



Características de las alteraciones de las Sierras de Guadarrama y Malagon (Sistema Central Español)

Features of alterations of igneous rocks from Sierras of Guadarrama and Malagon (Spanish Central Range)

CENTENO, J. D. y BRELL, J. M.

Se describen las características de las alteraciones desarrolladas sobre las rocas ígneas de un sector del Sistema Central.

Criterios geomorfológicos y su distinta composición mineralógica permiten suponer su origen a partir de distintas etapas de alteración.

Se discuten las condiciones climáticas durante su formación, realizada siempre bajo climas poco agresivos.

Palabras clave: rocas ígneas, alteración, paleoclima, cuaternario, terciario, precretácico.

The main features of the alterations developed on igneous rocks of Central System are described.

From geomorphological criteria as well as mineralogical data, different stages of weathering are been inferred.

Although weathering processes have not been strong, different conditions are discussed for each stage.

Key words: igneous rocks, alteration, paleoclimate, quaternary, tertiary, precretaceous.

CENTENO, J. D.

(Dpto. de Geodinámica. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid. 28040)

BRELL, J. M.

(Dpto. de Estratigrafía. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid. 28040)

INTRODUCCION

Muchos trabajos dirigidos al conocimiento de la evolución morfológica del Sistema Central, y en general del Macizo Ibérico, han prestado atención al estudio de las alteraciones que frecuentemente se han desarrollado sobre las rocas graníticas y metamórficas de la zona. Las alteritas cubren amplios sectores del sustrato del Macizo Ibérico, y su caracterización ha sido utilizada frecuentemente como criterio para determinar la historia paleoclimática y, en particular, las condiciones paleoclimáticas del modelo del relieve. Por ello, son muchas las investigaciones sobre la génesis de estas alteraciones, la edad de su formación y las condiciones climáticas a que están asociadas.

Por otra parte, desde la aparición de hipótesis sobre la génesis subsuperficial de algunos relieves graníticos, el estudio de las alteraciones ha adquirido un nuevo interés ya que las génesis de ambas alteritas y formas, están íntimamente ligadas.

En este trabajo se exponen los resultados obtenidos en el estudio de las alteritas y los rasgos geomorfológicos del sector Centro-oriental del Sistema Central.

Las dataciones de las alteritas presentan a menudo cierta dificultad. En un trabajo reciente (CENTENO, 1987) se establecía una clasificación cronológica de las alteritas del Sistema Central. La datación, que se basaba en criterios estratigráficos y geomorfológicos, permite un enfoque histórico al estudiar las características de estas alteritas y su significado genérico. Los resultados de esta investigación se presentan para discutir unas pocas aportaciones de las que destacan: (1) Composición de muestra total y filosilicatos de muestras correspondientes a cinco grupos cronológicos de alteración. (2) Que las alteritas predominantes, a excepción de las fosilizadas por materiales cretácicos pueden haberse generado por procesos moderados de transformación o bisialitización en el sentido de PEDRO (1984).

SITUACION Y RASGOS GEOLOGICOS BASICOS

Hemos estudiado alteraciones procedentes de los sectores Central y Occidental del Sistema Central (en el sentido de BELLIDO et al., 1981) en la vertiente meridional (cuenca del Tajo). La figura 1 refleja las principales áreas de muestreo.

Todas las muestras proceden de una roca original de carácter ácido, sobre todo granitoides tardihercínicos de tendencia adameclítica y gneises glandulares preordovícicos.

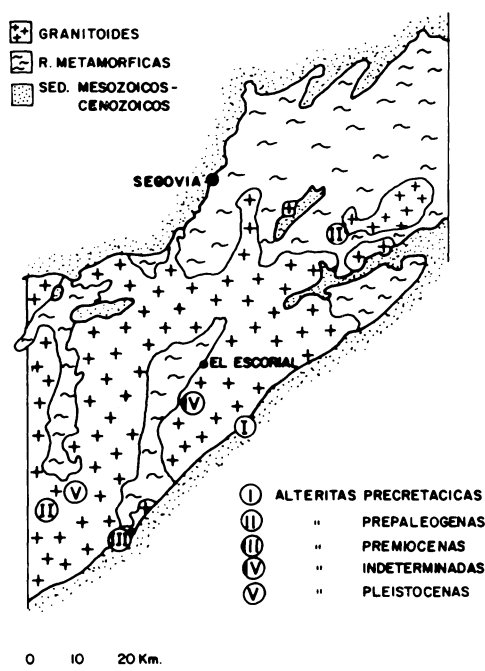


Fig. 1

METODO

La composición mineralógica de las alteritas se ha determinado mediante difracción de rayos-X, a partir de difractogramas de polvo de la muestra total y de las fracciones inferiores a las 60 micras. La composición de los filosilicatos se ha analizado a partir de

difractogramas realizados sobre agregados orientados de las fracciones inferiores a las 2 micras, separadas mediante suspensión e inferiores a las 0,2 micras separadas por centrifugación. Sobre los agregados orientados se han realizado sistemáticamente los tratamientos más usuales, solvatación con etilenglicol y calentamiento a 550 °C durante dos horas, y en los casos que se ha considerado necesario se han realizado además otros ensayos más específicos. Las determinaciones cuantitativas se han realizado por el método de los poderes reflectantes sobre el difractograma de polvo de la muestra total y sobre los difractogramas de agregados orientados de las fracciones inferiores a las 2 micras.

CARACTERISTICAS DE LAS ALTERACIONES

Como ya indicaban GUTIERREZ ELORZA y RODRIGUEZ VIDAL (1978) los perfiles de alteración del Sistema Central presentan zonaciones típicas de las partes basales, encontrándose truncados en su parte superior. La decapitación afecta a niveles muy diferentes de los perfiles según los distintos sectores, pero en general se observan sólo los tramos más próximos al frente de alteración en las superficies inferiores, mientras que en las superficies de paramera y cumbres, se han preservado los perfiles más completos. En general se ha conservado la estructura y otros rasgos del substrato, tales como fracturas, enclaves o diques. Este rasgo es propio, según SAAVEDRA y MARTIN PATINO (1983) de los niveles profundos de perfiles lateríticos.

A pesar de que las alteraciones se presentan frecuentemente con espesores de varias decenas de metros, el material original está poco transformado. El contenido en fracción arcillosa es bajo y el término de «arenas de alteración» es en muchos casos el más descriptivo. En las granulometrías realizadas, la fracción samítica varía entre el 80-95 %, mientras que la fracción inferior a las

60 micras no suele superar en muchos casos el 10 %. En consonancia con esta distribución de tamaño de grano los contenidos en plasma, en el sentido de PEDRO (1983), son siempre bastante bajos.

Por su situación en el entorno geomorfológico y por su posición estratigráfica ha sido posible definir varios grupos de alteraciones, cuya edad ha podido ser determinada con mayor o menor precisión según los casos (CENTENO, 1987).

1. Alteraciones pre-Cretácico superior. (Fig. 2A)

Son las alteraciones más antiguas que se han encontrado y las que ofrecen menos dudas en cuanto a su carácter relicto al estar fosilizadas por sedimentos del Cretácico superior. Las muestras estudiadas han sido recogidas al Sur de Valdemorillo en donde se han originado a partir de un neis glandular que se presenta intensamente alterado, hasta tal punto que en algunos afloramientos es difícil reconocer su estructura original.

Las alteritas de color blanco-amarillento están constituídas por un 50-60 % de cuarzo, un 5-10 % de feldespatos y un 30-40 % de filosilicatos. Entre estos últimos domina la illita con contenidos del 50-55 % que se encuentra exclusivamente asociada con un 40-50 % de caolinita. La illita se presenta «abierta» y su cristalinidad disminuye notablemente en las fracciones más finas, inferiores a las 0,2 micras. La caolinita se presenta siempre con un politipo muy desordenado y sus contenidos aumentan en las fracciones más finas.

2. Alteraciones truncadas por superficies de edad paleógena. (Fig. 2B)

Constituyen las alteraciones más potentes y que ocupan mayor extensión dentro de la zona estudiada, encontrándose preferentemente en las laderas de las elevaciones

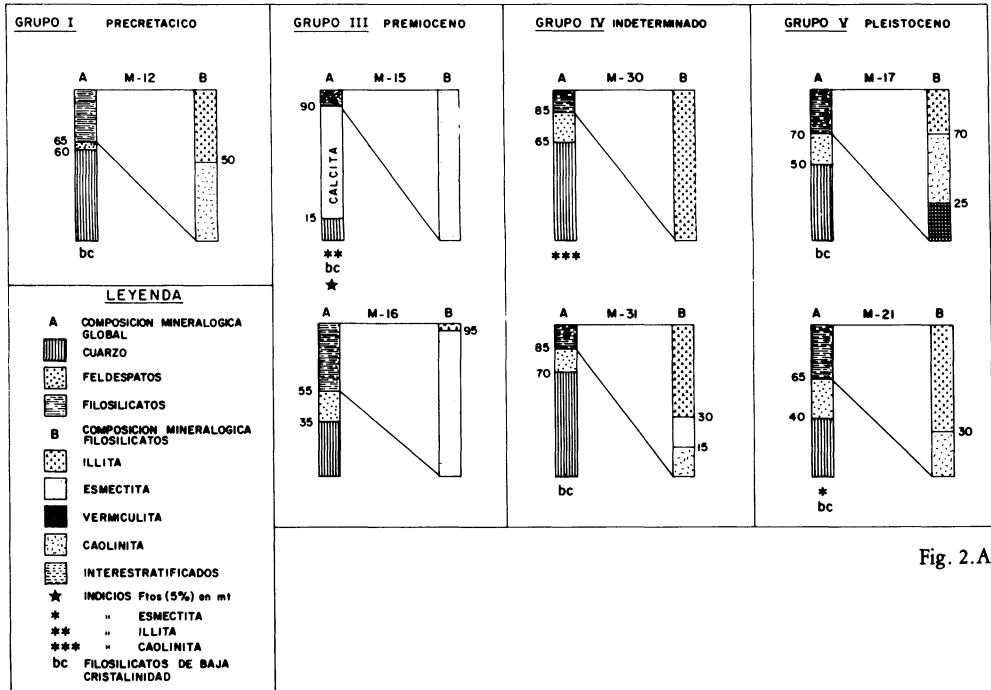


Fig. 2.A

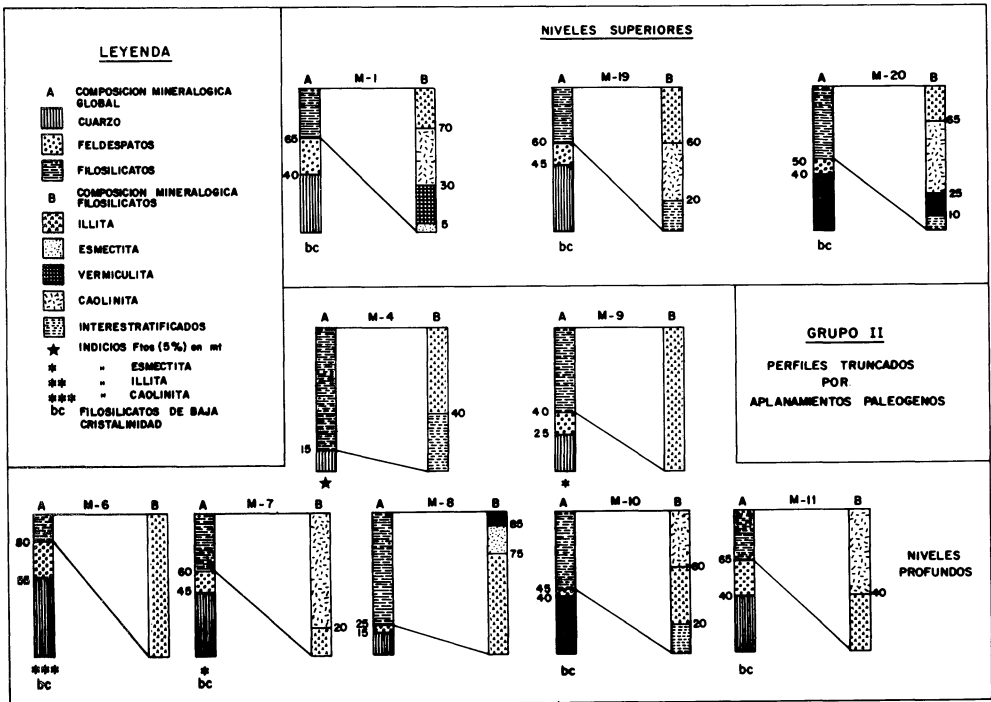


Fig. 2.B

principales. En las áreas de fractura su potencia es sensiblemente mayor, pudiendo alcanzar varias decenas de metros.

Las alteritas de este grupo se encuentran truncadas a techo por los niveles de cumbres y paramera (M_3) que corresponden a la «Penillanura Poligénica» de edad paleógena definida por PEDRAZA (1978). A pesar de su carácter truncado y gracias a la potencia de los perfiles, pueden observarse tanto las partes profundas como las superficiales de este grupo de alteraciones.

La alteración correspondiente a los niveles más superficiales ha sido muestreada, por la calidad de los afloramientos en la Peña Cenicientos, situada al SW de la zona estudiada y en el Puerto de Canencia, al NE de la misma. En ambos sectores la alteración presenta composiciones mineralógicas muy similares. En Canencia, las alteritas de color rojo y morado están constituidas por un 20-25 % de feldespatos, principalmente ortosa, y por un 30-35 % de filosilicatos, correspondiendo el resto a los contenidos de cuarzo.

En Cenicientos la alteración es de color blanco y presenta unos contenidos en feldespatos del 10-15 %, valores sensiblemente inferiores a los de Canencia, mientras que los filosilicatos son más abundantes, representando el 40-50 % del total de la muestra.

Los filosilicatos están constituidos en ambos sectores por caolinita e illita en porcentajes muy parecidos del orden del 35-40 %, junto con un 15-25 % de vermiculita. En algunos puntos se encuentran además pequeños contenidos de esmectita y/o interestratificados del tipo illita-esmectita o illita-vermiculita.

Los niveles profundos de estas alteraciones han sido muestreados en el sector de Miraflores-Bustarviejo, al NE de la zona estudiada. En estos puntos y debido a una intensa fracturación, las alteritas pueden alcanzar potencias de varias decenas de metros. En el fondo de la depresión situada al Norte de Miraflores y en el corredor tectónico de Bustarviejo se observa a menudo ras-

gos de la roca original, como diques o enclaves, y existe cierta continuidad con las alteritas de los niveles superiores, por lo que se puede afirmar con cierta seguridad, que se trata de la misma generación de alteraciones truncadas por las superficies paleógenas.

En aquellos lugares en donde la estructura original de la roca es visible, como en el lugar conocido como Los Barrancos (Bustarviejo) donde se trata de un granitoide de grano grueso, probablemente una adamellita biotítica, se observan diferencias importantes en el contenido en filosilicatos que oscilan entre el 35 % de las zonas con alteración roja y amarillenta de grano fino y el 55 % en las zonas con alteración de color blanquecino y de grano grueso. En contenido en feldespatos oscila entre el 5-25 %, presentándose con valores proporcionalmente inversos al de los filosilicatos. Los feldespatos son fundamentalmente potásicos, encontrándose las plagioclasas ausentes o en contenidos muy bajos. En todos los casos la composición de los filosilicatos es muy similar, con un 40 % de caolinita, un 40 % de illita y un 20 % aproximadamente de interestratificados del tipo illita-esmectita, todos ellos con una cristalinidad muy baja.

También en niveles profundos de esta misma zona, se encuentran alteraciones con características algo distintas, pero con el denominador común de haber destruido la estructura original del substrato. La composición de estas alteraciones no difiere cualitativamente de las anteriores, aunque los contenidos relativos de illita y caolinita se sitúan entre márgenes algo más amplios.

3. Alteraciones pre-miocenas exhumadas de depósitos miocenos. (Fig. 2A)

Corresponden a las alteraciones que aparecen en superficies exhumadas de depósitos del Mioceno superior y desarrolladas sobre un granito adamellítico. Estas superficies ya habían sido descritas por PEDRAZA (1978) al noroeste de la localidad de Aldea

del Fresno. En las zonas afectadas por la fracturación local, las alteraciones presentan un aspecto muy diferente a las que se encuentran en sectores no tectonizados. Cuando no hay trituración, los filosilicatos representan el 45 % de la alterita, junto con un 15-20 % de feldespato potásico y un 35-40 % de cuarzo. Los filosilicatos están constituidos mayoritariamente por esmectita dioctaédrica, 90-95 %, que presenta una cristalinidad relativamente buena, junto con pequeños contenidos en ilita.

La alteración en las zonas en donde no hay trituración presenta unos contenidos en calcita del 50-60 %, distribuyéndose el resto entre un 20 % de cuarzo e igual cantidad de filosilicatos, constituidos exclusivamente por esmectita. Los feldespatos pueden representar como máximo el 5 % de la alterita, aunque están ausentes en algunas muestras. Esta alteración es de color blanco y no permite distinguir ninguna estructura de la roca original, contrastando con algunas zonas colindantes en las que el granito, aunque triturado, se presenta sin alterar. La calcita de estas alteritas debe ser interpretada como un proceso sobreimpuesto a la alteración, como consecuencia de aportes terciarios o posteriores a la exhumación, correspondiendo en este caso a un fenómeno de encostramiento.

4. Alteraciones de edad indeterminada situadas en la superficie encajada en el pediment. (Fig. 2A).

Este grupo de alteraciones está relacionado con los relieves expuestos por la sustitución de la superficie pliocena M_1 , pero su edad no puede ser determinada con precisión, debido a la falta de criterios geológicos o geomorfológicos. En general estas alteraciones se caracterizan por un escaso grado de transformación, presentándose con el aspecto de una roca fresca pero con los granos muy deleznable. Las muestras analizadas procedentes de granito biotítico están com-

puestas mayoritariamente por un 65-70 % de cuarzo y un 15-20 % de feldespatos, entre ortosa y plagioclasas, junto a un 15 % aproximadamente de filosilicatos. Entre estos últimos domina casi siempre la ilita en contenidos que oscilan entre el 75-100 %. Asociada a la ilita, se encuentra en algunos casos un 15 % aproximadamente de caolinita y pequeñas cantidades de esmectita.

5. Alteraciones pleistocenas. (Fig. 2A).

Hay criterios geomorfológicos que indican la existencia de alteraciones cuya génesis tuvo lugar en el Pleistoceno. Su posición cronoestratigráfica ha sido fijada por CENTENO (1987) en relación con los fenómenos de rubefacción y formación de suelos rojos en la Cuenca del Tajo y especialmente en el valle del Alberche. El período de alteración se situaría entre la parte media del Pleistoceno inferior como límite inferior y del Pleistoceno medio a la parte media del Pleistoceno superior como límite más reciente.

El muestreo de este grupo de alteraciones resulta difícil, ya que han sido parcialmente erosionadas en aquellos lugares en donde se puede precisar mejor su edad y los restos que han quedado preservados se encuentran parcialmente lavados. Los análisis realizados tienen por lo tanto una fiabilidad limitada e incluso el resultado obtenido en algunos casos apoya esta idea. Así en algunos casos, muestras tomadas en puntos muy próximos y sin diferencias de campo aparentes presentan composiciones mineralógicas cuantitativas algo distintas. Sin embargo, hay que destacar que el contenido en filosilicatos de la mayor parte de las muestras estudiadas indica que las alteritas no han sido lavadas tan intensamente como cabía esperar.

Los filosilicatos representan como término medio el 30-35 % de la alteración y van acompañados de un 20-25 % de feldespatos potásicos y calco-sódicos y de un 40-50 % de

cuarzo. En los casos más frecuentes el plasma de la alterita está constituido por un 30-40 % de caolinita, con baja cristalinidad, un 30-35 % de illita y un 20-25 % de vermiculita. En otras muestras de este mismo grupo se observan contenidos algo más elevados en caolinita, del orden del 50-65 %, en detrimento de los de illita y vermiculita.

A partir de la altura de *flared slopes* expuestas, podemos calcular que la potencia de estas alteraciones oscilaría entre 1,5 y 3,5 metros, pudiendo en algunos casos alcanzar, a juzgar por la existencia de algunas *flares* mal conservadas un desarrollo de 8 a 10 metros.

RESUMEN

En primer lugar hay que indicar que las interpretaciones paleoclimáticas basadas en el estudio de las alteraciones deben realizarse siempre con mucha precaución, ya que frecuentemente es difícil asegurar si la alterita es el resultado de una o de varias etapas de alteración superpuestas. Por otra parte, las superficies de discontinuidad estratigráfica sobre las que se desarrollan las alteraciones, suelen ser zonas muy favorables para la circulación de aguas, sobre todo en los casos en que el nivel que fosiliza la superficie de discontinuidad es de naturaleza detrítica. En estos casos pueden desarrollarse alteraciones «póstumas» que no tienen relación cronológica ni climática con la etapa de discontinuidad a la que se encuentran asociadas. Por otro lado, factores geomorfológicos que controlan la intensidad de la circulación de aguas pueden determinar las reacciones de alteración tanto como las condiciones climáticas (MOLINA et al., 1986).

Independientemente de estos problemas que son comunes a todas las paleoalteraciones, y teniendo en cuenta que los substratos sobre los que se han desarrollado estas alteraciones han sido rocas ácidas con composiciones mineralógicas bastante próximas, se pueden establecer algunas diferencias en-

tre los distintos grupos estudiados, atendiendo al contenido en minerales que han permanecido inalterados y a la distinta composición mineralógica del plasma arcilloso originado durante la alteración.

De todas las alteraciones estudiadas, las incluidas en el *grupo I*, pueden ser consideradas como las de mayor intensidad, dado el contenido relativamente alto (50 %) de caolinita que presentan y los bajos contenidos (5 %) en feldespatos que han quedado sin alterar. Estas alteritas que presentan parte de su plasma originado por neoformación son comparables con las de edad pérmica descritas por VIRGILI et al., (1974) en el Sistema Central y Cordillera Ibérica.

Por otra parte, las alteraciones de los *grupos II y V* muestran entre sí ciertas analogías, que permiten diferenciarlas de las anteriores, tales como los contenidos algo más bajos en caolinita (35-40 %), los mayores contenidos en feldespatos (10-25 %) y la presencia en su plasma de vermiculita, interstratificados illita-vermiculita o illita-esmectita y en algunos casos pequeños contenidos en esmectita. La vermiculita es un filossilicato frecuentemente citado en alteraciones de climas intermedios con lixiviación moderada (EBERL, 1984). Según BARSHAD (1966) las condiciones óptimas para su formación se encuentran en climas templados y húmedos con precipitaciones superiores a los 900 mm/año. En rocas ácidas su origen puede darse por neoformación a partir de la alteración de los feldespatos (TARDY, 1969) o bien por degradación de minerales micáceos (PACQUET, 1970), a través de una transformación en la que intervienen minerales interstratificados constituidos en parte por illita. Aunque en nuestro caso su origen es difícil de establecer con exactitud, su coexistencia en muchas muestras con interstratificados (10-14 h) y (10-14 v) nos permiten interpretar que su formación se ha realizado a partir de las micas del substrato.

Las alteraciones del *grupo III* se diferencian de las anteriores por la presencia de

contenidos elevados de esmectita y la ausencia de caolinita. La esmectita es un producto frecuente en la alteración de rocas ácidas bajo climas templados (MEUNIER, 1980; VELDE y MEUNIER, 1987) y su formación es frecuente en condiciones semiáridas con baja lixiviación (THOMPSON et al., 1982), en las que la formación de vermiculita no se ve favorecida (EBERL, 1984). La esmectita encontrada en estas alteraciones es siempre de naturaleza dioctaédrica y su origen tanto puede deberse a procesos de neoformación a partir de la alteración del feldespato, como a la transformación a partir de micas (PACQUET, 1969). En este caso, su coexistencia con cantidades apreciables de feldespatos y contenidos bajos en ilita, reflejan unas condiciones de inestabilidad para los minerales micáceos que evolucionarían transformándose a esmectita.

Por último las alteraciones correspondientes al grupo IV se presentan como las más suaves de todas las estudiadas en esta región. Se trata fundamentalmente de una alteración de arenización, que permite la conservación de la mayor parte de los feldespatos y va acompañada exclusivamente por un proceso de ilitización de las micas.

CONCLUSIONES

No se ha encontrado en esta zona ninguna alteración que presente las características de haberse originado bajo climas muy agresivos como supone GUTIERREZ ELORZA et al. (1978) y MOLINA et al. (1980). Los contenidos en caolinita determinados, no son en ningún caso muy elevados y la gibsita, cuya utilización como indicador de condiciones muy hidrolizantes es discutible (REYNOLDS, 1971; VIEIRA e SILVA, 1980), tampoco ha sido encontrada en ninguna de las muestras estudiadas.

Como hemos indicado las alteraciones del grupo I corresponden a la etapa de alteración más intensa de las estudiadas y podría tratarse de la alteración de edad Pérmica descrita por VIRGILI et al. (1974) o bien

ser otra etapa distinta desarrollada durante el Mesozoico anterior al depósito del Cretácico superior, bajo climas cálidos y alternativamente secos y húmedos, como los que actúan en la formación de suelos fersialíticos.

Se han encontrado además dos etapas de alteración, correspondientes a los *grupos II y V* desarrolladas bajo climas con temperaturas intermedias y relativamente húmedas, en las que se ha desarrollado vermiculita. La primera de estas etapas tuvo lugar probablemente durante el Terciario inferior y es anterior al desarrollo de la superficie de erosión paleógena. La segunda etapa puede situarse durante el Pleistoceno medio y tal vez sea correlacionable con las formaciones de suelos rojos de los niveles de terrazas superiores en el Alberche, o en último extremo, aunque con menos intensidad, con la citada por MOLINA et al. (1980).

Entre ambas etapas y probablemente durante el Mioceno inferior o medio, se encuentra un período más árido, durante el que se forman las alteraciones con abundante esmectita del *grupo III*. El desmantelamiento de estas alteraciones debe ser el origen de las formaciones detriticas situadas en el borde norte de la Cuenca del Tajo, que presentan contenidos elevados en esmectita dioctaédrica (BRELL et al. 1985). Esta etapa de alteración podría corresponder a la citada por VAUDOUR (1979) para el Mioceno en el área de Madrid.

Por último y probablemente durante el Plioceno, tiene lugar la formación de las alteraciones del *grupo IV*, bajo climas templados o fríos, con pocas precipitaciones que generan exclusivamente procesos de arenización e ilitización del substrato ígneo.

A excepción de las del grupo I, que pueden considerarse como alteraciones parcialmente hidrolizantes, las demás estudiadas pueden encuadrarse dentro de las alteraciones moderadas, con un plasma arcilloso generado por transformación mediante procesos de *bisialitización* en el sentido de PEDRO (1984).

Recibido, 4-IV-88
Admitido, 7-VI-88

BIBLIOGRAFIA

- BARSHAD, I. (1966). «The effect of variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks». *Proc. Int. Clay. Conf.*, 1: 167-173.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J. M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español». *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7:15-51.
- CENTENO, J. D. (1987). «Morfología granítica de un sector del Guadarrama Occidental». *Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense*. (En prensa). Madrid.
- BRELL, J. M., DOVAL, M. y CARAMES, M. (1985). «Clay mineral distribution in the evaporitic miocene sediments of the Tajo Basin, Spain». *Min. Petrogr. Acta*, 29-A: 267-276.
- EBERL, D. D. (1984). «Clay mineral formation and transformation in rock and soils» in: «*Clay Minerals: Their structure behaviour and use*». P. 21-35. *Philosophical Transactions of the Royal Society*.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1978). «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXIX, 11: 109-113.
- MEUNIER, A. (1980). «Les mécanismes de l'alteration des granites et le rôle des microsystemes. Etude des arènes du Massif Granitique de Parthenay (Deux-Sèvres)». *Mém. Soc. Géol. France*, 140: 1-80.
- MOLINA, E., BLANCO, J. A., PELLITERO, E. & CANTANO, M. (1986): «Weathering processes and Morphological Evolution of the Spanish Hercynian Massif. *International Geomorphology*. Edited by V. Gardiner: 957-977.
- PAQUET, H. (1970). «Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées». *Mém. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr.*, 30, 212 pp.
- PEDRAZA, J. (1978). «Estudio Geomorfológico de la zona de entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)». *Tesis Doctoral. Universidad Complutense* (Inédita). 600 p.
- PEDRO, G. (1983). «Structurization of some basic pedological processes». *Geoderma*, 31: 289-299.
- PEDRO, G. (1984). «La genèse des argiles pédologiques. Ses implications minéralogiques, physico-chimiques et hydriques». *Sci. Géol. Bull.*, 37, 4: 333-348.
- REYNOLDS, R. C. (1971). «Clay mineral formation in alpine environment». *Clays Clay Miner.*, 19: 361-374.
- SAAVEDRA, J. y MARTIN PATINO, M. T. (1983). «Consideraciones sobre factores que afectan a la formación de oxihidroxidos e hidroxidos de Al en perfiles de alteración del Centro-Oeste de España». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat (Geol.)*, 81 (1-2): 5-14.
- TARDY, Y. (1969). «Géochimie des Altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique». *Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, n.º 31, 199 pp.
- THOMPSON, G. R., FIELDS, R. W. & ALT, D. (1982). «Land-based evidence for Tertiary climatic variations: Northern Rockies». *Geology* 10: 413-417.
- VAUDOUR, J. (1979). «La región de Madrid. Alteraciones, sols et paléosols. Contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semiáride». *Edit. OPHRYS*, 390 pp.
- VELDE, B. & MEUNIER, A. (1987). «Petrologic phase equilibria in natural clay system». In: Chemistry of clays and clay minerals». *Mineralogical Soc. Monograph*. 6: 423-429.
- VIEIRA e SILVA, J. M. (1980). «Ocorrência de vermiculite-Al e gibsite em solos de granito do Noroeste de Portugal. Génesse destes minerais». *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 66: 71-77.
- VIRGILI, C., PAQUET, H. et MILLOT, G. (1984). «Alterations du sous-basement de la couverture Permo-Triasique en Espagne». *Bull. Groupe franç. Argiles*, t. XXVI: 277-285.