

# CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE PERFILES DE METEORIZACIÓN ANTIGUOS DESARROLLADOS EN GRANITOS TARDIHERCÍNICOS DE LA CORDILLERA COSTERO CATALANA

D. Gómez-Gras y C. Ferrer

*Unitat de Petrologia i Geoquímica, Dpt. de Geologia, Fac. de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra.  
e-mail: david.gomez@uab.es*

**Resumen:** Como consecuencia de la exhumación generalizada durante las últimas etapas de la orogénesis hercínica, los materiales que afloran en la Cordillera Costero Catalana fueron sometidos a una alteración climática que condujo al desarrollo de un manto de meteorización. El conjunto de procesos climáticos que actuaron durante el Pérmico intervinieron en la degradación general del relieve hercínico y en la configuración de una superficie de peneplanización. Los perfiles de meteorización se desarrollaron sobre diferentes litologías del Paleozoico y fueron cubiertos discordantemente por un nivel de brechas rojizas y/o por las facies de conglomerados, areniscas y lutitas del Buntsandstein. Concretamente, los desarrollados sobre granitoides tardihercínicos han sido estudiados entre los macizos del Montseny y del Garraf. Las evoluciones mineralógicas y texturales que sigue la roca indican que los perfiles de meteorización son de tipo laterítico, los cuáles se desarrollan bajo climas tropicales húmedos. La intensidad de la meteorización química aumenta de base a techo, como es evidenciado por el enriquecimiento en óxidos y oxihidróxidos de hierro y de aluminio, que son los responsables del progresivo enrojecimiento de las rocas (rubefacción). El nivel de brechas rojizas está constituido principalmente por matriz y fragmentos rubefactados que derivan de la erosión de los perfiles de meteorización y resedimentados como depósitos coluviales.

**Palabras clave:** Paleoalteraciones, saprolito, granitos tardihercínicos, petrología, Cordillera Costero Catalana.

**Abstract:** As a result of tectonic uplift during the last stages of the Hercynian orogeny, the outcropping rocks of Catalan Coastal Ranges were subjected to a climatic alteration that produced a weathering mantle. The set of climatic processes active throughout the Permian caused a general degradation of the Hercynian relief and the development of a peneplain surface. The weathering profiles were developed on different Paleozoic lithologies and related to an unconformity surface that were covered by a red breccias unit and/or the Buntsandstein. The studied profiles developed on late-Hercynian granitoids are exposed between the Montseny and Garraf Massifs of the Catalan Coastal Ranges. These granitoids underwent mineralogical and textural changes causing their degradation into a sediment constituted by kaolinite, iron oxides and quartz as products of alteration of the primary minerals. Kaolinite results from the alteration of feldspars and micas and the iron oxides from the transformation of biotite, chlorite and cordierite. Hematite is responsible for the progressive reddening of the rocks (rubefaction) starting from fractures and becoming homogeneous towards the top of the profiles. The mineralogical and textural evolution-patterns indicate that the weathering profiles of the bedrocks are of lateritic-type, which develop under humid tropical climates. The intensity of chemical weathering increased from base to top, as evidenced by an enrichment of iron, aluminium oxides and oxyhydroxides. The red breccias unit which shows poor lateral continuity are essentially constituted by reddened fragments and matrix derived by erosion of the weathering profiles and deposited as colluvium. The Buntsandstein facies (60-310 m thick) comprises alluvial conglomerates, sandstones, mudstones and rare evaporites.

**Key words:** Palaeoweathering, saprolite, Late-Hercynian granites, petrology, Catalan Coastal Ranges.

Gómez-Gras, D. y Ferrer, C. (1999): Caracterización petrológica de perfiles de meteorización antiguos desarrollados en granitos tardihercínicos de la Cordillera Costero Catalana. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 281-299

Uno de los factores más importantes que intervienen en la degradación del relieve es la meteorización a que son sometidos los materiales. La actuación de los procesos que representan esta meteorización da como resultado la diferenciación de un perfil a partir de la roca madre implicada en el mismo. La evolución de

estos procesos conlleva una desintegración de las rocas como tales que actuarán como centros suministradores de sedimentos en las áreas fuente.

Aunque la identificación y el estudio de perfiles de meteorización desarrollados en períodos geológicos antiguos no es una tarea sencilla, la información que se

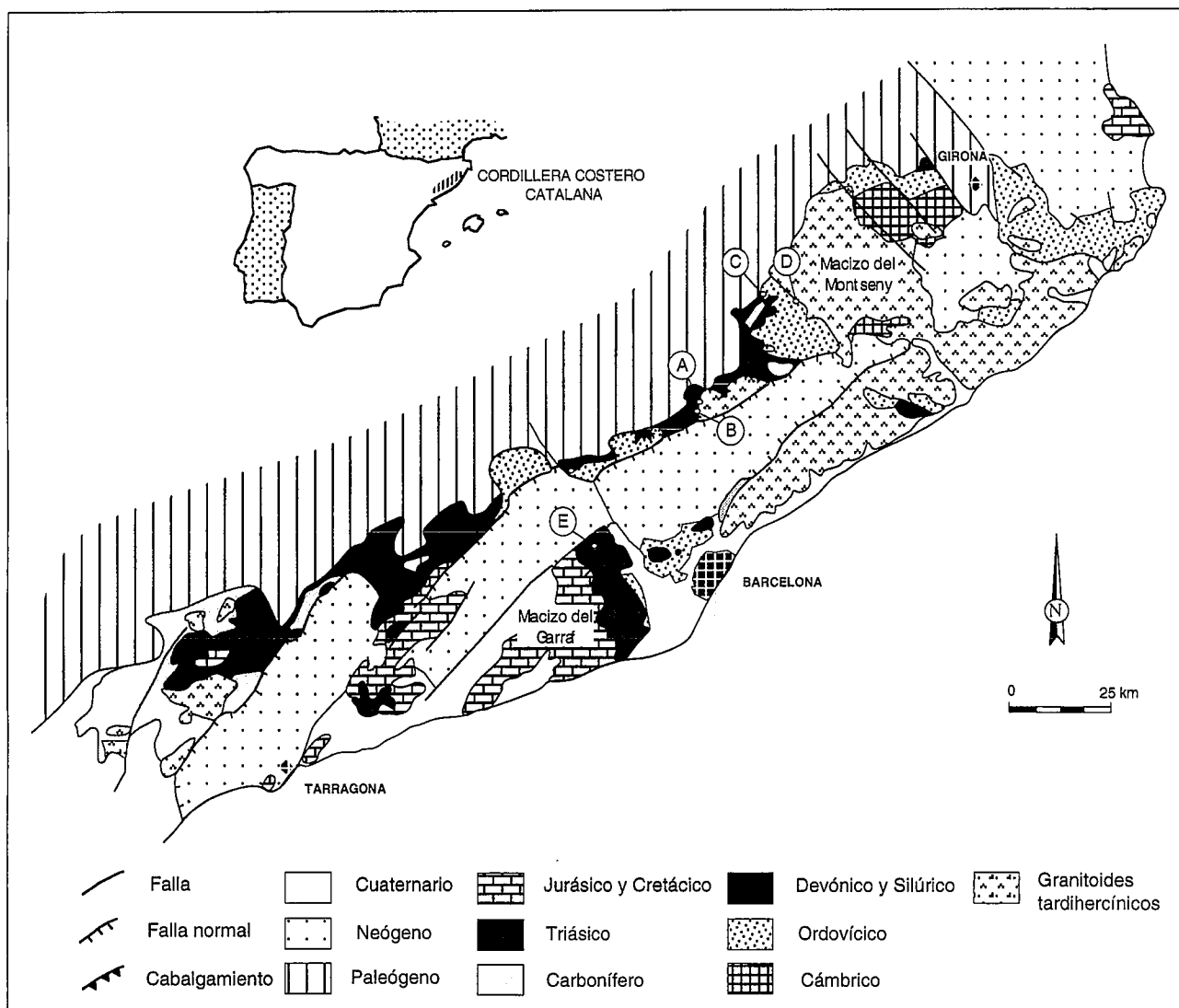


Figura 1.- Mapa geológico de la Cordillera Costero Catalana y localización de las secciones estudiadas. A: Riera de Caldes, B: Torrenova, C: Pla de la Calma, D: Can Agustí y E: Castell de Sant Jaume.

extrae sobre el registro en sí suele ser muy valiosa y útil a la hora de realizar reconstrucciones paleogeográficas y paleoclimáticas de determinadas áreas de la superficie terrestre. En el presente artículo nos centramos en el período comprendido entre finales del Paleozoico e inicio del Mesozoico, que en la zona de estudio, enmarcada en la Cordillera Costero Catalana, y en general, en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica, coincide con un cambio global del régimen tectónico pasando del carácter compresivo hercínico al inicio de la distensión mesozoica.

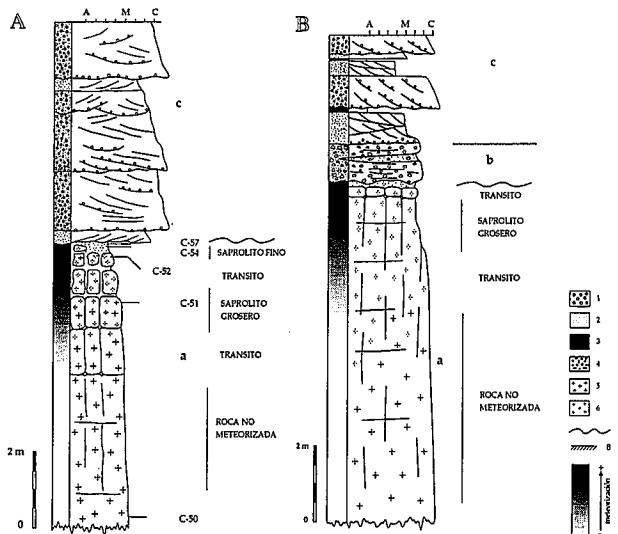
En la Cordillera Costero Catalana, como consecuencia de la exhumación de los materiales paleozoicos en las últimas etapas de la orogénesis hercínica, las rocas fueron sometidas a una erosión generalizada y a una alteración climática provocando en las rocas una serie de cambios tanto mineralógicos como texturales. La evolución de los procesos de meteorización en la roca del área fuente da como resultado la diferenciación del perfil en horizontes que presentarán características propias, pero relacionadas entre sí, debido a que provienen de la evolución de los anteriores.

El manto de meteorización, encima del cual se depositarían posteriormente los sedimentos detríticos permotriásicos, se reconoce fácilmente porque conlleva una coloración rojiza de los materiales, conocida clásicamente como rubefacción. En general, este manto se desarrolla en un substrato constituido por materiales metamórficos y sedimentarios hercínicos y por las rocas ígneas intruidas en los últimos estadios de la orogénesis hercínica.

El presente trabajo se centra en el estudio de los perfiles de meteorización desarrollados sobre las rocas ígneas con el objetivo de caracterizar la evolución mineralógica y petrográfica de la roca dentro del perfil de meteorización y precisar el origen y la generación de los óxidos de hierro que confieren el color de la rubefacción.

#### Contexto geológico.

Los perfiles de meteorización estudiados, desarrollados durante el límite Paleozoico-Mesozoico, afloran en la Cordillera Costero Catalana, entre los Macizos del



**Figura 2.-** A: Sección de la Riera de Caldes y B: Sección de Torrenova. a: perfil de meteorización, b: nivel de brechas y c: facies Buntsandstein. 1: conglomerado, 2: arenisca, 3: lutita, 4: brecha, 5: granito, 6: granito meteorizado, 7: superficie de discordancia, 8: costra carbonática. A la derecha del perfil de la Riera de Caldes se señala la situación de las muestras (C-50 a C-57).

Montseny y del Garraf (Fig. 1). La estructura de la cordillera está dominada por fallas de zócalo con orientación NE-SW a ENE-WSW y está constituida por un basamento hercínico y una cobertera Mesozoica y Cenozoica que sobreyace discordantemente. El zócalo consiste en metasedimentos paleozoicos (pizarras, esquistos, metagrauvascas y areniscas) estudiados desde el punto de vista estructural, estratigráfico y petrológico por Julivert y Duran (1990a y 1990b), García-López *et al.* (1990), Gil Iburguchi *et al.* (1990), Sebastián *et al.* (1990) y en granitoides tardihercínicos, principalmente granitos y granodioritas, sobre los que se centra este trabajo y que fueron estudiados ampliamente por Enrique (1990).

El conjunto de procesos climáticos que actuaron durante el Pérmico intervinieron en la degradación general del relieve hercínico y en la configuración de una superficie de penneplanización denominada pre-triásica (Llopis, 1947). Durante el Pérmico superior y el Triásico inferior tuvo lugar una reactivación de las antiguas fracturas hercínicas que jugaron dentro del nuevo contexto tectónico extensivo como fallas normales y que dieron lugar a la creación de cuencas distensivas (Capote, 1983; Ziegler, 1988). El relleno de la cuenca catalana se inicia con las facies Buntsandstein que yacen por encima del zócalo hercínico rubefactado y/o niveles de brechas de escasa continuidad. Estas facies han sido ampliamente estudiadas desde el punto de vista litoestratigráfico/ sedimentológico (Llopis, 1947; Virgili, 1958; Marzo, 1980; Gómez-Gras, 1993a; Marzo y Calvet, 1994) y petrológico (Gómez-Gras, 1993a).

Esta problemática ya fue abordada anteriormente por Virgili *et al.* (1974) en un estudio del Permotriás de la Cordillera Ibérica y de parte de la Cordillera Costero

Catalana. Estos autores argumentaron que, en la Cordillera Ibérica, el zócalo hercínico se manifiesta rubefactado sólo cuando la cobertera es la facies Buntsandstein, atribuyendo una edad pérmica al proceso de rubefacción. Posteriormente, Marzo (1980) describe la alteración rubefactante en diferentes litologías del zócalo hercínico de la Cordillera Costero Catalana, señalando, como ya habían indicado Virgili *et al.* (1974), que presentan las mismas características que los suelos ferruginosos tropicales. Más recientemente, Gómez-Gras (1993a) precisa que la alteración rubefactante es de tipo laterítico y asigna su desarrollo al período comprendido entre finales del Carbonífero e inicios del Triásico Inferior, debido a que también se encuentran estos perfiles por debajo de los sedimentos de edad Pérmico tanto en Menorca como en el Pirineo.

### Metodología

Se han estudiado cinco secciones (Fig. 1) en las cuáles se han recogido un total de 38 muestras, escogidas cada una de ellas con la finalidad de representar los diferentes estadios evolutivos de meteorización de la roca y de los sedimentos inmediatamente superiores. Las secciones se han realizado en perpendicular respecto la orientación de la superficie de discordancia y las muestras se han recolectado a diferentes distancias de la misma, siendo el muro de la sección la roca no meteorizada.

Se han confeccionado láminas delgadas de todas aquellas muestras que texturalmente permitían un estudio exhaustivo con el microscopio de polarización. Además, se ha seleccionado un perfil en el que, de base a techo, se ha llevado a cabo un conteo de 1000 puntos sobre lámina delgada según el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Puntualmente, se ha utilizado la microsonda electrónica o microscopio electrónico de barrido (MEB) provisto de EDAX, modelo Jeol 6400, para establecer la composición y textura de las zonas alteradas salvando las limitaciones de la microscopía óptica.

La difracción de rayos X se ha utilizado para la identificación de algunas fases mineralógicas y clarificar sus evoluciones a lo largo del perfil. Los datos se han obtenido con un difractómetro automático Philips XPert del Servei de Difracció de RX de la Universitat Autònoma de Barcelona, utilizando la radiación Ka ( $\lambda=1,54060 \text{ \AA}$ ) del Cu, a 40 kV y 55 mA. Para analizar la muestra en la fracción total, los difractogramas han sido realizados con pasos de  $0,03^\circ 2\theta$  y con una velocidad de  $0,03^\circ/\text{s}$  desde  $5^\circ$  a  $70^\circ$  de  $2\theta$ . Para los agregados orientados, con pasos de  $0,006 2\theta$  desde  $5^\circ$  a  $45^\circ$  de  $2\theta$  y con una velocidad de  $0,006^\circ 2\theta/\text{s}$ .

Además, se han analizado químicamente las muestras de dos secciones para determinar la evolución química de la roca a lo largo del perfil. Los análisis químicos han sido realizados con un equipo de Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-AES), modelo JY-70 plus secuencial-multicanal y un equipo de Espectrometría de Masas con

Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS), modelo VARIAN Ultramass.

### Descripción de los perfiles de meteorización

A lo largo del contacto Paleozoico-Mesozoico ha sido posible realizar un total de cinco series estratigráficas del conjunto de perfiles de meteorización desarrollados sobre substrato granítico de la zona de estudio (Fig. 1).

En general, las secciones están constituidas por dos unidades claramente diferenciadas: en la parte inferior un perfil de meteorización desarrollado sobre el substrato granítico y en la superior conglomerados y areniscas de las facies Buntsandstein. En dos de las secciones, estas dos unidades están separadas por un nivel de brechas rojizas (Fig. 2 B, 3 y 5).

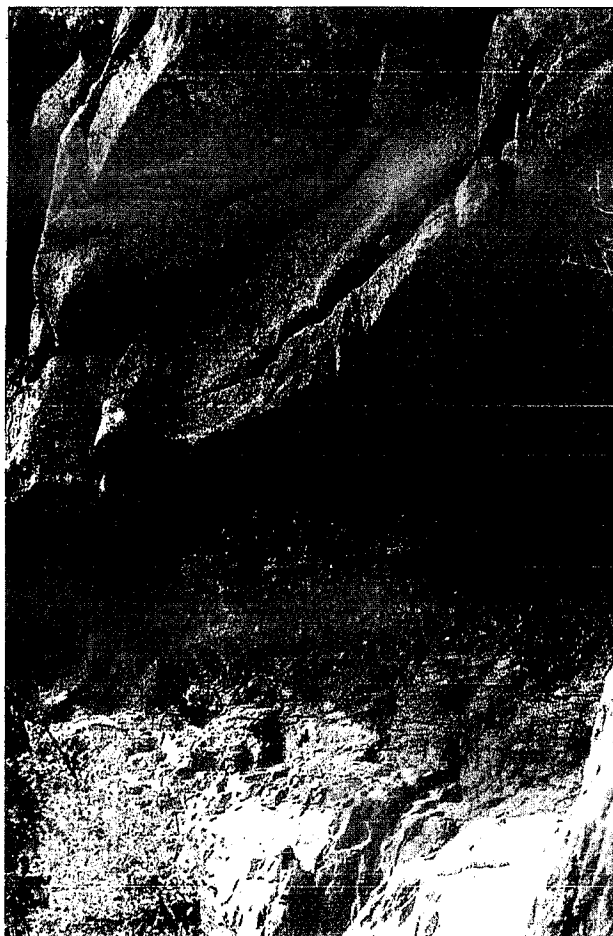
Todos los granitoides estudiados se ven afectados, en mayor o menor intensidad, por dos sistemas de diaclasas subverticales de orientación y casi ortogonales (N20-30E; N110-120E) que se intersectan con el conjunto horizontal. Estas últimas aumentan su espaciado a medida que nos alejamos de la paleosuperficie.

Es a través de estas superficies de discontinuidad por donde principalmente han penetrado los fluidos meteoricos responsables de la alteración de la masa granítica. A medida que el grado de meteorización se incrementa, estas unidades, en las que la roca se mantiene inalterada en el centro y los vértices de las mismas se van redondeando, disminuyen de tamaño y quedan rodeadas por una arena, producto de la alteración y disgregación del granito, que adquiere coloraciones rojizas. El frente de meteorización es irregular, siendo más penetrativo en las fracturas. En general, avanza desde la paleosuperficie en sentido descendente y su límite inferior varía según el espaciado de las diaclasas, el grado de meteorización conseguido y el grado de preservación del perfil.

Texturalmente y de manera general, los perfiles se caracterizan por un enrojecimiento de la masa rocosa y una transformación y/o disolución, que puede ser total o parcial, de los componentes mineralógicos. Los relictos de la roca madre van disminuyendo en tamaño y cantidad hacia la parte superior del perfil, a la vez que los minerales arcillosos secundarios y los óxidos de hierro aumentan en proporción. Aunque en las partes bajas del perfil se mantienen las estructuras litológicas originales, esta meteorización conlleva una pérdida de consistencia de la roca y un aumento de la porosidad.

Macroscópicamente, la evolución de la roca al aumentar el grado de meteorización es el reflejo a escala microscópica de una serie de cambios a que son sometidos sus minerales primarios, condicionada en cada caso por la textura y composición original de cada substrato. Los substratos graníticos de las diferentes secciones se pueden considerar composicionalmente muy similares, aunque existan algunas diferencias en la textura.

*Perfiles de la Riera de Caldes y Torrenova.* La sección de la Riera de Caldes está situada en el mismo le-



**Figura 3.-** Sección de Torrenova. En la parte inferior de la fotografía aparece el perfil de meteorización desarrollado en granito. En la parte intermedia y en contacto erosivo se sitúa la unidad de brechas rojas de 1,5 m de potencia. Por último, en la parte superior se observan los primeros estratos de areniscas y conglomerados de las facies Buntsandstein.

cho de la riera (41° 40' N; 2° 09' 11" W), a 2 km al SW de la población de Sant Feliu de Codines. La serie está constituida por un substrato granítico rubefactado y unos niveles conglomeráticos triásicos en facies Buntsandstein muy bien estratificados (Fig. 2 A).

La sección de Torrenova se ha realizado al NW de Caldes de Montbui en un torrente de la margen izquierda de la riera de Caldes, donde se ha realizado la anterior sección. Esta sección está formada por tres unidades, la inferior constituida por un substrato rubefactado granítico; la intermedia, representada por un nivel de brechas, encima de la cual se disponen los primeros sedimentos triásicos en facies Buntsandstein que constituyen la unidad superior (Fig. 2B y 3).

El substrato de estos perfiles está formado por un granito de grano medio que, en general, presenta una textura hipidiomórfica alotriomórfica. En la base (a 7,5 m del contacto superior) presenta como minerales esenciales cuarzo, ortosa, plagioclasa, biotita y pseudomorfos de cordierita; como accesorios apatito y circón, y como minerales secundarios clorita, moscovita, illita, pinnita y caolinita.

Los primeros efectos de la meteorización conllevan la aparición de una disyunción bolar a favor de la intersección de los diferentes sistemas de diaclasas. Las zonas externas de las bolas, adyacentes a las diaclasas, presentan un mayor grado de alteración que las zonas internas, donde los minerales que componen la roca presentan, en general, estadios de alteración menos avanzados. El conjunto de características que presenta este tramo, integradas en un perfil de meteorización laterítica (según Nahon, 1986), lo definen como saprolito grosero. A partir de este punto y hacia las zonas superiores, las bolas disminuyen en número y en dimensiones y los componentes mineralógicos presentan estadios de alteración más evolucionados, donde la roca toma una coloración rojiza (rubefacción) y se aprecia una pérdida de la consistencia. El frente de rubefacción sigue la misma trayectoria que el frente de meteorización: se inicia en las proximidades de las diaclasas desplazándose progresivamente hacia el centro de las bolas. A partir de los 30 cm superiores hasta el techo, la rubefacción del saprolito es homogénea, excepto en aquellas zonas donde quedan pequeñas bolas con un grado de alteración menor.

*Perfil del Pla de la Calma.* La sección del Pla de la Calma (Macizo del Montseny) se ha realizado en la parte alta del torrente más septentrional de la cabecera de la Riera de la Castanya (2° 20' N; 41° 47' W). Se accede al afloramiento por la pista de Collformic a Tagamanent, atravesando parte de la zona denominada Pla de la Calma. La serie está constituida por un filón granítico rubefactado, que en la parte superior se halla cubierto por areniscas y lutitas triásicas en facies Buntsandstein (Fig. 4).

El substrato de este perfil está constituido por un microgranito porfídico con la mineralogía original siguiente: cuarzo, plagioclasa, ortosa y biotita verde; como accesorios apatito y circón y como minerales secundarios clorita, sericita, óxidos de hierro y vermiculita. Las cloritas se presentan como pseudomorfos de biotita, y algunas de ellas están parcialmente alteradas a minerales de la arcilla (vermiculita). Los minerales accesorios se encuentran como inclusiones en los pseudomorfos cloríticos. La textura general de la roca es porfídica, con megacrístales de cuarzo ameboide, plagioclasa y clorita. La matriz microgranuda está constituida básicamente por ortosa y cuarzo. Estos dos minerales también se presentan con textura granofídica en torno a los megacrístales, que en el caso de la plagioclasa y cuarzo forman ocasionalmente texturas glomeroporfídicas.

Hacia el techo del perfil la roca va adquiriendo una tonalidad rojiza en la que va destacando poco a poco un moteado blanquecino producto de la transformación de plagioclasa a un mineral arcilloso (caolinita). La ausencia de plagioclasa y clorita caracteriza esta zona, a 10 m de la discordancia, como saprolito grosero. Progresivamente, la roca va tomando un aspecto mucho más enrojecido y arcilloso. Las motas blanquecinas van reduciendo su tamaño, pasando a coloraciones rojizas y reconociéndose tan sólo los cristales de cuarzo ameboides (saprolito fino).

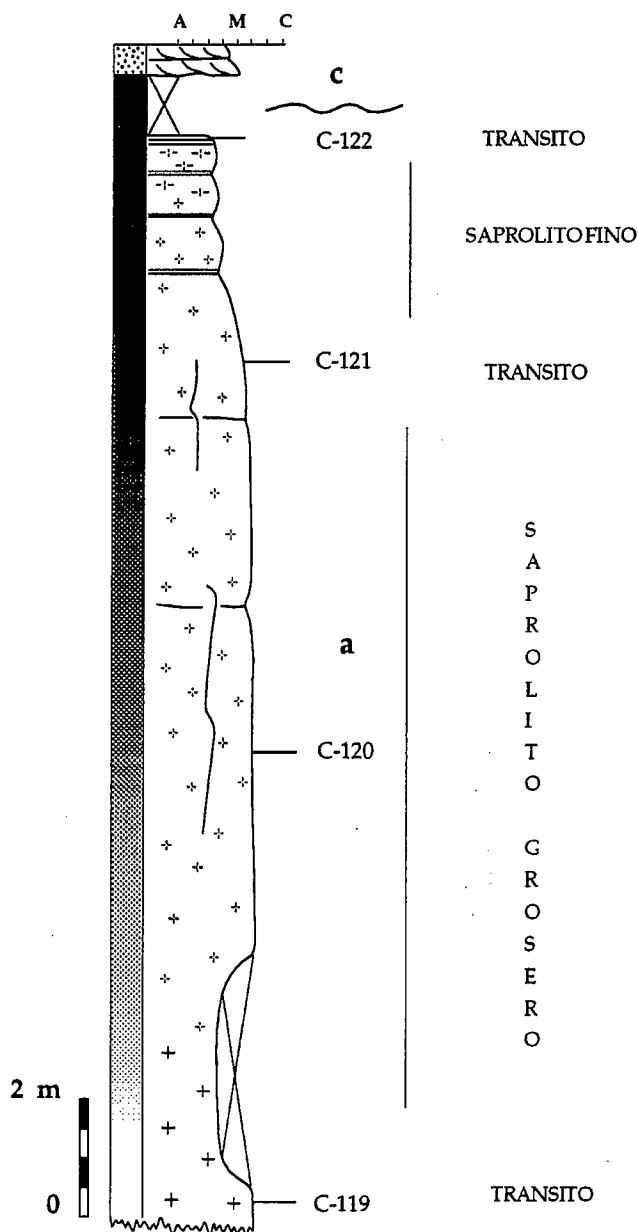


Figura 4. - Sección del Pla de la Calma. a: perfil de meteorización y c: facies Buntsandstein. (C-119 a C-122: muestras obtenidas)

*Perfil de Can Agustí (Macizo del Montseny).* La serie ha sido realizada en un torrente cerca de la masía de Can Agustí. El acceso se realiza a través de una pista que sale de Collformic hacia Tagamanent, atravesando el Pla de la Calma. La serie está constituida por un substrato rubefactado sobre el que se dispone discordantemente un nivel de brechas y los primeros sedimentos triásicos, en facies Buntsandstein. El perfil se desarrolla sobre tres substratos diferentes: dos inferiores de naturaleza granítica y aplítica y el superior de naturaleza metamórfica. El conjunto de substratos se ve afectado por un sistema de fallas escalonadas, con un salto inferior a un metro (Fig. 5).

a.1) La base del perfil la constituye un microgranito porfídico que composicionalmente está formado por cuarzo, plagioclasa, ortosa y biotita como minerales

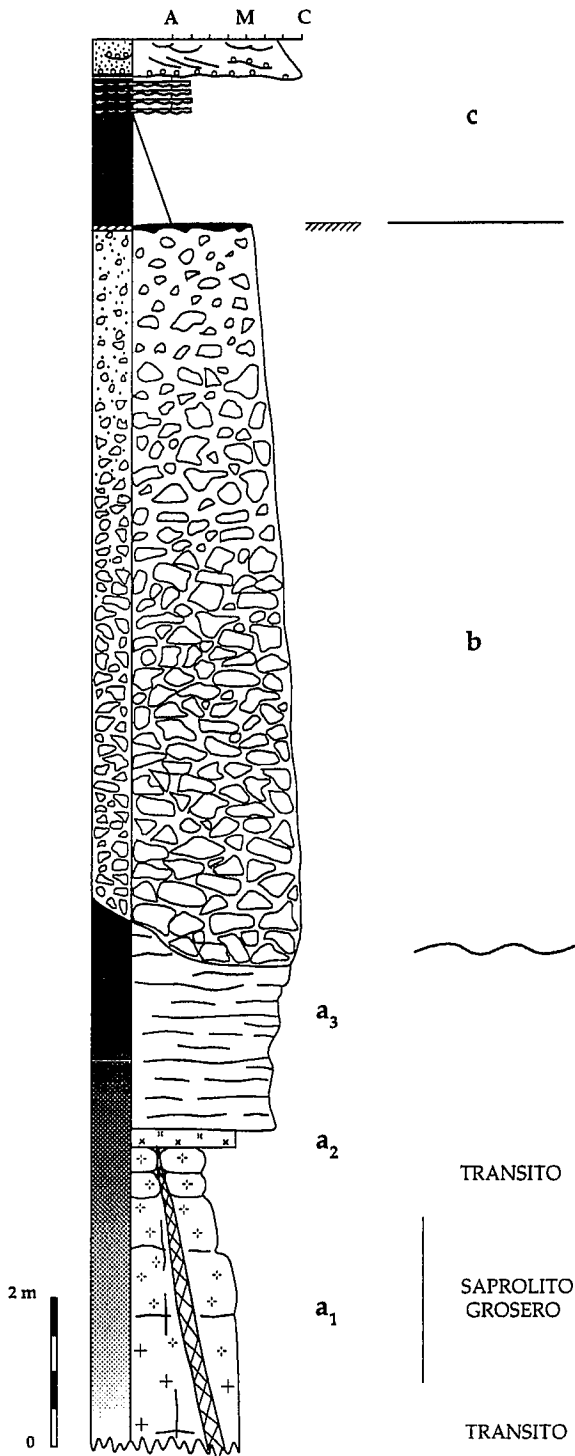


Figura 5.- Sección de Can Agustí. a1, a2 y a3: perfil de meteorización (ver explicación en el texto), b: nivel de brechas y c: facies Buntsandstein.

esenciales; apatito, esfena, circón como accesorios y moscovita, restos de clorita, illita, óxidos de hierro y caolinita como minerales secundarios. La textura general de la muestra es porfídica seriada. Las ortosas presentan intercrecimiento de tipo pertítico y de tipo gráfico con el cuarzo. Las plagioclasas son alotriomórficas, formando texturas glomeroporfídicas y presentan una sericitización parcial. Los minerales secundarios se hallan dispersos en las plagioclasas y en las antiguas bio-

titas pseudomorfizadas por clorita.

a.2) El tramo intermedio del perfil corresponde a una aplita equigranular y alotriomórfica constituida por cuarzo, feldespato potásico y en menor proporción moscovita y biotita. Se encuentra siempre intruida en el límite entre el granito y los esquistos cornubianíticos con un contacto neto respecto a ambas litologías. Tiene una potencia irregular de 30 cm y, análogamente a lo que se observa en el microgranito subyacente, presenta un mayor grado de rubefacción hacia la parte superior y en las zonas adyacentes a las fallas.

a.3) El substrato metamórfico superior constituido por esquistos cornubianíticos cambro-ordovícicos, presenta un alto grado de meteorización y rubefacción que dificulta el establecimiento de la composición mineralógica original. De visu se advierte una foliación y un moteado relicto, este último con una rubefacción más intensa, vetas de cuarzo plegadas y recubiertas por una pátina ferruginosa, y moscovitas concentradas preferentemente en los planos de foliación.

*Perfil del Castell de Sant Jaume.* La sección del Castell de Sant Jaume está situada a 2 km al S de Martorell (41° 28' 46" N; 1° 55' 23" W). La serie está representada por un substrato granítico rubefactado y conglomerados en facies Buntsandstein que se superponen al anterior de forma discordante y erosiva (Fig. 6).

El substrato está constituido por un microgranito porfídico con cuarzo, plagioclasa, biotita verde y ortosa; como accesorios apatito y circón y como minerales secundarios óxidos de hierro, sericita, clorita y vermiculita. La matriz es sobretodo cuarzofeldespática, aunque la plagioclasa es más importante como megacristales hipidiomórficos.

De manera similar a los anteriores perfiles descritos, se produce hacia el techo una progresiva degradación de la roca. A un metro del contacto superior se observa la morfología en bolas conferida por la meteorización de las unidades tridimensionales, definidas por la intersección de las diaclasas verticales (N10(-N95°) y horizontales. Las dimensiones de las bolas disminuyen en dirección al contacto, donde la roca ya aparece muy disgregada, con aspecto pulverulento y con ligeras concentraciones de óxidos de hierro que le confieren una tonalidad roja.

Una de las peculiaridades que presenta este perfil es la existencia en las facies Buntsandstein de cantos graníticos decimétricos (15 a 50 cm) muy redondeados procedentes del substrato inmediato inferior. Estos cantos permiten seguir el estudio del perfil pues proceden de la zona evolucionada que fue erosionada por los estratos conglomeráticos que yacen encima de la discordancia.

### Evolución petrográfica de los minerales y de sus productos de alteración

En los diferentes perfiles examinados, las rocas consideradas como no meteorizadas presentan heterogé-

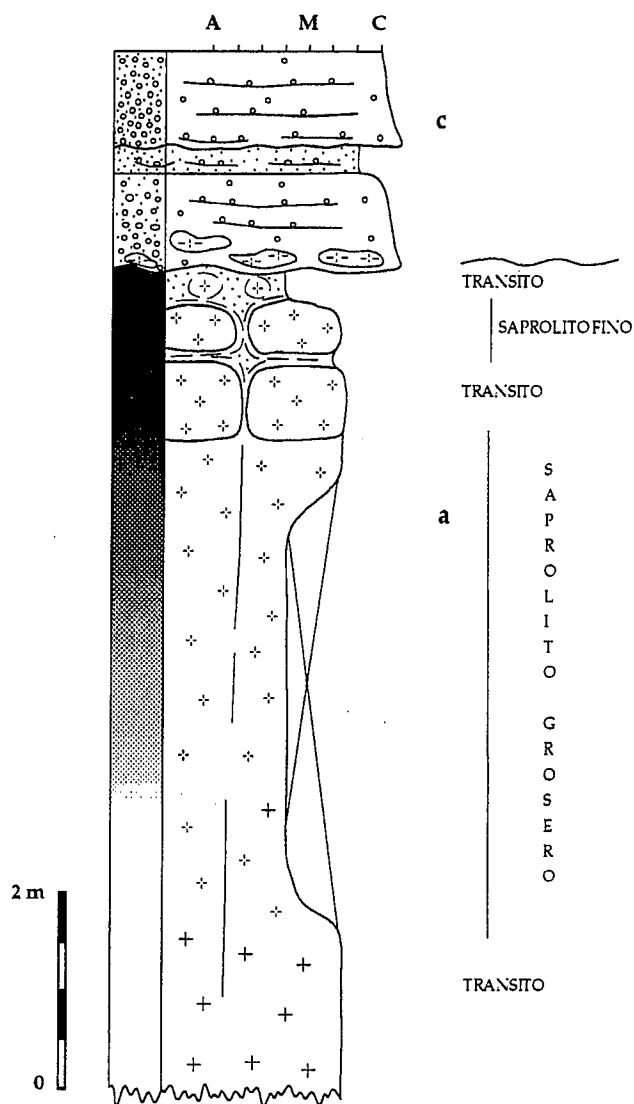


Figura 6.- Sección del Castell de Sant Jaume. a: perfil de meteorización y c: facies Buntsandstein.

neamente ligeras modificaciones mineralógicas. Estas modificaciones son la cloritización parcial o total de las biotitas, la sericitización parcial de las plagioclasas y la alteración de la cordierita a pinnita y a moscovita (Fig. 7 A y B). Estas alteraciones o bien son debidas a una actividad deutérica o bien a la misma meteorización, ya que estos procesos pueden darse tanto a bajas como a moderadas temperaturas. Lo más probable es que sean el producto de un proceso hidrotermal relacionado con las últimas etapas de la diferenciación magmática (Shelley, 1983), y por tanto, completamente desligado a la posterior laterización puesto que no siempre aparecen relacionados con estos perfiles.

Los principales componentes de los materiales graníticos que se ven afectados por la meteorización son, por orden de alteración, plagioclasa, cordierita, clorita, biotita, feldespato potásico, moscovita y cuarzo.

**Plagioclasa.** Algunos individuos presentan una sericitización parcial, originada a partir del  $K^+$  liberado

en el proceso de cloritización de las biotitas (Shelley, 1983), relacionada probablemente con una actividad deutérica (Fig. 7 A). Estos iones reaccionan con el componente anortítico de la plagioclasa, liberando parte de  $Ca^{+2}$  y generando micas de grano fino. En algún caso, se observa un proceso asociado de calcitización de las plagioclasas.

En general, se han reconocido dos tipos de plagioclasas: unas con una zonación composicional muy evidente, y otras sin zonaciones y, por tanto, de composición aparentemente más homogénea. Las primeras transformaciones a minerales de la arcilla se dan en el centro del cristal y se extienden hacia la periferia de forma irregular a través de las discontinuidades del mismo, es decir, a favor de planos de exfoliación, maclas y microfracturas. Al avanzar la meteorización quedan aisladas pequeñas zonas relictas del mineral primario, hasta ser totalmente reemplazadas (Fig. 7 D).

En la Tabla I se presentan los resultados de una serie de microanálisis llevados a cabo en plagioclasas del perfil de la Riera de Caldes. Los análisis han sido realizados desde el centro hacia la periferia y quedan agrupados del 1-5, del 6-7 y del 8-9 para tres individuos diferentes. Los primeros cinco análisis corresponden a una plagioclasa con zonación composicional oscilante y los cristales siguientes presentan una zonación normal. En general, tienen una proporción de anortita más elevada en el centro cristalino, mientras que en la periferia se enriquecen en albita y ligeramente en la componente potásica.

En el centro, de composición calcicosódica, es donde se puede observar una incipiente sericitización considerada como de origen deutérico (Fig. 7 A). Los resultados de los análisis de las micas de grano fino reflejan una composición íltica y, específicamente, algunas de ellas tienen una componente sódica (brammallita).

La alteración centrífuga que presentan estos individuos está favorecida por la zonación composicional original, siguiendo la secuencia de alteración de los minerales, establecida por Goldich (1938).

En general, y tal y como se deduce de los análisis y observaciones realizadas en el conjunto de plagioclasas, son las de composición más albitica las que presentan una sericitización previa menos acusada o nula. No obstante, también se ha observado en menor proporción, individuos que presentaban una trayectoria del frente de meteorización centrípeta, llamada alteración periférica (Nahon, 1991).

El mineral secundario, de composición arcillosa, que reemplaza totalmente la plagioclasa, es la caolinita (cristales de tamaño 1-10  $\mu m$ ). La mineralogía específica del producto de meteorización ha sido corroborada por microanálisis realizados en diferentes puntos, así como por su identificación en difracción de Rayos X (Fig. 8 y 9). La generación de caolinita viene producida por una reorganización in situ de los elementos liberados en la disolución mediante transferencias intracristalinas de escala nanométrica (Nahon, 1991). La desestabilización de las plagioclasas y la transformación to-

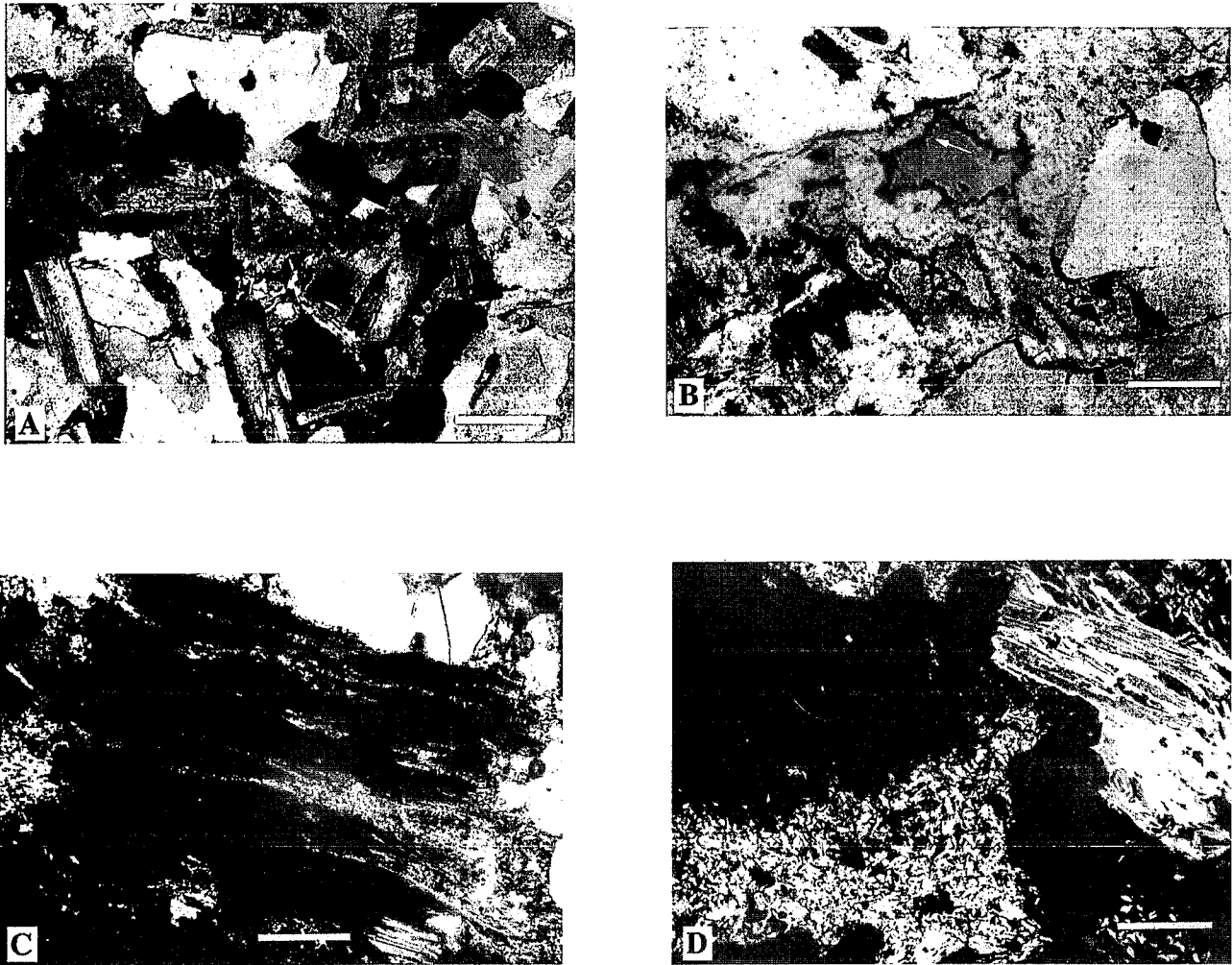


Figura 7.- A) Aspecto general en lámina delgada de un granito con cordierita. Las plagioclasas presentan zonación y una incipiente sericitización. XPL. Escala 0,5 mm. B) Pseudomorfo de cordierita, constituido por pinnita en los bordes y septos de hematitas (mineral opaco) que delimitan una zona con pinnita más oscura en el centro (flecha), producto de su incipiente transformación a goethita. PPL. Escala 0,2 mm. C) Biotita reemplazada por oxihidróxidos de hierro en la que también se puede observar la transformación de algunas de sus láminas a minerales de la arcilla (birrefringencia más alta). XPL. Escala 0,2 mm. D) En la parte inferior, pseudomorfo de plagioclasa reemplazada por caolinita. En la parte superior, moscovita en la que se observa la apertura de las exfoliaciones y su transformación a caolinita. XPL. Escala 0,2 mm.

tal a caolinita genera un plasma de meteorización arcilloso (alteroplasma) a modo de pseudomorfo (Fig. 7 D).

**Cordierita.** En las muestras consideradas como más frescas no se observa ningún relicto de cordierita inalterada sino que ya partimos de los productos de la alteración hidrotermal. Por tanto, la meteorización no afecta directamente al mineral, sino a los productos de esta primera alteración.

La mayoría de las cordieritas alteradas están constituidas en su centro por el mineral isótropo, que es reemplazado por un entramado de pequeños cristales aciculares micáceos (pinnita, considerada como plasma arcilloso). Generalmente, estos finos cristales crecen perpendicularmente a la superficie interna del mineral y progresivamente lo van invadiendo. El desplazamiento del frente de pinnitización se realiza desde la periferia hacia el centro y de forma preferente a través de microfisuras. A medida que avanza el frente hacia el interior, se produce una diferenciación composicional

	Cristal 1					Cristal 2		Cristal 3	
	centro	periferia				centro	periferia	centro	periferia
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	57,01	56,70	55,05	57,17	67,88	58,60	63,50	59,69	65,63
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,56	27,66	27,88	27,59	20,92	25,76	22,12	25,43	22,21
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04
CaO	9,28	9,80	10,40	9,36	1,63	7,85	3,42	6,32	2,73
MnO	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	0,14	0,10	0,10	0,07	0,04	0,03	0,18	0,08	0,08
Na <sub>2</sub> O	6,38	6,00	5,48	5,37	9,81	6,62	8,74	8,30	8,90
K <sub>2</sub> O	0,29	0,17	0,27	0,22	0,18	0,19	0,34	0,36	1,82
total	100,67	100,48	99,22	99,82	100,50	99,08	98,32	100,18	101,41
Albita	54,51	52,09	48,09	50,25	90,60	59,72	80,54	69,00	76,68
Anortita	43,86	46,97	50,39	48,39	8,34	39,15	17,42	29,01	12,99
Ortosa	1,64	0,94	1,53	1,36	1,06	1,13	2,04	1,99	10,33

Tabla I.- Microanálisis de tres plagioclasas representativas del granito de la Riera de Caldes. Los resultados están expresados en % en peso de cada óxido.

de la pinnita y se observa una zona externa incolora y una interna más amarillenta.

El inicio de la meteorización afecta de manera distinta a estas dos zonas y cada una de ellas seguirá una



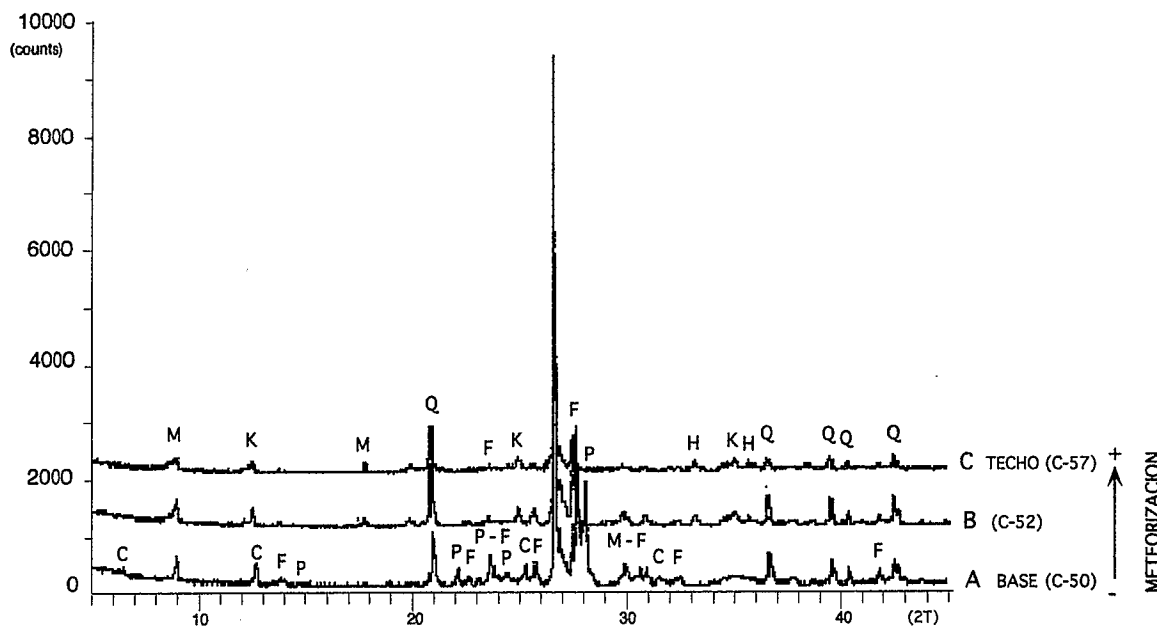


Figura 8.- Difractogramas de polvo total del perfil de la Riera de Caldes. A) base a 7,5 m (muestra C-50); B) a 30 cm (muestra C-52) y C) a 5 cm (muestra C-57) respecto al contacto superior. Q: cuarzo, M: micas, C: clorita, P: plagioclasa, F: ortosa, K: caolinita, H: hematites.

trayectoria diferente. En la pinnita de la zona interna, se desarrolla una segregación centrípeta de óxidos de hierro a partir del límite entre las dos naturalezas pinníticas (Fig. 7 B). Los óxidos de hierro son el producto residual de la degradación de la pinnita y se distribuyen formando septos. La formación de estos septos, llamados cristaliplasmas, se produce por la transferencia de elementos a escala nanométrica desde el mineral que se altera hacia el septo, a través de la porosidad de microfracturas o de disolución (Nahon, 1991). Los septos crecen perpendiculares a la superficie de contacto y su tamaño y cristalinidad aumentan hacia el centro. A veces, la pinnita interna se transforma directamente en goethita. La génesis de cristaliplasmas desarrolla una importante porosidad de disolución que será utilizada como zona de circulación de soluciones o como estructura receptora de posteriores acumulaciones absolutas de minerales secundarios (neoformación) o partículas iluviales. La pinnita externa, al aumentar la meteorización, puede tomar coloraciones amarillentas, anaranjadas y rojizas, producida por la incipiente transformación en goethita (Fig. 7 B).

En el estadio más avanzado, se observan los septos ferruginosos rodeando la porosidad alveolar del centro y en la periferia puede quedar, o no, pinnita externa y/o moscovitas según la evolución inicial del pseudomorfo.

**Biotita.** El primer vestigio de alteración es la deformación sinuosa de las láminas de exfoliación acompañada de la apertura de las mismas. Este proceso se inicia en los bordes y se extiende irregularmente hacia el interior. Las láminas de exfoliación de estas zonas muestran variaciones en las propiedades ópticas, como es el relieve. Algunas láminas manifiestan una incipiente ferruginización y/o una modificación de los colores altos de polarización de segundo y tercer orden por colores de primer orden.

En general, disminuye el relieve y la exfoliación se va haciendo más débil. Estos cambios son debidos a la modificación de la estructura original de la mica por la neoformación de minerales de la arcilla (Nahon, 1991) y los nuevos minerales, a veces, pueden configurar una nueva exfoliación más fina con orientación diferente. La progresión de estos cambios en todas las láminas se observa como una alternancia irregular de láminas de óxidos de hierro y láminas constituidas por minerales de la arcilla (Fig. 7 C).

En los estadios más evolucionados hay un aumento progresivo de los óxidos de hierro y una disminución de los minerales de la arcilla del tipo vermiculita y esmectitas en favor de la caolinita. El último proceso observado es la coexistencia de hematites con caolinita.

Según Nahon (1991), el origen de la transformación de la biotita en minerales secundarios es debido a la pérdida gradual del  $K^+$  interlamilar, iniciándose este proceso en los bordes del cristal y extendiéndose hacia el interior. Estos cambios en la zona interlamilar continúan con modificaciones en la capa octaédrica, donde el hierro se oxida y precipita in situ como óxidos y/o oxihidróxidos cristalinos o amorfos. Si el proceso de ferruginización en los primeros estadios de alteración es importante, los óxidos o oxihidróxidos forman una película protectora (black mica) que disminuye los efectos de la meteorización química sobre las láminas de biotita. En estos casos, la transformación a minerales de la arcilla se hace más lenta y se preservan parte de las características ópticas, como el pleocroismo débil y los colores de polarización aunque oscurecidos por los óxidos de hierro. A escala de afloramiento, en las partes más alteradas de los perfiles de meteorización, este efecto se observa como pseudomorfos de hematites.

En ciertos perfiles (Pla de la Calma y Castell de Sant Jaume, Fig. 4 y 6) existe la variedad verde de la biotita,

la alteración de la cual consiste en una transformación progresiva a caolinita. En este tipo de degradación no hay una precipitación importante de óxidos de hierro y en algunos individuos, la alteración se inicia principalmente en el centro, donde se forma porosidad y donde se acumulan los pocos óxidos de hierro que se generan.

**Clorita.** Del estudio de los diferentes substratos graníticos, se deducen dos evoluciones diferentes. El primer tipo de alteración es análogo a la evolución de la biotita marrón, y se produce lámina a lámina mediante la modificación de su color y relieve al transformarse en minerales de la arcilla (esmectitas y vermiculita) a la vez que van segregando óxidos de hierro. Estos cambios conllevan una destrucción de la estructura original, en favor de la de los nuevos minerales, tal como determinaron Ross y Kodama (1974) en un estudio experimental de alteración de cloritas y biotitas. El resultado final de la alteración es una precipitación de óxidos de hierro, en forma de pseudomorfo ferruginoso. El segundo tipo presenta el proceso de alteración descrito para la variedad verde de la biotita, es decir, una degradación de la estructura original en favor de la caolinita.

**Feldespato potásico.** Se presenta como cristales de ortosa formando texturas pertíticas y granofídicas. Los primeros vestigios de su alteración aparecen en los planos de debilidad estructural, como son los de exfoliación, maclas o fracturas. En muestras correspondientes a estadios muy evolucionados de la alteración se ha observado una transformación del mineral a caolinita llegando a constituir un pseudomorfo.

**Moscovita.** En las distintas muestras hay moscovitas de origen primario y otras de origen secundario, probablemente deutérico. Debido a que es una mica dioctaédrica, ésta es más resistente a la meteorización que las trioctaédricas (caso de la biotita). A pesar de esta diferencia, en estadios muy evolucionados de la meteorización, la moscovita puede presentar características parecidas a las de las biotitas degradadas.

La alteración de la moscovita se produce por simple degradación química, con una pérdida del K<sup>+</sup> interlaminar, conservando la estructura original de la mica. Los colores de polarización pasan a ser de primer orden y en sus bordes se puede observar el paso a caolinita (Fig. 7 D). El incremento de la alteración conlleva la extensión de la de-

gradación a todo el cristal produciéndose un cambio en la estructura original en favor de la caolinita.

**Cuarzo.** Presenta microfisuras que subdividen el cuarzo en pequeños fragmentos. Estas microfisuras son heredadas de la evolución que ha seguido la roca con el paso del tiempo y originadas por su enfriamiento o bien por esfuerzos tectónicos. Las microfisuras y las imperfecciones cristalográficas hacen que el mineral sea más accesible a las soluciones meteorizantes.

Frente a la alteración química, el cuarzo responde con una disolución congruente. La sílice es liberada a la solución y se genera porosidad donde se ha producido esta disolución. El cuarzo relicto presenta una zona de transición muy fina, hacia la zona disuelta, que microscópicamente se observa como una franja con una birrefringencia más baja debido a un adelgazamiento del cuarzo a lo largo del frente de disolución (Nahon, 1991). La disolución congruente del mineral conlleva un redondeamiento general de los granos, la formación de bahías de corrosión y un ensanchamiento de las fracturas internas en las cuales, a veces, precipita con posterioridad caolinita, cuarzo y hematites.

En los perfiles estudiados, los fragmentos policristalinos pueden quedar subdivididos en monocristalinos y aparecer separados por un cemento ferruginoso (hematites) observándose en forma de una película ferruginosa (*coating*). En los estadios más avanzados de meteorización, los fragmentos de cuarzo son mayoritariamente monocristalinos y de menor tamaño. En algún individuo se puede observar claramente su borde corroído y el frente de disolución que delimita la zona inalterada.

### Evolución petrográfica de la roca en los perfiles de meteorización.

Las reacciones químicas que tienen lugar en la roca vendrán controladas, en términos generales, por el clima existente en el área, que a la vez controla la actividad bioquímica y la cantidad y quimismo de los fluidos meteóricos que percolan a través de la roca. Si el clima es el factor externo más influyente en la alteración de los materiales, la composición y textura de la roca son los factores de carácter interno más determinantes. Tal y como se ha comentado con anterioridad, la composi-

	D	Q	FdK	Pg	Ms	Bi+Cl	Hm	ALTEROPLASMA			PEDOPLASMA				
								K	I	K-I	K	I	K-I	Pt	
C-50	7,5m	28,3	29,3	22,7	0,9	9,4	-	2,5	6,9	-	-	-	-	-	
C-51	1,5m	29,5	26,7	1,7	3,9	0,9	2,7	14,8	15	2,7	-	-	-	2,3	Sap. grueso
C-52	0,3m	30,7	30,4	-	2	-	8,9	3,6	1,1	1,8	2,7	1,8	5,4	11,8	
C-54	0,15m	29,8	18	-	2,6	-	12,8	1	0,6	-	4,7	4,7	16	10	Sap. fino
C-57	0,05m	30	17,7	-	0,9	-	16,2	1,5	-	-	5,3	0,9	19	9,2	

**Tabla II.**- Valores del análisis modal de las muestras del perfil de la Riera de Caldes expresados en %. D: distancia de las muestras respecto a la paleosuperficie, Q: cuarzo, FdK: feldespato potásico, Pg: plagioclasa, Ms: moscovita, Bi+Cl: biotita y clorita, Hm: óxidos de hierro, K: caolinita, I: illita, K-I: agregado de caolinita e illita, Pt: porosidad.

ción de los diversos substratos es muy similar, pero la distribución de sus minerales es diferente, factor que condicionará de forma importante su evolución. Por este motivo, se pasa a describir a continuación la evolución petrográfica en los diferentes perfiles.

*Perfiles de la Riera de Caldes y Torrenova.* En la Tabla II se muestran los resultados del análisis modal de la sección de la Riera de Caldes. El conteo, debido a la homogeneidad granulométrica que presentaban las muestras, se ha utilizado con la finalidad de cuantificar la degradación de minerales primarios y la generación de los productos secundarios para diferentes grados de meteorización, es decir, a diferentes distancias de profundidad del perfil.

Microscópicamente, las ortosas muestran microtexturas de intercrecimiento de tipo perítico y las plagioclasas texturas glomerulares y mirmequíticas en contacto con la ortosa. En las plagioclasas se observan macas polisintéticas, zonaciones composicionales de tipo normal y continua, aunque un número menor de individuos presentan una zonación oscilante.

En la base del perfil se evidencian los primeros efectos de la meteorización sobre las plagioclasas que presentan localmente un reemplazamiento incipiente de caolinita en los planos de exfoliación y/o en los núcleos más cálcicos. El inicio del reemplazamiento es predominantemente centrífugo.

El difractograma de los materiales correspondientes a esta zona (Fig. 8 A) muestra la presencia de clorita, feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y micas, reflexión esta última donde quedan englobadas la biotita, la moscovita y las illitas. La ligera proporción de caolinita que reemplaza parcialmente las plagioclasas queda enmascarada por las reflexiones de la clorita.

Donde realmente toman importancia los efectos de la meteorización es a 1,5 m de la paleosuperficie. En este punto del perfil, las plagioclasas han desaparecido como tales y, como testimonio de su anterior existencia, se observa el pseudomorfismo por un agregado arcilloso (alteroplasma) de naturaleza caolinítica o de caolinita+illita (Fig. 7 D). Este agregado arcilloso puede ser parcialmente reemplazado por oxihidróxidos de hierro.

Coincidiendo con la transformación total de las plagioclasas, hay una coexistencia de diferentes estadios de alteración de los pseudomorfos cordieríticos. En algunos de ellos se detecta el inicio de la segregación de óxidos en el plasma arcilloso interno, mientras que otros están en las últimas etapas donde ya se han constituido el septo de óxidos y la porosidad alveolar (Fig. 7 B).

En las cloritas y biotitas, a pesar de tener una trayectoria de alteración parecida, esta no se produce de forma simultánea. Cuando las primeras presentan láminas transformadas a minerales de la arcilla y una ferruginización general, las biotitas tan sólo muestran los primeros cambios, como son la apertura de las exfoliaciones y una muy incipiente precipitación de óxidos.

Nótese en la Tabla II que las plagioclasas, las biotitas y cloritas disminuyen su porcentaje bruscamente a 1,5 m del contacto superior, a la vez que hay un aumen-

to de los minerales de la arcilla y óxidos de hierro que constituyen los pseudomorfos. Todo este conjunto de cambios mineralógicos en la roca no conlleva ningún cambio en la textura original de la roca, ni a escala microscópica ni macroscópica.

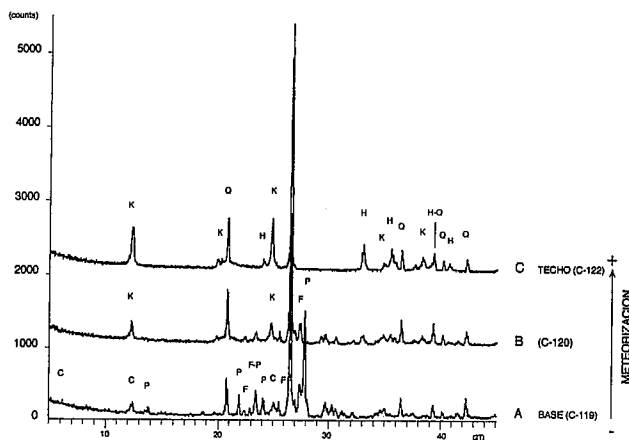
La coloración rojiza es debida a la ferruginización total de las biotitas, cloritas y pinnitas, así como también a la posible iluviación de hierro de horizontes superiores. Los óxidos de hierro han sido identificados por difracción de rayos X como hematites (Fig. 8 B), aunque no se descarta la posibilidad de que su presencia sea también en forma de óxidos amorfos.

Uno de los suministradores de óxidos de hierro son los pseudomorfos cordieríticos que, en esta zona, están constituidos por cristaliplasmas de óxidos de hierro en el centro y por un plasma arcilloso periférico que presenta al microscopio una tinción anaranjada-rojiza (Fig. 7 B). La fase más resistente de estos pseudomorfos son los agregados de moscovitas que se mantienen inalterados. La biotita y la clorita, en cambio, muestran el estadio más avanzado de alteración evidenciado por una total ferruginización que dificulta su identificación (Fig. 7 C). Algunos feldespatos potásicos presentan un reemplazamiento incipiente por caolinita en sus zonas más débiles, dándose también una degradación inicial de las moscovitas, las cuales pierden sus colores altos de polarización al pasar, en sus bordes, a caolinita (Fig. 7 D).

Debido al aumento de minerales de la arcilla se inicia una deformación de los pseudomorfos de plasma arcilloso de mayores dimensiones y la roca se ve afectada por una meteorización física que provoca la pérdida de la textura original, lo que conlleva una pérdida de consistencia importante. El porcentaje de alteroplasma que constituye los pseudomorfos (caolinita e illita) disminuye en favor del pedoplasma y de la porosidad (Tabla II).

Con la deformación del plasma se da una progresiva homogeneización del mismo (caolinita-illita) y una incipiente removilización del hierro hacia éste. En la Tabla II, K-I representa el plasma constituido por un agregado de cristales de caolinita e illita, observándose en el microscopio óptico y hacia el techo del perfil un evidente aumento de la caolinita respecto a la illita en estos agregados. El proceso de deformación se ve favorecido por la capacidad de los minerales del grupo de la arcilla de hidratarse y deshidratarse, produciéndose pequeñas redistribuciones in situ. El plasma puede penetrar a través de las fisuras que subdividen los minerales más resistentes a la meteorización, como la ortosa y el cuarzo. Estos fragmentos, en algunos casos, muestran ligeras rotaciones como símbolo del desplazamiento provocado por la entrada y reorganización del plasma arcilloso que, en esta zona, presenta una estructura de tipo aseptic (Brewer, 1964), es decir, sin ninguna orientación definida.

Cabe destacar la entrada de material iluvial constituido por pequeños granos de cuarzo, fragmentos de moscovitas y plasma arcillo-ferruginoso. La textura original del granito es destruida y pasa a ser una textura alteroiluvial como resultado de la degradación in situ de los minerales



**Figura 9.-** Difractogramas de polvo total del perfil del Pla de la Calma. A) base a 18 m (muestra C-119); B) a 10 m (muestra C-120) y C) en el techo (muestra C-122) respecto al contacto superior. Q: cuarzo, F: ortosa, P: plagioclasa, C: clorita, K: caolinita y H: hematites.

y de la iluviación de material de zonas superiores.

En los 5-10 cm superiores hay una homogeneización del grado de meteorización, que se observa como un sedimento rojizo con un predominio de los minerales secundarios frente los primarios y un importante aumento de la porosidad, en detrimento de la dureza de la masa rocosa. En esta zona el porcentaje de feldespato potásico disminuye a su mitad (Tabla II) y hay un progresivo aumento de los óxidos de hierro. Este es debido a la continua ferruginización de la clorita y biotita, de la pinnita y del plasma arcilloso, y también debido a procesos de iluviación. Los granos relictos, en algunos casos, quedan rodeados totalmente por plasma arcillo-ferruginoso (pedoplasma) mostrando una asociación de tipo skelsepic y vosepic (Brewer, 1964). El difractograma correspondiente a la asociación mineralógica presente en esta zona se presenta en la figura 8 C.

La zona más evolucionada que se conserva de estos dos perfiles (Riera de Caldes y Torrenova) corresponde a la zona del saprolito fino, donde hay una transición de la textura alteroiluvial en favor de una fábrica pedológica, caracterizada por la aparición de un pedoplasma con orientaciones preferentes (textura vosepic y skelsepic).

**Perfil del Pla de la Calma.** La muestra perteneciente a la base accesible del perfil ya presenta efectos de la meteorización tales como la alteración de las cloritas a minerales de la arcilla. Se ha detectado mica-illita en el difractograma de agregados orientados que correspondería a las sericitas observadas ópticamente; no obstante, en el de polvo total (Fig. 9 A) las reflexiones de este mineral no se observan.

De manera similar a como ocurría en los perfiles anteriores, la transformación de las cloritas a minerales de la arcilla y óxidos de hierro coincide con el pseudomorfismo de las plagioclasas por un plasma caolínítico, de dimensiones cristalinas inferiores a 2,5µm. Esta zona (saprolito grosero), situada a 10 m de la discordancia, está caracterizada por la ausencia de plagioclasa y de clorita, y por la presencia de caolinita y hemati-

tes (Fig. 9 B). La aparición de estos dos minerales secundarios queda justificada por el reemplazamiento de la plagioclasa por caolinita y de la clorita por hematites y caolinita, lo que se reconoce en muestra de mano como un moteado blanquecino entre una matriz de coloración rojiza.

La evolución de la meteorización se traduce en una transformación total de los feldespatos potásicos que constituyen la matriz de la roca a caolinita. La fracción de feldespato, que se presentaba en textura granofídica, es sustituida después de su disolución por óxidos de hierro que confieren a la corona de cuarzo restante una pátina rojiza. El alteroplasma caolínítico de estructura asepic se va ferruginizando de manera periférica y progresiva y pueden observarse además concentraciones de óxidos de hierro que constituyen pequeños nódulos ferruginosos (Fig. 10).

Con la disolución incongruente del feldespato potásico se considera que se ha producido el cambio de saprolito grosero a fino, el cual se caracteriza mineralógicamente por cuarzo relictos, caolinita y hematites (Fig. 9 C y 10).

Ópticamente hay un predominio de los minerales secundarios frente a los primarios y, a pesar de que la textura original ya no se reconoce debido a los cambios mineralógicos, aún se pueden llegar a intuir los pseudomorfos caolíníticos de la plagioclasa y los hematíticos de la clorita (textura de alteración). La textura original, especialmente la granofídica que en la mayoría de casos rodeaba los pseudomorfos caolíníticos, retarda la aparición de la fábrica pedológica. No obstante, en zonas muy localizadas, el plasma arcillo-ferruginoso inicia la deformación adoptando una estructura masepic (pedoplasma). Esta nueva estructura indicaría un cambio incipiente de la textura de alteración por una textura pedoturbada dando paso a la zona de tránsito del saprolito fino a la zona moteada (Fig. 4 y 10).

#### *Perfil de Can Agustí (Macizo del Montseny).*

a.1) En la base del granito, las cloritas presentan unos estadios de alteración más avanzados que las biotitas, las primeras son reemplazadas por esmectitas y óxidos de hierro, mientras que las biotitas lo son por vermiculita y óxidos de hierro. En algunas biotitas, en los primeros estadios, tiene lugar un proceso de alteración en el que se produce un recubrimiento en forma de pátina de óxidos de hierro (black mica), que retardan el proceso de transformación a minerales del grupo de la arcilla (Nahon, 1991). El estadio de meteorización en que la ferruginización de las cloritas y de las biotitas es total coincide con la caolinitización de las plagioclasas. La completa alteración de estos tres minerales, clorita, biotita y plagioclasa, se presenta en la zona de contacto con el substrato superior (aplita, a.2), donde el microgranito alterado presenta morfología bolar e inicia su disgregación de roca a sedimento (Fig. 5).

En las zonas adyacentes a las fallas anteriormente mencionadas, el saprolito de origen granítico presenta un grado de alteración mayor, que consiste en una ferruginización del plasma caolínítico en forma de mi-

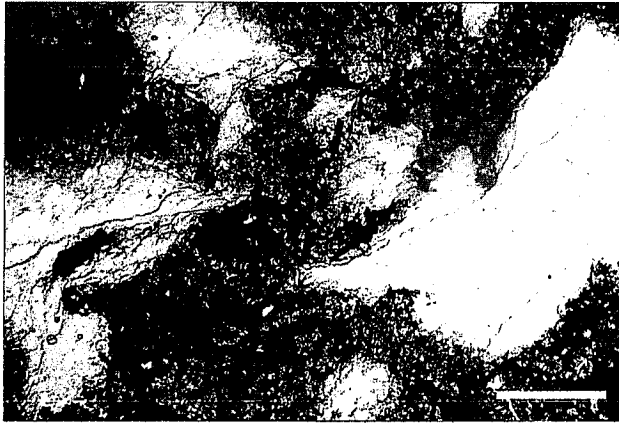


Figura 10.- Plasma caolínítico (color gris claro) rodeado por un plasma ferruginoso con pequeños fragmentos de cuarzo, afectado por una incipiente nodulización (zonas más oscuras). XPL. Escala 0,5 mm.

cronódulos. Los feldespatos potásicos se mantienen inalterados y los cristales de cuarzo presentan una red de microfisuras a partir de las cuales se ha producido disolución. Recubriendo las paredes de estas fisuras hay óxidos de hierro y cerrando la porosidad así generada ha precipitado un cemento de cuarzo sintaxial y caolinita.

a.2) En las zonas de la aplita con mayor grado de alteración, se produce la disolución de los feldespatos potásicos que son reemplazados por caolinita. Este mineral arcilloso, a su vez, actúa como precursor de las concentraciones de óxidos por ferrolísis (Brihkman, 1970), que configuran una importante acumulación absoluta de óxidos de hierro, lixiviados de la parte suprayacente.

La coloración rojiza que adopta la roca en este caso es debida especialmente a la acumulación de óxidos que han percolado desde zonas superiores y no por acumulación relativa producida en los ferromagnesianos, puesto que éstos tienen una escasa representación. Los cristales de cuarzo quedan aislados por un plasma arcillo-ferruginoso. En esta zona es importante la génesis de porosidad alveolar, que en algunos casos se encuentra rellena por caolinitas neoformadas. Estas son fácilmente diferenciables de las originadas por transformación de las plagioclasas ya que son más cristalinas y tienen dimensiones mayores (30-40µm). Las muestras representativas de este tramo están constituidas por cuarzo relicto, caolinita y óxidos de hierro, distribuidos en una textura alteroiluvial (saproilito fino).

a.3) Los esquistos cornubianíticos, a escala microscópica, presentan un bandeado composicional de zonas cuarcíticas con textura granoblástica y boudinadas entre zonas más filosilicáticas, constituidas por sericitas y agregados de moscovitas. Existe una importante acumulación de óxidos de hierro como pseudomorfos de clorita y/o biotita, esencialmente en las bandas filosilicáticas, y como cemento en los contactos entre bandas y en la importante porosidad que llega a desarrollar la meteorización de la roca.

En los poros hay también neoformación de caolinita (de 40µm) que está parcialmente afectada por un reem-

plazamiento de óxidos de hierro (ferrolísis). Las sericitas que constituyen las bandas filosilicáticas presentan una incipiente degradación a caolinita en cristales de tamaño 5µm.

En la parte superior del perfil, el tamaño de grano es menor y hay una mayor proporción de bandas filosilicáticas respecto a las cuarcíticas. En esta zona algunas de las moscovitas están en proceso de degradación a caolinita y parte de los óxidos de hierro se observan como pseudomorfos de pequeñas biotitas distribuidas en una textura original decusada.

*Perfil del Castell de Sant Jaume.* Las muestras de la base del perfil presentan una parcial sericitización de las plagioclasas y las biotitas y cloritas una transformación parcial a minerales de la arcilla que causa la pérdida de los colores de polarización. Esta transformación tiene lugar tanto desde los bordes (periférica) como desde el centro (centrífuga).

A un metro de distancia respecto el contacto superior, la roca presenta microfisuras que subdividen los megacristales. La fisuración origina una porosidad importante y las paredes que las delimitan están recubiertas por material arcillo-ferruginoso de infiltración (arcilloferranes). El pseudomorfismo caolínítico de las plagioclasas es total a 0,5 m de la paleosuperficie, donde ya se ha producido la pérdida de la textura porfídica original y de la consistencia de la roca (tránsito del saprolito grosero al fino). El cuarzo y el feldespato potásico se mantienen inalterados, mientras que las cloritas y biotitas han sido totalmente transformadas a caolinita. El alteroplasma caolínítico no presenta ningún tipo de orientación preferente (estructura asepic) pero se pueden distinguir dos tamaños cristalinos, el de los cristales con origen en la degradación de las cloritas, de moda 70µm, y los cristales que provienen del reemplazamiento de las plagioclasas (< 2,5µm). Algunas de las primeras aparecen parcialmente ferruginizadas. Los arcilloferranes que tapizaban la porosidad de fractura en tramos inferiores pueden tener su origen en la eluviación de estas caolinitas ferruginizadas, ya que presentan las mismas propiedades ópticas. El proceso de ferruginización se intensifica progresivamente hasta constituir nódulos de óxidos de hierro (de unas 600µm de diámetro) en la zona próxima al contacto.

CALMA	C-119	C-120	C-122	CALDES	C-50	C-52	C-57
SiO <sub>2</sub>	72,21	72,35	68,85	SiO <sub>2</sub>	72,68	66,63	67,4
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,43	0,47	TiO <sub>2</sub>	0,32	0,50	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,21	17,30	21,85	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	17,16	21,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	4,31	8,57	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	4,46	3,39
MnO	0,05	0,04	0,06	MnO	0,04	0,01	0,01
MgO	0,53	0,11	0,05	MgO	0,53	1,21	0,71
CaO	0,24	1,01	0,03	CaO	1,23	0,44	0,56
Na <sub>2</sub> O	3,82	0,14	0,03	Na <sub>2</sub> O	3,07	0,77	0,41
K <sub>2</sub> O	4,27	4,31	0,04	K <sub>2</sub> O	5,55	8,83	6,01

Tabla III.- Resultados de los análisis químicos del perfil del Pla de la Calma y de la Riera de Caldes. Los resultados de los óxidos están expresados en % en peso.

CIA	CALDES			CALMA		
	C-50	C-52	C-57	C-119	C-120	C-122
47-53 Roca fresca						
54-65 R.meteorizada	63					
56-71 Sap. grosero		67		70		
69-99 Sapolito fino			78		77	
97-98 Z. moteada						99,6

Tabla IV. -Valores de Indice de Alteración Química (CIA) a lo largo del perfil de la Riera de Caldes y del de Pla de la Calma.

Cuando los feldespatos potásicos han sido completamente transformados, el substrato está constituido por un único mineral primario relicto, el cuarzo, que está completamente rodeado por el pedoplasma caolínico, asimilándose este tramo al sapolito fino. Los granos de cuarzo relictos presentan abundantes bahías de corrosión y los bordes con una birrefringencia más baja. Los pocos cristales de cuarzo que se conservan como tales están atravesados por numerosas fracturas rellenas por el plasma arcilloso. Como resultado de los continuos procesos de disolución y lixiviación que tienen lugar, se genera una importante porosidad alveolar. El aumento de caolinita, la disminución de los minerales primarios y, por otro lado, el incremento de la porosidad favorecen la disgregación del material.

Por encima de la discordancia, las facies Buntsandsstein presentan cantos graníticos procedentes del sapolito inferior. En estos cantos se observa la porosidad rellena por caolinita neoformada (60µm) que gradualmente es reemplazada centrípetamente por óxidos de hierro hasta constituir un nódulo bien delimitado y de las dimensiones de la antigua cavidad. Hay, por tanto, dos tipos de nódulos ferruginosos que tienen el mismo mineral precursor: la caolinita, que es producto de la degradación de la clorita, y la caolinita neoformada que dará lugar a unos nódulos más grandes (800µm) y de morfología circular. La existencia de estos procesos; aunque de manera incipiente, hace pensar en que este tramo corresponde a la zona moteada o bien a la zona de tránsito del sapolito fino con ésta.

**Evolución química de la roca en los perfiles de meteorización.**

Se han realizado análisis por Espectrometría de Emisión Atómica y Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-AES y ICP-MS) de las muestras recogidas en los perfiles de la Riera de Caldes y del Pla de la Calma, por ser éstas representativas del conjunto de las rocas graníticas estudiadas. Los resultados obtenidos de las diferentes muestras de los perfiles se exponen en la Tabla III.

A pesar de que los dos perfiles son de composiciones ligeramente diferentes y presentan diferentes grados de meteorización, se pueden deducir, no obstante, similares tendencias evolutivas de los óxidos a lo largo de los mismos. La trayectoria más clara la manifiesta el perfil del Pla de la Calma, dado que también es el más evolucionado. De la lectura de los valores representados en la Tabla III, se derivan dos tendencias claras: una primera en la que los óxidos K<sub>2</sub>O, el Na<sub>2</sub>O, el MgO y el CaO disminuyen de base a techo del perfil (muestras C-119 a C-122) y una segunda correspondiente a un aumento del contenido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

El hecho de que en el perfil de la Riera de Caldes el K<sup>2</sup>O no disminuya es debido a que en la zona superior del perfil no se ha producido la disolución de feldespatos potásicos (Tabla II), a diferencia del perfil del Pla de la Calma, donde, en la zona superior, los feldespatos han sido totalmente disueltos.

En los gráficos (Fig. 11) queda proyectada la evolución de los óxidos en ambos perfiles normalizados respecto a las muestras menos alteradas. La primera tendencia está relacionada con la destrucción de los minerales originales, como plagioclasa, biotita y clorita, y la segunda con la generación de minerales secundarios como hematites y caolinita.

A partir de los datos obtenidos, se ha calculado el Indice de Alteración Química (CIA) (Tabla IV), que mide la relación molar entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O y que, en cierta medida, es un indicador del grado de meteorización (Nesbitt y Young,

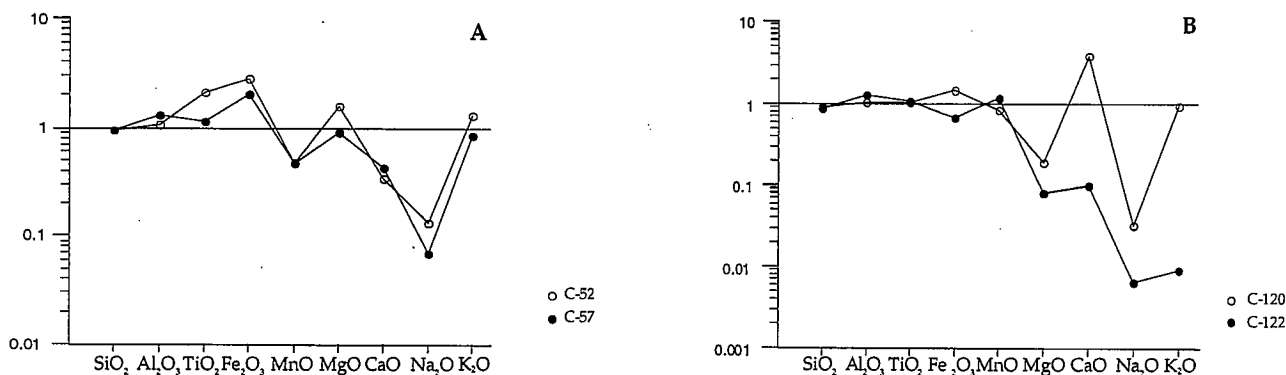


Figura 11.- Diagrama multielemental de los óxidos de elementos mayores normalizado con respecto a la roca no alterada. En abscisas se representan los diferentes óxidos y en ordenadas la concentración normalizada en escala logarítmica. A) Datos del perfil de meteorización de la Riera de Caldes, normalizados a la muestra C-50. B) Datos del perfil del Pla de la Calma, normalizados a la muestra C-119.

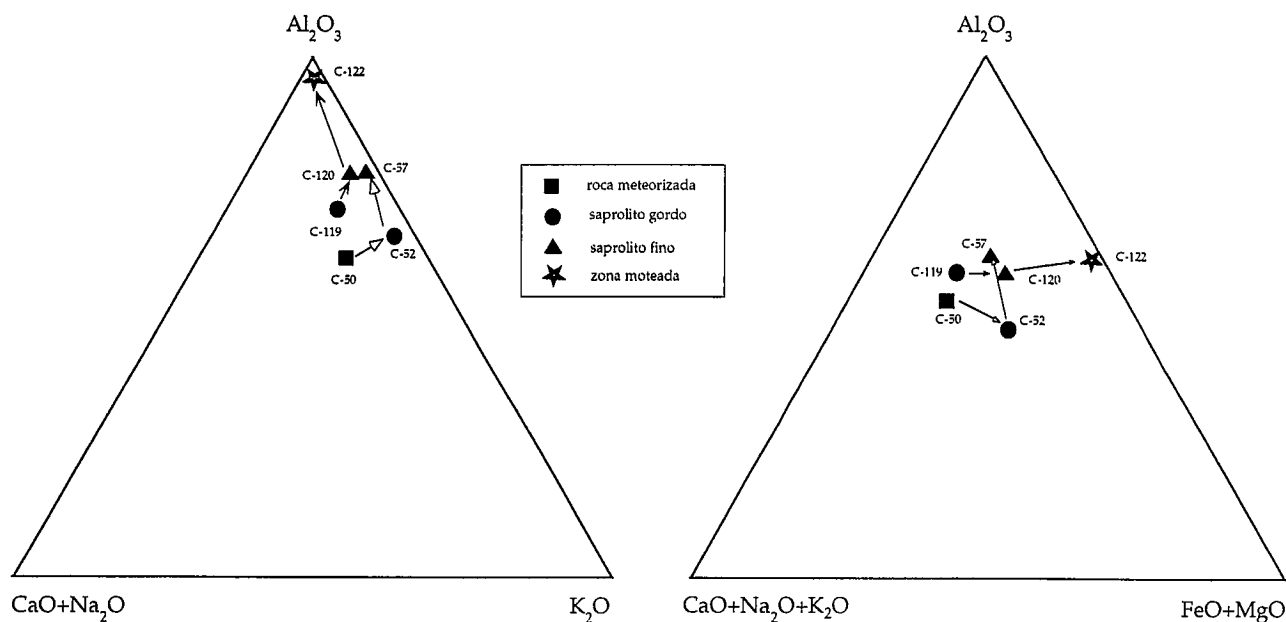


Figura 12.- Trayectoria química de los dos perfiles graníticos en diagramas ternarios  $Al_2O_3/CaO+Na_2O/K_2O$  y  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O/FeO+MgO$ .

1982). El valor de CIA aumenta al concentrarse preferentemente el aluminio como residuo del proceso de meteorización. Las rocas graníticas inalteradas presentan valores de CIA del orden de 45-55; las rocas meteorizadas y sedimentos ricos en caolinita, en cambio, tienen valores cercanos a 100 (Morey y Setterholm, 1997).

La base del perfil del Pla de la Calma, debido a las limitaciones del afloramiento, ya presenta valores de CIA atribuibles a un saprolito grosero y la intermedia a un saprolito fino. Los valores de la zona más evolucionada pertenecen claramente al tránsito del saprolito fino con la zona moteada, apoyando las observaciones de campo realizadas.

Se han proyectado los datos en dos tipos de diagramas ternarios para seguir las evoluciones composicionales de las muestras (Fig. 12). En el primero se representa el  $Al_2O_3/CaO+Na_2O/K_2O$  y en el segundo  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O/FeO+MgO$ . Durante los dos primeros estadios de meteorización de la roca granítica, las tendencias composicionales representadas en los diagramas ternarios se mueven en dirección de los vértices  $Al_2O_3$  y  $K_2O$  como consecuencia de la disolución de las plagioclasas y de la pérdida de  $CaO$  y  $Na_2O$  del sistema (Fig. 11). Las zonas más evolucionadas, como es el saprolito fino y la zona de tránsito con el horizonte moteado, se caracterizan por la disolución del feldespato potásico y por una progresiva movilización del  $K_2O$  hacia la solución. En este estadio las trayectorias se desplazan hacia el vértice  $Al_2O_3$  que resta como residuo de la alteración.

En el diagrama  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O/FeO+MgO$  la trayectoria de los perfiles no es muy coherente y no muestra de una manera clara la pérdida de magnesio y hierro. De manera general, se puede observar un desplazamiento hacia el  $Al_2O_3$  y un ligero alejamiento del vértice  $FeO+MgO$  (FM), debido a la disolución de los

ferromagnesianos presentes, sobre todo biotita y clorita, y en menor cantidad la cordierita. En el perfil del Pla de la Calma se observa fácilmente cómo las muestras se alejan del vértice alcalino a la vez que se acercan al FM y  $Al_2O_3$ . Esta trayectoria indica una pérdida de los álcalis y del magnesio, pero no del hierro, que se mantiene en las muestras. En cambio, en el perfil de la Riera de Caldes no se observa un itinerario definido porque se registran términos menos evolucionados en el perfil de meteorización.

Este comportamiento irregular de las muestras de la Riera de Caldes respecto al vértice FM es debido al lixiviado del hierro de los horizontes superiores que quedará fijado como óxidos en los inferiores, hecho que puede explicar las distorsiones composicionales que se notan entre las diferentes muestras. Así mismo queda apoyado por las texturas de iluviación (skeletons) que se observan en la lámina delgada de la muestra C-52 (Fig. 2 A), correspondiente a una distancia de 30 cm respecto a la paleosuperficie.

### Nivel de brechas rojizas

Tan sólo se presenta en las secciones de Torrenova y Can Agustí (Fig. 2 y 5, tramo b; Fig. 3). En el primer caso se trata de un depósito bastante organizado, con la base erosiva, en la cual casi la totalidad de los cantos están imbricados hacia el NW y donde se intuyen laminaciones horizontales. El nivel, de 1,5 m de potencia, está dividido en dos partes por un estrato arenoso de coloración clara y granodecreciente.

En general, el nivel está compuesto por un 50% de matriz grosera-microconglomerática y un 50% de esqueleto. En los últimos 30 cm, la matriz es de granulometría fina-media. El esqueleto está constituido por un

75% de cuarzo, un 20% de liditas, un 4% de fragmentos plutónicos y 1% de metamórficos. Los cantos son angulosos y sus dimensiones oscilan en 0,5-10 cm y la moda 4-5 cm. La matriz areniscosa la forman, en su mayor parte, los productos residuales del perfil de meteorización desarrollado en el granito inferior, sobre todo granos de cuarzo monocristalinos, ortosas con incipiente caolinitización, láminas de moscovita, fragmentos de pseudomorfo pinníticos, circones y plasma arcillo-ferruginoso (caolinita y hematites). La matriz se presenta cementada por óxidos de hierro. El esqueleto más grosero está representado mayoritariamente por clastos que no corresponden al material infrayacente, como son los fragmentos de vetas de cuarzo, liditas y fragmentos metamórficos rubefactados.

El nivel de brechas de Can Agustí es un depósito que posee una potencia máxima de 11,5 m, pero que lateralmente se acuña rápidamente, ya que rellena un paleovalle de dirección SW configurado por un sistema de fallas escalonadas. La base del depósito es muy masiva y caótica, pero localmente se puede observar una ligera estratificación e imbricación de los cantos. Está constituido mayoritariamente por fragmentos del sustrato inferior esquistoso, cuarzo y fragmentos graníticos que destacan por su grado de redondez y de meteorización. El estudio petrográfico de estos fragmentos evidencia su procedencia de un granitoide de características similares al microgranito del Pla de la Calma y los fragmentos presentan el mismo grado de meteorización de la parte alta de esta serie. La matriz (grosera a microconglomerática) oscila entre un 40 y un 60% de base a techo, los fragmentos metamórficos del sustrato inferior de 55 a 35%, los cuarzos 2-5% y los fragmentos de granitoides representan un 1%. El porcentaje de los componentes del depósito se ha obtenido a partir de un conteo de 250 puntos realizado sobre una malla de 1x1m y con un espaciado de 10x10cm. Todos los componentes del depósito son rubefactados y con una evidente pátina ferruginosa, en el caso del cuarzo. La proporción general y el tamaño del esqueleto disminuye de base a techo (1-40 cm a 0,5-15 cm). Los fragmentos de cuarzo destacan por sus grandes dimensiones (20cm), y su proporción aumenta hacia el techo (5%).

Este nivel de brechas finaliza con una pequeña costra carbonática, con nódulos de caliche y trazas de rizocreciones que han sido interpretadas como un paleosuelo de tipo calcreta.

Las brechas son materiales que destacan por la escasa cementación entre sus componentes, la inmadurez textural del sedimento y por el color rojo conferido por los óxidos de hierro. Su presencia es evidente tanto en los componentes de su esqueleto rubefactado, como en la matriz areniscosa, rica en caolinita y hematites. Así mismo, destaca la mala organización en que se disponen sobre el sustrato. Atendiendo al conjunto de sus características estratigráficas y de facies, han sido interpretadas como depósitos coluviales, coincidiendo con las interpretaciones de Marzo (1980) y Gómez-Gras (1993a) en el ámbito de las Cordilleras Costero Catalanas.

## Discusión

A partir del estudio de los perfiles de meteorización, que se caracterizan fundamentalmente por una mayor presencia de hematites y caolinita hacia el techo (Tabla II), se deduce que la alteración que afectó a los granitos subyacentes fue de tipo laterítica. Por ello, se han interpretado como perfiles lateríticos truncados, en los que únicamente están representadas las partes más bajas de los perfiles (saprolito grosero y fino), faltando claramente los horizontes superiores, es decir, la zona moteada y la coraza ferruginosa superior. No obstante, se ha considerado la posibilidad de que el horizonte moteado se llegara a desarrollar y posteriormente a erosionar, debido a la tendencia evolutiva observada de base a techo en los perfiles y a la presencia de fragmentos identificados como tales, tanto en el nivel de brechas suprayacente como en los sedimentos basales de las facies Buntsandstein. Concretamente, en la serie del Castell de Sant Jaume se hallaron fragmentos representativos de la zona moteada, de hasta 50 cm de diámetro, en el conglomerado basal de las facies Buntsandstein. Respecto al horizonte endurecido, existe la duda que se llegara a formar a pesar de haber sido hallados en los sedimentos suprayacentes fragmentos ferruginosos que muy bien podrían ser atribuidos a dicha coraza (Gómez-Gras, 1993a).

La tasa de formación para un perfil laterítico estimada por Nahon (1986) es de 1-10 Ma. El espesor y grado de desarrollo del perfil depende de la relación entre la tasa de erosión y la de formación del perfil. Los perfiles de meteorización de gran potencia sólo se pueden desarrollar con tasas de denudación superficial muy bajas y por tanto en zonas estables y de relieve bajo. Cuando la tasa de denudación superficial es mayor que la tasa de desarrollo del saprolito, se favorece la génesis de depósitos coluviales que se nutren directamente de los perfiles de meteorización (Wright, 1992). Este podría ser el caso de aquellos perfiles estudiados que tienen representado el nivel de brechas, puesto que se trata de un depósito coluvial que tapiza el sustrato rubefactado y que se adapta a los antiguos relieves y pendientes. La observación de la matriz y de los clastos que componen el esqueleto de estas brechas permite deducir que el depósito se nutre directamente de los perfiles de meteorización laterítica, desarrollados sobre la roca madre. Estos depósitos se han interpretado, por tanto, como el producto del retrabajamiento contemporáneo de los perfiles lateríticos y de su resedimentación en forma de depósitos coluviales y serían equivalentes a los depósitos de lateritas retrabajadas denominados como *laterite derivative facies* por Goldbery (1979) o como *laterite reworked* por Valetton (1983).

Perfiles de meteorización laterítica y niveles discontinuos de brechas rojas de similares características pueden ser encontrados fosilizados por sedimentos estefano-pérmicos en la Cuenca del Pirineo (Gascón y Gisbert, 1987) y por sedimentos pérmicos de edad Turingiense en Menorca (Gómez-Gras, 1993b), lo que



parece indicar que existieron condiciones climáticas similares en diferentes cuencas, en este período.

Las condiciones climáticas adecuadas para el desarrollo de perfiles de meteorización de tipo laterítico, según Tardy (1992, 1993), una pluviosidad entre 1.100 y 1.700 mm/año, una temperatura de 25-30° C, un drenaje activo y un ambiente, en general, oxidante, favorecido además por la existencia de una marcada estacionalidad de períodos secos y húmedos.

Estas condiciones climáticas se dieron durante todo el Estefaniense y parte del Autuniense, según los estudios realizados por Gisbert (1981), Broutin y Gisbert (1983) y Gascón y Gisbert (1987) en las cuencas estefano-pérmicas del Pirineo Catalán. Por comparación con esta cuenca cercana, donde existe un registro más o menos continuo de los tiempos tardihercínicos, podemos concluir que la meteorización de carácter laterítico que afectó a los materiales graníticos que forman parte del batolito de la Cordillera Costero Catalana se pudo producir hasta los inicios del Autuniense. Durante este período, en la cuenca pirenaica se produjo la sedimentación de la Unidad Gris y de la Unidad de Tránsito de Gisbert (1981), equivalentes a las formaciones Aguiró, Erill Castell y Malpàs de Mey *et al.* (1968) y Nagtegaal (1969).

A partir de ese momento, los sedimentos pirenaicos del Pérmico medio, superior y del Triásico inferior muestran rasgos que permiten deducir un cambio climático dirigido hacia una aridez generalizada (Gascón y Gisbert, 1987). Este cambio es similar al detectado en la base de los sedimentos pérmicos de Menorca, donde al perfil laterítico, desarrollado en materiales del Carbonífero Inferior, y al nivel de brechas suprayacente se les superponen perfiles de calcretas que seguirán formándose a lo largo de toda la serie permotriásica (Gómez-Gras, 1993b). En el área de estudio, este cambio a condiciones más áridas podría venir representado por un paleosuelo de calcreta incipiente que se encuentra situado en el techo del nivel de brechas de Can Agustí fosilizado por los sedimentos de las facies Buntsandstein y representado también por perfiles de calcreta interestratificados a lo largo de toda la serie roja.

En el contexto de la Cordillera Costero Catalana, algunos autores han realizado dataciones de materiales graníticos similares a los tratados en este estudio, proponiendo edades de  $284 \pm 4$  Ma mediante K-Ar en biotitas (Solé *et al.*, 1998) y de  $287,2 \pm 1,1$  a  $284,0 \pm 1,4$  Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotitas y anfíboles (Ferrés-Hernández *et al.*, 1997) que indican un rápido enfriamiento de estas intrusiones por debajo de los 300°C, consistente con su emplazamiento superficial. Gil Ibarguchi y Julivert (1988) proponen una profundidad de emplazamiento para las granodioritas del área de Barcelona de no más de 4 km, con unas condiciones máximas del metamorfismo de contacto entorno a 1,5 kbar y 700°C. Considerando el conjunto de todos estos datos, parece más factible afirmar que la meteorización laterítica de los granitoides se produjo en los inicios del Autuniense.

La intensa meteorización bajo condiciones climáticas tropicales húmedas, que se produjo durante el pe-

ríodo tardihercínico, facilitó en gran medida la exhumación por erosión del relieve hercínico y el arrasamiento generalizado de las estructuras hercínicas, conduciendo a la formación de la denominada superficie de erosión pre-triásica (Llopis, 1947). Si se atribuye un período estefano-autuniense a la meteorización laterítica de los granitoides tardihercínicos y de las rocas encajantes del paleozoico, la discordancia angular que pone en contacto los materiales del paleozoico meteorizados y las facies Buntsandstein, datadas en la Cordillera Catalana como Triásico indiferenciado en la base y Anisiense en el techo (Ferrer, 1997), representaría una laguna estratigráfica de unos 40 a 50 Ma. Como por debajo de esta discordancia los materiales siempre están rubefactados, se puede inferir que la superficie de erosión pre-triásica es una consecuencia de la exhumación por erosión del relieve hercínico bajo condiciones de intensa meteorización laterítica. Por tanto, durante este período de tiempo no sabemos exactamente qué ocurrió dado que no hay ningún tipo de registro estratigráfico, a diferencia de otras cuencas vecinas (Pirineo, Cordillera Ibérica y Baleares) donde hay un potente registro de lutitas y areniscas en forma de *red beds* (facies saxonienses), algunas de ellas de edad Turingiense depositadas bajo un clima mucho más árido (Gisbert, 1981; Gómez-Gras, 1993b).

El desarrollo de un perfil laterítico sobre un sustrato tiene una repercusión directa en la composición petrológica de las formaciones detríticas que deriven de él, puesto que es muy distinto considerar un área fuente constituida por unas determinadas litologías, a que éstas estén afectadas por un frente de meteorización muy agresivo, como es el laterítico, que provoca la acumulación o enriquecimiento de aquellas especies minerales químicamente más estables. Son estos minerales, más resistentes, los que representan casi exclusivamente el nivel de brechas y los niveles inferiores de las facies Buntsandstein.

Considerando la sedimentación de los niveles inferiores del Buntsandstein bajo un clima de estepa tropical (Gascón y Gisbert, 1987), el área fuente de estos sedimentos tendría que ser un material inicialmente muy maduro composicionalmente, debido a que el clima existente no facilitaría de ninguna manera la extrema madurez hallada (Gómez-Gras, 1993a). En cambio, sí podría favorecer la removilización del hierro que forma parte como cemento y que confiere el color rojo tan característico a estos sedimentos. El nivel de brechas podría ser una posible área fuente para estos sedimentos, aunque, por otro lado, la potencia de estos niveles es pequeña y se desconoce el espesor original que pudieron tener los mismos.

## Conclusiones

Del análisis sedimentológico y petrológico de los diferentes perfiles de meteorización desarrollados en granitos tardihercínicos de la Cordillera Costero Catalana se han obtenido las siguientes conclusiones:

1) Los perfiles de meteorización se interpretan como perfiles lateríticos truncados en los que únicamente están representados los niveles inferiores de los mismos (saprolito grosero y fino). Estos perfiles se caracterizan por presentar un notable enriquecimiento en caolinita y hematites hacia el techo y se habrían formado bajo un clima tropical húmedo con una marcada estacionalidad de períodos secos y húmedos.

2) Los depósitos coluviales de brechas rojizas que se disponen discordantemente sobre estos perfiles se interpretan como el producto del retrabajamiento contemporáneo de los perfiles lateríticos (*reworked laterite*). Estos depósitos representan diferentes estadios en la degradación general del relieve hercínico antes de la sedimentación de las facies Buntsandstein, las cuales se diferencian claramente del nivel de brechas, no tan sólo por sus facies (abanicos aluviales), sino también por su elevada madurez textural y composicional.

3) La meteorización de carácter laterítico que afectó a los materiales graníticos del batolito de la Cordillera Costero Catalana se produjo muy probablemente durante el Autuniense inferior. En consecuencia, la discordancia angular existente entre los perfiles de meteorización y las facies Buntsandstein representaría una laguna estratigráfica de unos 40 a 50 Ma.

Los autores agradecen a la Dra R. Marfil, al Dr. A. Alvarez (Servei de Difracció de Rx de la Universitat Autònoma de Barcelona), a J. Ques (Serveis Tècnics de la Universitat Autònoma de Barcelona) y al Dr. X. García-Veigas (Serveis Tècnics de la Universitat de Barcelona), la ayuda recibida durante la consecución del trabajo y al Dr. José Gisbert los comentarios críticos realizados tras la lectura del manuscrito. Agradecemos, así mismo, las revisiones a este trabajo realizadas por la Dra R. Marfil y otro revisor anónimo así como del editor de esta revista, Dr. J. P. Calvo, que han contribuido a la mejora del manuscrito original. Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto PB 96-1236 de la DGICYT.

## Bibliografía

- Brewer, R. (1964): *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 470 p.
- Brinkman, R. (1970): Ferrolisis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3 : 199-206.
- Broutin, J. y Gisbert, J. (1983): Entorno paleoclimático y ambiental de la flora Stephano-Autuniense del Pirineo catalán. *X Cong. Intern. Estr. y Geol. del Carbonífero*, Madrid, C. R. 3: 53-65.
- Capote, R. (1983): La fracturación subsecuente a la orogenia hercínica. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, I.G.M.E., 2: 17-25.
- Enrique, P. (1990): The Hercynian intrusive rocks of the Catalan Coastal Ranges. *Acta Geol. Hisp.*, 25(1-2): 39-63.
- Ferrer, C. (1997): *La meteorització laterítica del trànsit Paleozoic-Mesozoic: caracterització petrològica i significat geològic*. Tesis de licenciatura, Universitat Autònoma de Barcelona, 169 p.
- Ferrer, C., Gómez-Gras, D. y Marfil, R. (1998): Weathering profiles in the Paleozoic-Mesozoic boundary in the Catalan Coastal Ranges, NE Spain. En: *Sedimentology at the dawn of the third millennium* (J.C. Cañaveras, M.A. García del Cura y J. Soria, Eds.), XV International Sedimentological Congress. Publicaciones de la Universidad de Alicante, Alicante; 330-331.
- Ferrés-Hernández, M., Enrique-Gisbert, P., Delaloye, M. y Singer, B.S. (1997): Magmatic and thermal history of the Central Catalan Coastal Batholith (NE Spain): new constraints from <sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>Ar incremental-heating studies. *9th European Union of Geosciences, Strasbourg.*, Abstracts, p. 503.
- Gascón, F. y Gisbert, J. (1987): La evolución climática del Stephaniense, Pérmico y Buntsandstein del Pirineo catalán en base al estudio de paleosuelos. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 97-114.
- García-López, S., Julivert, M., Soldevila, J. Truyols-Massoni y Zamarreño, I. (1990): Bioestratigrafía y facies de la sucesión carbonatada del Silúrico Superior y Devónico Inferior de Santa Creu d'Olorda (Cadenas Costeras Catalanas, NE de España). *Acta Geol. Hisp.*, 25(1-2): 141-168.
- Gil Ibarguchi, J.I. y Julivert, M. (1988): Petrología de la aureola metamórfica de la granodiorita de Barcelona en la Sierra de Collcerola (Tibidabo). *Estudios geol.*, 44: 353-374.
- Gil Ibarguchi, J. I., Navidad, M. y Ortega, L. A. (1990): Ordovician and Silurian igneous rocks and orthogneisses in the Catalan Coastal Ranges. *Acta Geol. Hisp.*, 25(1-2): 23-29.
- Gisbert, J. (1981): *Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí. Diagénesis y Sedimentología*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 314 p.
- Goldbery, R. (1979): Sedimentology of the Lower Jurassic flint clay-bearing Mishhor Formation, Makhtesh Ramon, Israel. *Sedimentology*, 26: 669-690.
- Goldich, S. S. (1938): A study in rock-weathering. *Jour. Geol.*, 46: 17-58.
- Gómez-Gras, D. (1993a): El Permotriás de la Cordillera Costero Catalana: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte I). *Bol. Geol. Min.*, 104-2: 115-161.
- Gómez-Gras, D. (1993b): El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II). *Bol. Geol. Min.*, 104-5: 467-515.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grim, J. P. Pickle, J. D. and Sares, S. W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrology*, 33: 914-918.
- Julivert, M. y Duran, H. (1990a): Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 25-2: 3-11.
- Julivert, M. y Duran, H. (1990b): The Hercynian structure of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 25(1-2): 13-21.
- Llopis, N. (1947): Contribución al conocimiento de la mosfoestructura de los Catalánides. *Publ. Inst. "Lucas Mallada"*, C.S.I.C., 372 p.
- Marzo, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides: estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 317 p.
- Marzo, M. y Calvet, F. (1994): *El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: estratigrafía, sedimentología y análisis secuencial*. Excursión del III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España (A. Arche,

- Ed.), Cuenca, 53 p.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivisions of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 221-228.
- Morey, G.B. y Setterholm, D.R. (1997): Rare earth elements in weathering profiles and sediments of Minnesota: implications for provenance studies. *Jour. Sed. Research*, 67- (1): 105-115.
- Nagtegaal, P.J.C. (1969): Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 42: 143-238.
- Nahon, D. B. (1986): Evolution of iron crusts in tropical landscapes. En: *Rates of Chemical Weathering*, (S. M. Coleman y D.P. Dethies, Eds.). Academic Press, New York: 169-191.
- Nahon, D. B. (1991): *Introduction to the Petrology of soils and Chemical Weathering*. Wiley Interscience, New York, 313 p.
- Nesbitt, H. W. y Young, G. M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Ross, G. J. y Kodama, H. (1974): Experimental transformation of a chlorite into vermiculite. *Clays & Clay Miner.*, 22: 205 p.
- Sebastián, A., Reche, J. y Duran, H. (1990): The Hercynian metamorphism in the Catalanian Coastal Ranges. *Acta Geol. Hisp.*, 25 (1-2): 31-38.
- Shelley, D. (1993): *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, London, 158 p.
- Solé, J., Delaloye, M. y Enrique, P. (1994): Edades aparentes K-Ar de las biotitas y feldespatos potásicos del batolito granítico hercínico del Montnegre (Cadenas Costeras Catalanas). Evidencias de un calentamiento regional durante el límite Triásico-Jurásico. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 17-1, p. 68.
- Tardy, Y. (1992): Diversity and terminology of lateritic profiles. En: *Weathering, Soils and Paleosols* (I.P. Martini y W. Chesworth, Eds.). Elsevier, Amsterdam: 379-405.
- Tardy, Y. (1993): *Pétrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris, 459 p.
- Valeton, I. (1983): Palaeoenvironment of lateritic bauxites with vertical and lateral differentiation. En: *Residual Deposits* (R.C.L. Wilson, Ed.). Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 11: 77-90.
- Virgili, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 69: 1-856.
- Virgili, C., Paquet, H. y Millot, G. (1974): Altérations du soubassement de la couverture permo-triasique en Espagne. *Bull. Groupe franç. Argiles*, XXVI: 277-285.
- Wright, V.P. (1992). Pedogenetic diagenesis. En: *Quantitative diagenesis: Recent developments and applications to reservoir geology*. Course NATO ASI. University of Reading, England, 37 p.
- Ziegler, P.A. (1988): *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*. AAPG Memoir 43, 198 p.

*Manuscrito recibido el 18 de Noviembre de 1998*  
*Aceptado el manuscrito revisado el 28 de Marzo de 1999*