scholz, C. H. & Anders, M. H. 1994. The permeability of faults. In: The mechanical involvement of fluids in faulting. *U.S. Geological Survey Open-File Report*. 94-228, 247-253.
- Schulz, S.E. y Evans, J.P. 1998. Spatial variability in microscopic deformation and compositions of the Punchbowl fault, southern California: implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and fault morphology. *Tectonophysics*, 295, 223-244.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society*. London. 133, 191-213.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineral Society American Monograph. Washington, D.C., 365 pp.
- Wintsch, R.P., Chistoffersen, R., y Kronenberg, A.K. 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal Geophysical Research* 100: 13021-13032.

Recibido: Junio 2001
Aceptado: Agosto 2001