

Paleosuelos y paleoalteraciones del Weald de la zona oeste de la cuenca de Cameros (borde SW de la Sierra de la Demanda)

G. SANTOS DELGADO y J. A. BLANCO SÁNCHEZ

*Area de Geodinámica. Dpto. Geología.
Facultad de Ciencias Universidad de Salamanca.
Pza. de la Merced, s/n. 37008 Salamanca*

RESUMEN

Con este trabajo se intenta ofrecer un acercamiento al estudio de los paleosuelos y las paleoalteraciones en un campo en el que las aportaciones son francamente escasas. El trabajo se centra en las facies Weald, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y se ha realizado directamente en base a la cartografía del I.G.M.E. de las hojas 277 y 278 del mapa de España a escala 1:50.000, "Salas de los Infantes" y "Canales de la Sierra" respectivamente.

Se ha intentado estudiar la facies Weald desde tres puntos de vista distintos:

- Aporte detrítico que recibía la cuenca.
- Modificaciones del sedimento atribuibles a la "Diagénesis Temprana".
- Modificaciones del sedimento producidas durante la "Diagénesis Tardía".

El aporte detrítico de la cuenca era de carácter arcósico, detectándose cantidades de feldespato de hasta el 30% en alguna muestra.

Durante la diagénesis temprana tienen lugar las modificaciones más importantes, adquiriendo el sedimento las principales características que ahora manifiesta, como son: argilización, rubefacción y encostramiento carbonatado. Estas características se manifiestan principalmente a techo de las secuencias, lo que las asocia con la actividad paleoedáfica.

En cuanto a las modificaciones asociadas a la diagénesis tardía se han ob-

servado cambios en la mineralogía arcillosa en los términos lutíticos y determinados cambios asociados a las bases de secuencia, como son silicificaciones y caolinización de feldespatos.

Palabras clave: Paleosuelos, Paleoalteraciones, Weald, Cuenca de Cameros.

ABSTRACT

This paper deals with an approaching to the paleosols and paleoweathering study in a field where the contributions are scarce. The study has been realized on the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Weald Facies, based on the cartographie 1:50.000 from the I.G.M.E., sheets 277 & 278, "Salas de los Infantes" and "Canales de la Sierra" respectively.

The study of the Weald Facies have been considered from three different points of view:

- Detrital supply.
- Changes in the sediment during the "Early Diagenesis".
- Changes in the sediment during the "Later Diagenesis".

The sediments were mainly arcogenic.

The most significant changes happened during the early diagenesis acquiring the sediments their main present features. These features (argillization, reddening and calcretization) have been observed mainly at the top of the sequences, and because that associated with paleoedaphic activity.

About changes during later diagenesis there are mineralogical changes on argillaceous material in the lutitic facies, and changes associated with the base of the sequences (silicifications and caolinizations).

Key-Words: Paleosols, Paleoweathering, Weald, Cameros Basin.

INTRODUCCIÓN

La zona objeto de estudio (Fig. 1) se localiza en la provincia de Burgos, en el límite con la de Soria y La Rioja, al sur de la Sierra de la Demanda, en el borde occidental de la Cuenca de los Cameros. Concretamente nuestro trabajo se ha desarrollado en las hojas 277 "Salas de los Infantes" (antigua hoja de "Covarrubias") y 278 "Canales de la Sierra" del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000.

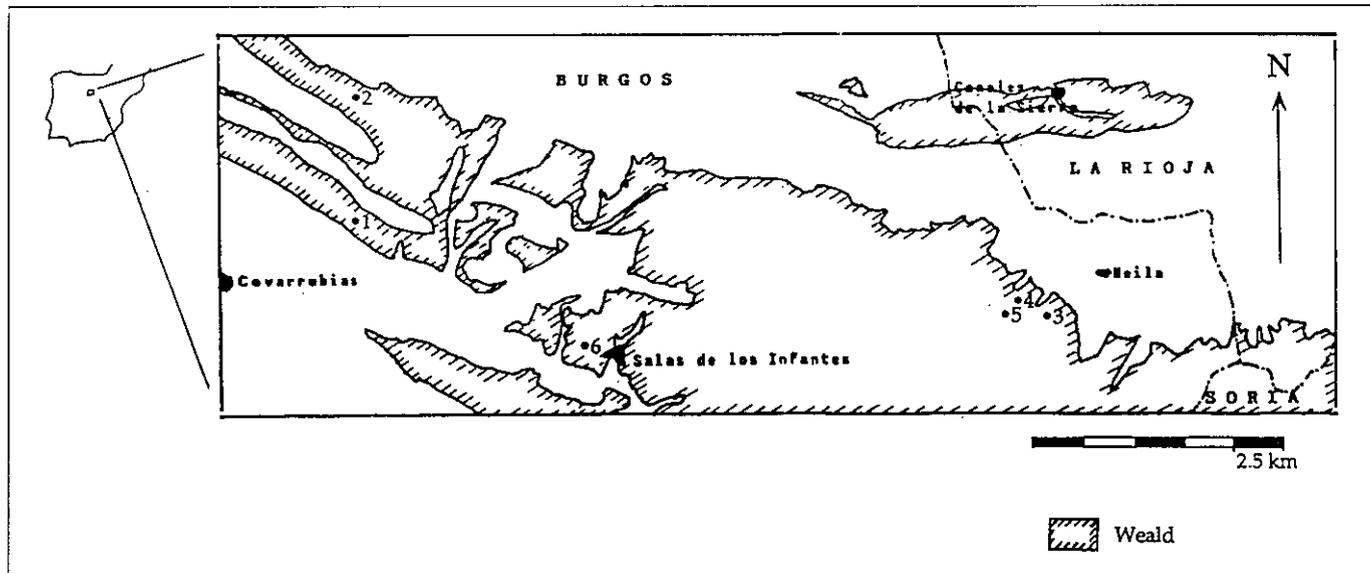


Fig. 1.—Situación geográfica y localización de las secuencias estudiadas: (1) Mambrillas de Lara, (2) Aceña, (3) Carretera Lagunas, (4) Conglomerados de Urbión, (5) Lagunas Neila, (6) Salas de los Infantes.
Fig. 1.—Geographic situation and sequences localization.

Los materiales estudiados quedan englobados en el Cretácico Inferior (y parte del Jurásico Superior) de la zona, que comprende depósitos continentales de edad Kimmeridgiense a Albense, teniendo como base el Jurásico marino, y a techo las facies Utrillas, de carácter continental, y el Cretácico Superior, marino.

ESTRATIGRAFÍA

Los materiales estudiados constituyen el relleno sedimentario de la parte occidental de la Cuenca de los Cameros, formada a finales del Jurásico y que actuó como tal durante el Cretácico Inferior. Esta cuenca ocupa una superficie aproximada de unos 6.000 km² y contiene más de 6 km. de espesor de sedimentos continentales (Salomon, 1982; Mensick & Schudack, 1982). En su parte occidental, donde se centra este trabajo, la sucesión tiene unos 2 km. de espesor (Platt, 1986), cuya parte más baja consiste en una formación siliciclástica de unos 75 m. de espesor y una formación de más de 200 m. que comprende una serie de carbonatos de facies lacustres, alternando con fangos; esta parte más baja puede correlacionarse con las secuencias de carbonatos marinos marginales del "Purbeck" del NW de Europa, como en el S de Inglaterra (West, 1975; Francis, 1986), y en las montañas del Jura en Francia (Davaud & Strasser, 1982) y Suiza (Strasser, 1987 y 1988), aunque en este caso no hay muestras de influencia marina (Platt, 1989). El resto de los depósitos del Cretácico Inferior consisten en conglomerados, areniscas y fangos de sistemas fluviales (Platt, 1989).

En el "Weald" de la zona de estudio se identifican tres de los cinco grupos definidos por Tischer (1966) para la Cuenca de Cameros: Grupo Tera, Grupo Oncala y Grupo Urbión. El Grupo Tera ocupa la zona basal de las facies continentales, y se trata de una serie detrítico-carbonática, fundamentalmente detrítica. El Grupo Oncala se deposita sobre el Tera, siendo, al menos en esta zona, muy difícil diferenciarlos. El Grupo Urbión es, en general, un conjunto conglomerático grosero, con gran variación de facies, y con gran aumento de potencia hacia el E.

ANTECEDENTES

La mayoría de los trabajos sobre la región son estratigráficos o sedimentológicos, siendo escasos los que hacen referencia a la tectónica y más escasos aún los que hacen referencia directa a los paleosuelos dentro de la Cuenca de Cameros.

Los primeros estudios sobre las formaciones continentales del Cretácico Inferior de la región, son los realizados por Sánchez Lozano y Palacios en 1885, y Palacios 1890.

La región se empieza a estudiar con más detalle a partir de los trabajos de Beuther (1966) y Tischer (1966), en los que se distingue entre “Utrillas” y “Wealdense”, englobando en el término “Wealdense”, el “Purbeckiense”, el “Wealdiense” y el “Urgo-Aptiense” de Sánchez Lozano, y dividiéndolo a su vez en los grupos: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Esta división es la utilizada en la cartografía del I.G.M.E. a partir de 1971.

Salomon (1982) realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico de las formaciones continentales de la Sierra de los Cameros, analizando la organización de los depósitos, insistiendo en el papel de la tectónica en la cuenca, y proponiendo una estratigrafía distinta de la de Beuther y Tischer (al conjunto de materiales “Urgo-Aptienses” de Sánchez Lozano y Palacios, que Beuther incluye en el ciclo “Weald” formando parte de los grupos Tera, Oncala y Urbión, Salomon lo define de manera formal como “Grupo Salas”, independiente del “Weald”, y les atribuye una edad Barremiense-Aptiense).

Platt (1986) realiza su tesis haciendo una detallada investigación de una secuencia extensiva de carbonatos lacustre-palustres de la Formación Rupelo, del Berriasiense, en el W de la Cuenca de Cameros, además de perfilar la evolución sedimentológica y tectónica de la cuenca.

Clemente y Alonso (1990), en uno de los últimos trabajos sobre la cuenca, aportan un cuadro de correlación (Fig. 2a) del que se puede deducir la complejidad estratigráfica de la Cuenca de Cameros, admitiendo que: “existe todavía una gran confusión en cuanto a la estratigrafía de los materiales que se estudian en este sector de la Cuenca de Los Cameros, confusión que es en cierto modo lógica, dadas las dificultades que se presentan para su estudio, gran concurrencia de facies, falta de datos fiables para dataciones, existencia de numerosas discontinuidades internas en los materiales debido a una tectónica activa durante la sedimentación, etc(...)”.

Ante esta complejidad, el presente trabajo ha sido realizado tratando de estudiar los distintos grupos del “Weald” representados en la zona según la estratigrafía presentada por Gil Serrano & Zubieta (1978) (Fig. 2b) y Gil Serrano, Jiménez, & Zubieta (1978) en las memorias del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hojas 277 y 278 respectivamente, que se basan en los trabajos de Beuther (1966) y Tischer (1966).

En cuanto al tema del que se ocupa este trabajo, paleosuelos y paleoalteraciones, las referencias son ciertamente escasas.

descritas por Salomon (1984) y Platt (1985), y con las que se coincide en este trabajo.

Platt (1989) describe una fábrica de horizontes laminares, en la Formación Rupelo, similar a la descrita previamente como "laminar calcrete" (James, 1972), "laminar crust" (Multer & Hoffmeister, 1968) o "croûte zonaire" en término francés (Freytet & Plaziat, 1982).

MÉTODO

El trabajo ha consistido en un estudio mineralógico y micromorfológico, para lo cual se ha realizado difracción de rayos X y confección de láminas delgadas respectivamente. La difracción de rayos X se ha realizado tanto de la fracción arcilla como del preparado en polvo de roca total. A la fracción arcilla se le aplicaron los tratamientos de glicolado y calentado con el fin de obtener una correcta determinación.

A la hora de la determinación de la mineralogía por la interpretación de los difractogramas se encontró un problema con la mineralogía arcillosa, tanto en los de roca total como en los correspondientes a la fracción inferior a 2 μm ; se trata de la aparición de un grupo de minerales arcillosos, junto a la illita en la difracción, pero que es imposible discriminar, pudiendo englobar desde illita a clorita, interstratificados de distintos tipos, etc., y que se ha denominado "Illitas Abiertas". Estas "Illitas Abiertas" se corresponden con las "Illitas del Purbek" descritas por Deconinck, Strasser, & Debrabant (1988), aunque en nuestro caso propondríamos un origen distinto.

Las descripciones micromorfológicas de las láminas delgadas se han realizado principalmente en base a Bullock et al. (1985).

SECUENCIAS ESTUDIADAS

Se trata aquí de secuencias elementales, unas veces reales y otras idealizadas en base a varias reales, pero siempre intentando recomponer una secuencia elemental ideal representativa de cada unidad estudiada (Fig. 3).

1. SECUENCIA "MAMBRILLAS DE LARA"

Queda dentro de la unidad "Calizas Pisolíticas" Cc11-12 del Mapa Geológico 1:50.000, hoja 277 "Salas de los Infantes", que a su vez se incluye en

el Grupo "Tera" de Tischer (1966). Platt (1986) incluye estos materiales en su Formación Rupelo, dentro del Grupo "Tierra de Lara". Se trata de una alternancia de calizas grises y fangos limo-arenosos rojo-verdosos.

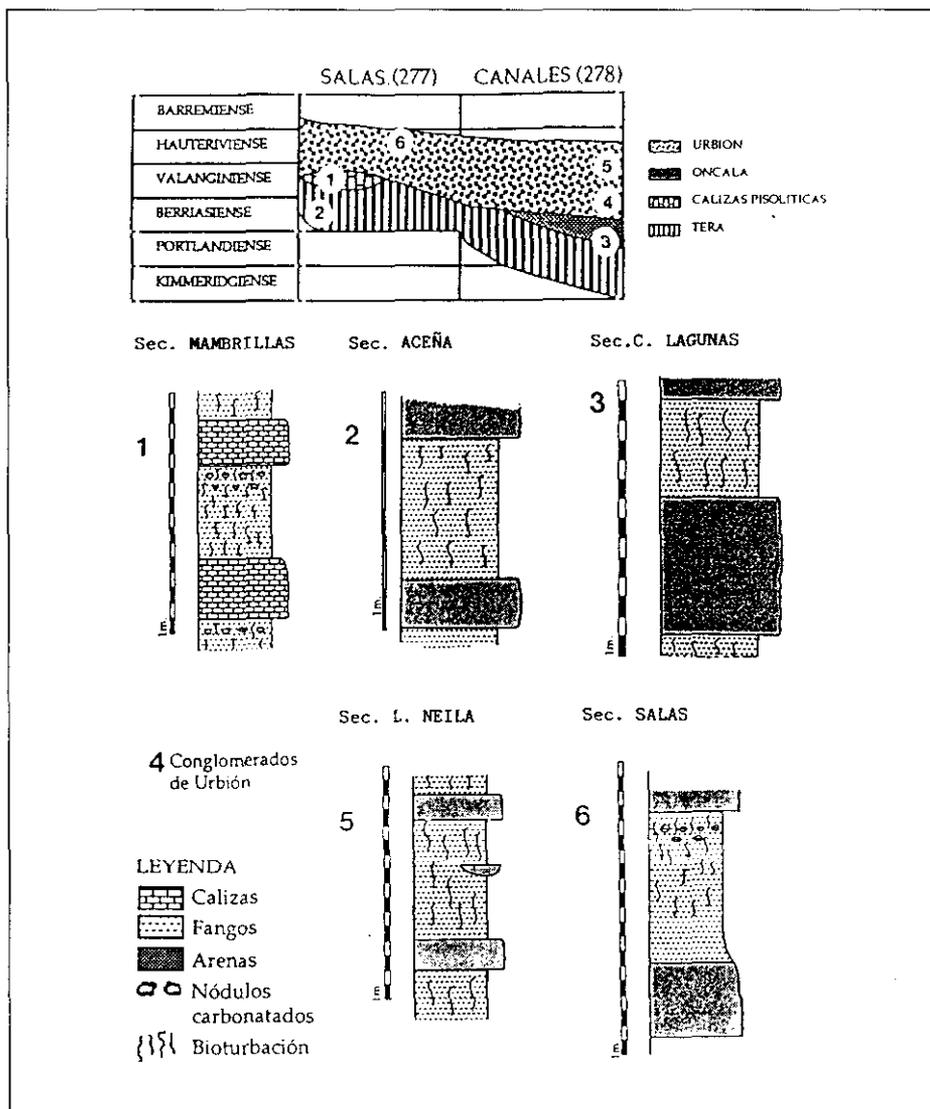


Fig. 3.—Secuencias estudiadas y situación de las mismas respecto al esquema de correlación de Gil Serrano & Zubieta (1978).

Fig. 3.—Sequences and situation in the correlation from Gil Serrano & Zubieta (1978).

Se establece una secuencia ideal tomando como base los fangos y techo las calizas. Los fangos presentan tonos verdosos y rojizos. Los tonos rojizos se encuentran principalmente hacia techo, indicando exposición con la consiguiente rubefacción de los sedimentos. Sobre la zona de fangos rojos se encuentran las calizas como señal de la instalación de lagos más o menos estables. En los fangos se detectan nódulos carbonatados.

Platt, en sus distintos trabajos citados, se refiere a los fangos aquí descritos llamándolos “margas rojas”, las describe como fangos limosos y calcáreos, rojos o rojo-verdoso moteados y sin estructura debido a una gran bioturbación. De esta forma los interpreta como depósitos de “flood plain” que alternativamente pueden representar paleosuelos pobremente desarrollados, ya que como único rasgo pedogénico cita el moteado local. En este trabajo se ha preferido no hablar de margas ya que aunque petrológicamente el término sea correcto, genéticamente no lo son, dado que el carbonato que tienen estos fangos es secundario, producto del reemplazamiento carbonatado. En cuanto a la interpretación como paleosuelos, hay que decir que se ve apoyada no sólo por los rasgos de hidromorfismos que dan la variación de color, sino además por la propia bioturbación que Platt menciona, así como por el incipiente encostamiento fruto de una clara actividad edáfica.

La mineralogía de ésta y de las siguientes secuencias, así como su evolución de muro a techo, queda representada en los diagramas semicuantitativos de la Fig. 4. Sobre los aspectos micromorfológicos se habla en general en el punto de modificaciones texturales.

2. SECUENCIA “ACEÑA”

Queda dentro de la unidad Cm,s11 de la hoja 277 del Mapa Geológico de España 1: 50.000 dada como “Areniscas, conglomerados y margas”, que se engloba en el Grupo “Tera” de Tischer (1966); en expresión de Gil Serrano & Zubieta (1978) es el Grupo “Tera” propiamente dicho. Se trata de una secuencia granodecreciente con un paso neto entre las arenas de la base y los fangos limosos. Las arenas son blanquecinas con óxidos, mientras que los fangos son verdoso-amarillentos con incipientes rubefacciones y muy bioturbados.

3. SECUENCIA “CARRETERA LAGUNAS”

Se encuadra en el Grupo “Tera” (unidad J32-Cs,cg11 de la hoja 278 “Canales de la Sierra”, dada como “Areniscas, conglomerados y margas”). La

unidad J32-Cs,cg11 de la hoja del Mapa Geológico de España 1 : 50.000 nº 278 “Canales de la Sierra”, se corresponde con la Cm,s11 de la hoja nº 277 “Salas de los Infantes”.

Se trata de una alternancia de areniscas y fangos, con paso neto entre ellos. Los fangos se encuentran muy bioturbados y rubefactados. Es frecuente encontrar pequeños canales dentro de los fangos.

4. CONGLOMERADOS DE URBIÓN

Son los “Conglomerados de Base” J33-Ccg12 de la hoja 278 (Ccg12 en la hoja nº 277). Forman la base del Grupo “Urbión”. Se trata de un conglomerado cuarzo blanco, pero de aspecto gris en campo, y en ocasiones ligeramente rubefactado.

En ellos es difícil detallar secuencias.

5. SECUENCIA “LAGUNAS DE NEILA”

Comprendida en la unidad Cs,a12,13 “Arenisca conglomerática y arcilla” de la hoja 278, del Grupo “Urbión” (equivalente a la C12-13 de la hoja 277, dada como “Conglomerados, cuarzoarenitas y arcillas arenosas”), que se apoya directamente sobre los conglomerados de Urbión. Se trata de una alternancia de arenas y limos, observándose todo muy bioturbado, con tonos pardorrojizos. Dentro de los limos se aprecian esporádicos canales.

6. SECUENCIA “SALAS DE LOS INFANTES”

Encuadrada en la unidad Ccg12-13 “Conglomerados, cuarzoarenitas conglomeráticas y arcillas arenosas” de la hoja 277 (esta unidad no está representada en la hoja 278), que a su vez está dentro del Grupo “Urbión”. Esta unidad está dada por Gil Serrano & Zubieta (1978) como de la misma edad que la secuencia “Lagunas de Neila” (Csa12,13 en 278 y C12-13 en 277), a la que asignan una edad Hauteriviense, pero en este trabajo se quiere tomar, aunque sólo sea relativamente, como la unidad superior del “Weald” de la zona, ya que sobre ella se apoyan los materiales de la facies “Utrillas”.

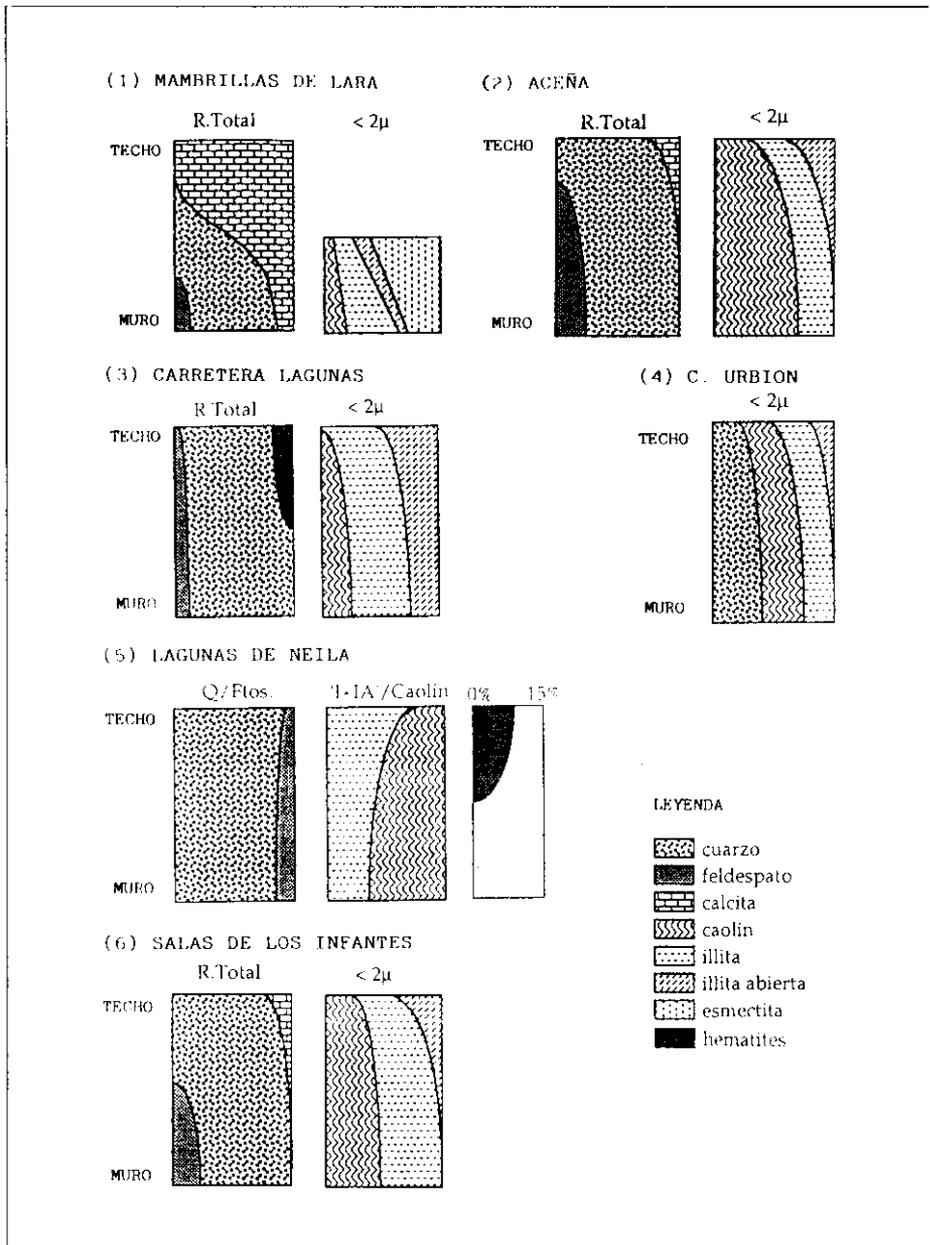


Fig. 4.—Diagramas semicuantitativos de la mineralogía total y fracción arcilla de las secuencias y evolución de la misma de muro a techo.

Fig. 4.—Semiquantitative diagrams with total mineralogy and < 2 µm fraction.

CONDICIONANTES DE LAS ACTUALES CARACTERÍSTICAS DE LOS SEDIMENTOS ESTUDIADOS

De los distintos trabajos realizados en la Cuenca de Cameros se deduce que su estructura sedimentaria es muy compleja debido a la actividad tectónica que controla la sedimentación. La tasa de sedimentación es por tanto muy elevada y hay problemas de definición de unidades.

A pesar de la complejidad estratigráfica de la Cuenca de Cameros, en este trabajo se han estudiado los procesos de alteración de secuencias representativas de todo el conjunto "Weald" de la parte más occidental de la citada cuenca. Se trata de secuencias sedimentarias continentales que abarcan desde facies conglomeráticas proximales hasta facies lacustre-palustres, pasando por diversos tipos de facies fluviales; así han sido estudiadas facies conglomeráticas, facies de arenas canalizadas, facies fangoso-arcillosas de llanura de inundación, facies carbonatadas lacustres y facies carbonatadas de origen edáfico (costras carbonatadas).

La composición de estas facies ha permitido hacer una separación clara entre los tres condicionantes que han contribuido a establecer las características petrográficas y mineralógicas que presentan actualmente estos sedimentos. Estos condicionantes son los siguientes:

- 1.º Aporte detrítico que recibía esta cuenca "Weald".
- 2.º Transformación que sufre este sedimento por la "diagénesis temprana". Estas transformaciones son atribuidas a la actividad paleoedáfica que se produce a techo de cada secuencia con posterioridad a su depósito.
- 3.º Transformaciones asociadas a la "diagénesis tardía" producidas por fenómenos de enterramiento profundo y compactación.

En la zona estudiada no está representada toda la columna del "Weald", pero al situarse en uno de los bordes de la cuenca resulta más indicada para el estudio de las alteraciones ligadas a la actividad paleoedáfica, que han quedado mejor reflejadas aquí que en las zonas donde la tasa de sedimentación es mucho mayor.

EL APORTE DETRÍTICO EN LA CUENCA "WEALD"

El aporte detrítico presenta una alta monotonía en todo el conjunto sedimentario estudiado. Se trata de un sedimento claramente inmaduro, con abundante feldespato (se han detectado contenidos de hasta un 30 %), con granos de biotita y de moscovita, éstos especialmente abundantes, pero sin embargo

no se han encontrado granos detríticos de carbonato. Este aspecto mineralógico permite atribuir, al menos, una “tendencia arcósica” para el conjunto sedimentario del “Weald”. Este apelativo de “tendencia arcósica” del sedimento se contrapone al de “tendencia siderolítica” para otro rico en cuarzo y sin apenas minerales lábiles. La mineralogía principal del aporte detrítico se reduce por lo general a cuarzo, feldespato, micas y arcillas. En estas arcillas se incluye el caolín que puede provenir de la alteración de feldespatos, sobre todo en los sedimentos más porosos, pero que es principalmente detrítico.

MODIFICACIONES EN EL SEDIMENTO PROVOCADAS POR LA DIAGÉNESIS TEMPRANA

La diagénesis temprana comprende todas aquellas reacciones entre las fases minerales del sedimento y el agua que circula por los poros desde el momento del depósito hasta su enterramiento moderado y antes de que la temperatura se vea incrementada por encima de la temperatura de la superficie (25°C). En estas condiciones las reacciones biológicas son muy importantes (Bjorlykke, 1983).

El conjunto de transformaciones que atribuimos a la “diagénesis temprana” es sin duda el más importante y el que ha contribuido a dar un carácter casi definitivo a estos sedimentos. La principal aportación de este trabajo es la puesta en evidencia de la abundancia y la constancia de los rasgos paleoedáficos en estos sedimentos continentales. Ha sido, en efecto, una sorpresa verificar cómo el estudio micromorfológico de las partes superiores de cada secuencia refleja de forma sistemática la actividad de paleosuelos no sólo en los términos carbonatados, sino también en secuencias con terminos detríticos. Del mismo modo la mineralogía presenta en el interior de cada secuencia una distribución que sólo es explicable por la dinámica de perfiles de alteración que se asocian a estos paleosuelos. El conjunto de modificaciones puede, por tanto, dividirse claramente en dos partes: las mineralógicas, cuyo resultado es el de producir modificaciones en la mineralogía detrítica original, y las microtexturales, cuyo resultado es el de modificar en mayor o menor medida la microestructura sedimentaria original. Por su importancia vale la pena hacer un resumen del conjunto de modificaciones texturales y mineralógicas.

TEXTURALES

Las modificaciones texturales producidas en la diagénesis temprana son abundantes; se puede comenzar hablando de la removilización de plasma asociada a la actividad edáfica. Esta removilización, que afecta principalmente a la fracción arcillosa, puede darnos unas reorientaciones al azar, o bien con determinadas fábricas de birrefringencia, concretamente fábricas pseudo-perpendiculares y granoestriadas producidas por la envuelta de granos por arcillas microlaminadas (Bullock et al., 1985).

Otra modificación es la presencia de pedotúbulos y otros tipos de bioturbaciones, que en muchos casos están rellenos por material arcilloso (“infillings” de Bullock et al., 1985), pudiendo éste tener laminaciones denominándose entonces “estriotúbulos”.

La corrosión de los granos detríticos primarios implica un reemplazamiento por otros minerales, generalmente arcillosos, lo que conlleva un cambio textural importante. Esta corrosión puede afectar a todo tipo de granos, pero donde mejor se cataloga su micromorfología es en los granos de feldespato, habiéndose encontrado corrosiones irregulares, globulares, peliculares, lineares y planolíneas (Bullock et al., 1985; Brewer, 1964).

Otra de las modificaciones que sufren los sedimentos afectados por actividad edáfica es la creación de fisuras y grietas que, según su tamaño y disposición, van a dar lugar a distintas microestructuras como masiva, agrietada, prismática, “platy structure”, etc. (...). Todos estos tipos, así como otros muchos, están definidos y descritos en Bullock et al. (1985).

Estas fisuras o grietas pueden presentar rellenos o recubrimientos como los descritos (“infillings” y “coatings”). Un ejemplo serían los “hypocoatings” en los bordes de las fisuras, originados por la penetración gradual de la rubefacción.

Toda esta serie de modificaciones tiende a destruir laminaciones y texturas originales, que sólo en ocasiones llegan a reconocerse. Es notable cómo estas modificaciones se manifiestan de manera más importante en las partes altas de las secuencias, disminuyendo en importancia hacia la base, prueba inequívoca de su asociación con la actividad edáfica.

Cuando se trata de sedimentos carbonatados también es fácil encontrar modificaciones microtexturales producidas por la bioturbación y/o el encostramiento carbonatado asociados con la actividad edáfica. Es posible observar, dentro de estas modificaciones, en primer lugar destrucciones de “laminaciones” originales; en segundo lugar incipientes, y a veces no tanto, nodulizaciones de material micrítico; en tercer lugar porosidades intragranulares rellenas

de cemento esparítico; y, por último, porosidades irregulares producidas por raíces dando texturas alveolares. En algunos casos también se encuentran porosidades secundarias originadas muy probablemente por procesos de disolución en episodios de microkarstificación; se reconocen por estar rellenas de cristales de calcita de mayor tamaño que el resto.

MINERALÓGICAS

Estos procesos edáficos fundamentalmente entrañan, por una parte, modificaciones en la mineralogía detrítica, y por otra, neoformación de especies arcillosas nuevas.

Las variaciones mineralógicas pueden resumirse en los tres apartados siguientes:

– Argilización generalizada, manifestada por la destrucción de las micas y del feldespato, que son reemplazados o corroídos por arcillas, y por la corrosión de granos de cuarzo por el plasma arcilloso.

La destrucción de feldespatos y micas, y su reemplazamiento por arcillas, implica que el sedimento pierda gran parte de su carácter arcósico, pero se insiste en que esta pérdida es posterior al depósito.

Las arcillas que se generan como consecuencia de esta alteración son posiblemente esmectitas. Estas esmectitas se conservan bien en los términos carbonatados, pero no aparecen en los detríticos. Una posible interpretación de esta anomalía es que, como veremos en el apartado de modificaciones debidas a la diagénesis tardía, se haya producido una desestabilización por envejecimiento de las esmectitas previas, dando como resultando una illitización generalizada.

– Rubefacción con fijación de hematites, que afecta principalmente a las granulometrías más finas. En estas partes más finas se impregna todo el plasma, haciéndose opaco en muchas ocasiones, mientras que en las gruesas afecta sólo al cemento o matriz arcillosa marcando especialmente las granoestriaciones. Por lo general disminuye de techo a base de las secuencias y no afecta tanto a las partes más bajas de éstas, lo cual es una muestra evidente de que esta rubefacción está asociada también a la actividad paleoedáfica. La fuente del Fe muy posiblemente sea la desestabilización de las biotitas, y no hay que descartar la posibilidad de haber tenido cloritas, desaparecidas por completo actualmente.

– Carbonatación, incipiente en muchos casos, pero claramente manifiesta en otros, con desarrollo de costras laminares. Se trata de un reemplazamiento por calcita (en ningún caso se ha detectado otro carbonato como pudiera ha-

ber sido la dolomita) que afecta a todo tipo de silicatos. En el caso de materiales carbonatados esta carbonatación produce, como se ha dicho, una modificación textural. Se insiste en que estas carbonataciones son inequívocamente edáficas al estar enraizadas en perfiles de alteración que desaparecen progresivamente hacia abajo. En varios casos pueden observarse las distintas zonas del perfil de una costra, desde una incipiente nodulización hasta una costra laminar a techo.

Todo el conjunto de modificaciones, muy especialmente las texturales, tienen un parecido singular con las que tienen lugar en los depósitos rojos de edad Mioceno Inferior del borde SW de la Cuenca del Duero descritas por Blanco et al. (1989), Blanco et al. (1989) y Martín Serrano, Blanco, & Fernández Macarro (1989). En efecto, estos tres procesos de argilización, rubefacción y encostramiento carbonatado desarrollados sobre sedimentos originalmente de carácter arcósico son las principales características descritas en ellos.

Como consecuencia de la actividad paleoedáfica se van a producir grano-estriaciones o reorientaciones arcillosas en torno a los granos, lo cual va a condicionar su comportamiento ante la diagénesis tardía. En efecto, en aquellas zonas donde se produjo un revestimiento se inhibe la formación de puntos triples y el posible suelde de granos (silicificación).

Los tres procesos de alteración citados, argilización no caolinizante, rubefacción y encostramiento carbonatado, sugieren unas condiciones climáticas con fuerte contraste estacional. En ambiente mediterráneo han sido abundantemente citados (Millot et al., 1977; Ruellan, 1970; ...), pero también en climas tropicales y subtropicales de fuerte contraste estacional sería posible. En cualquier caso el resultado de la paleoalteración descrita no tiene nada que ver con las caolinizaciones o ferruginizaciones que se dan en ambiente tropical húmedo que caracterizan a las facies Utrillas (Corral, 1989).

MODIFICACIONES EN EL SEDIMENTO PROVOCADAS POR LA "DIAGÉNESIS TARDÍA"

Ha sido justamente la comparación de los sedimentos "Weald" con otras series rojas más recientes, como las del Mioceno Inferior del borde SW de la Cuenca Terciaria del Duero, lo que ha permitido establecer que dichos sedimentos han sufrido una serie de modificaciones texturales y mineralógicas atribuibles a procesos diagenéticos tardíos. Es lógico pensar que estos sedimentos mesozoicos, depositados en una cuenca tectónicamente activa, van a

sufrir procesos de enterramiento profundo, con la consiguiente compactación, y van a verse posteriormente involucrados en procesos de plegamiento asociados a la Orogénesis Alpina. La intensidad de este plegamiento alpino es pequeña, no existiendo deformaciones internas en el sedimento, pero es suficiente para provocar, junto con la propia diagénesis de enterramiento, deformaciones en la porosidad original de los depósitos detríticos más porosos y algunas modificaciones mineralógicas en los términos lutíticos, en cambio no se han detectado modificaciones en los depósitos carbonatados.

A continuación se describen algunas de estas modificaciones, que en oposición a las descritas anteriormente, no se han observado en sedimentos similares más recientes.

ILLITIZACIÓN DEL COMPONENTE ARCILLOSO

Justamente la comparación de la mineralogía arcillosa de las facies rojas del Weald con otras facies rojas semejantes pero más modernas (p.e. las citadas del Mioceno Inferior del borde SW de la Cuenca del Duero) pone de manifiesto algunas diferencias debidas a la diagénesis tardía.

En efecto, en las facies citadas del Mioceno, la esmectita y la palygorskita son minerales ampliamente representados ya que se han neoformado en perfiles de alteración asociados a la actividad paleoedáfica. En cambio en los paleosuelos del Weald apenas se observan dichos minerales exceptuando la esmectita, que aparece en facies carbonatadas y que han sufrido menor enterramiento. Este conjunto de observaciones sugieren una desaparición por desestabilización de los minerales arcillosos propios de los perfiles de alteración Weald, en beneficio de una illitización generalizada.

Es evidente que no tenemos pruebas para poder confirmar dicha illitización y poder atribuir a dicho proceso el origen del conjunto "Illitas Abiertas", para ello se necesitarían estudios mineralógicos de detalle que quedan fuera del contexto de este trabajo

SILICIFICACIÓN

Este proceso sólo se ha observado en las facies más gruesas y porosas en principio, donde no había matriz ni cemento arcilloso.

Entre granos detríticos de cuarzo se observan contactos planos y contactos continuos, así como contactos triples que se forman entre ellos, con recrecimientos en continuidad óptica. Es absolutamente imposible que los granos detríticos, con tendencia original al redondeamiento, produzcan este tipo de con-

tactos. Por ello se piensa que en estas zonas donde la porosidad permaneció abierta se han producido recrecimientos de los granos detríticos de cuarzo y que son estos recrecimientos los responsables de dichos contactos.

Este proceso involucra, en consecuencia, una silicificación que se manifiesta por el recrecimiento de los granos con la práctica anulación de la porosidad original. Una prueba de la presencia del cuarzo de neoformación podría ser la presencia de este mineral en la fracción inferior a 2 μm exclusivamente en las muestras que presentan estas características texturales. En las demás muestras la ausencia al microscopio de cuarzos neoformados coincide con la ausencia de este mineral en dicha fracción inferior a 2 μm . Este proceso sólo ha sido observado en los términos conglomeráticos o en los arenosos sin apenas matriz arcillosa de la parte inferior de las secuencias. No se detectan por el contrario en los términos arcillosos o fangosos, como tampoco en aquellos arenosos en los que los procesos edáficos revistieron los granos detríticos por arcillas y dieron granoestriaciones.

CAOLINIZACIÓN DE FELDESPATOS

Es un proceso más complicado y ambiguo que el de la silicificación que se acaba de describir. Se da también en los términos arenosos más porosos de base de secuencia y en los conglomerados de Urbión, donde se observa una neoformación de acordeones de caolinita sobre restos de granos feldespáticos. Estos agregados arcillosos no han sido modificados por las removilizaciones matriciales edáficas y por tanto es necesario atribuirlos a procesos posteriores a ellas. Esto lleva a asociar de forma provisional, y a falta de otros argumentos, la caolinización de los feldespatos en las facies porosas del "Weald" con una diagénesis tardía, o en todo caso posterior a la actividad edáfica que afecta al techo de cada secuencia. En estos perfiles de alteración la tendencia general es a destruir caolinita y este hecho contrasta fuertemente con la neoformación observada en las bases de las secuencias. La caolinización, por lo demás, implica la circulación de aguas limpias capaces de lixiviar los iones que no tienen cabida en la red de la caolinita.

CONCLUSIONES

Los materiales estudiados abarcan desde facies conglomeráticas proximales hasta facies lacustres-palustres, pasando por diversos tipos de facies fluviales. Este conjunto sedimentario se organiza en diversos tipos de secuencias, todas ellas de origen continental.

El estudio se ha centrado en los tres aspectos siguientes:

- Análisis del aporte detrítico que recibía esta cuenca “Weald”.
- Transformaciones sufridas por el sedimento durante la diagénesis temprana, entendiéndose por ello las que ocurren a T^a y P superficiales.
- Transformaciones sufridas por el sedimento durante la diagénesis tardía, o de enterramiento y compactación.

El aporte detrítico: es altamente monótono, se trata de un sedimento inmaduro con abundantes feldspatos, micas (biotitas y moscovitas), caolín y posiblemente clorita; por tanto, es un sedimento de clara tendencia arcósica.

Modificaciones del sedimento ligadas a la diagénesis temprana: son las más importantes y son las que han contribuido a dar al sedimento la mayor parte de las características que actualmente presenta. Este conjunto de transformaciones de origen edáfico ha afectado tanto a la mineralogía detrítica original como a la propia microestructura sedimentaria; se deduce por tanto una intensa actividad de paleosuelos que se desarrolla contemporáneamente con la sedimentación. En forma resumida estas modificaciones son las tres siguientes:

- Argilización generalizada o alteración a arcillas de buena parte de los minerales detríticos (feldspatos y biotitas principalmente).
- Rubefacción que se manifiesta por la fijación de óxidos de Fe en la matriz argílica que generan los paleosuelos.
- Encostramientos carbonatados que producen reemplazamiento por calcita de parte de los silicatos presentes.

A nivel de cada secuencia elemental este conjunto de transformaciones alcanza su máximo a techo, disminuyendo hacia la base.

Todo este conjunto de modificaciones son muy semejantes al proceso de “fersialitización” descrito en suelos actuales desarrollados en climas mediterráneos, con marcada estacionalidad de precipitaciones, aunque en este caso quizá sea demasiado riguroso el término mediterráneo ya que climas tropicales y subtropicales con fuerte estacionalidad podrían producir los mismos efectos.

Diagénesis tardía: Se han detectado modificaciones atribuibles a esta etapa tanto en facies lutíticas como en facies más gruesas. En primer lugar en las facies lutíticas se ha detectado una desestabilización del componente arcilloso dando como resultado una illitización generalizada. En aquellas facies que conservan cierta porosidad, que tienden a localizarse hacia la parte inferior de las secuencias donde la actividad edáfica se dejó sentir en menor medida, conservando el sedimento parte de su porosidad propia, los procesos son los siguientes:

– Silicificación, manifestada por el recrecimiento de los granos de cuarzo desarrollando entre ellos contactos planos y puntos triples.

– Caolinización de feldespatos, manifestada por el reemplazamiento de dichos minerales por agrupaciones de acordeones de caolinita.

Finalmente se quiere resaltar como principal aportación de este trabajo el hecho de que, a pesar de la complejidad estratigráfica de la Cuenca de Cameros, los procesos de alteración de la facies “Weald” estudiada presentan una gran homogeneidad y constancia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro de un proyecto de investigación más amplio, financiado enteramente por la Junta de Castilla y León. Queremos agradecer a Begoña Fernández Macarro toda la ayuda prestada. Agradecemos también las observaciones y sugerencias de los dos revisores anónimos.

REFERENCIAS

- BEUTHER, A., (1966). Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 44: 103-121.
- BJORLYKKE, K., (1983). Diagenetic Reactions in Sandstones. In A. Parker and B.W. Sellwood (eds.) *Sediment Diagenesis*: 169-213.
- BLANCO, J.A., ALONSO GAVILÁN, G., FERNÁNDEZ MACARRO, B. & SÁNCHEZ MACÍAS, S., (1989). Alteración Roja Miocena sobre las Areniscas de Villamayor. *Stud. Geol. Salm.*, Vol. Esp. 5: 209-222.
- BLANCO, J.A., CANTANO, M., ARMENTEROS, I., FERNÁNDEZ MACARRO, B. & SÁNCHEZ MACÍAS, S., (1989). Superposición de procesos de alteración en la Serie Roja Miocena de la Fosa de Ciudad Rodrigo. *Stud. Geol. Salm.*, Vol. Esp. 5: 223-238.
- BRENNER, P., (1976). Ostracoden und Charophyten der Spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica*, 152: 113-201.
- BREWER, R., (1964). *Fabric and minerals of soils*. Wiley, New York. 470 pp.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOBS, G. & TURSINA, T., (1985). *Handbook for soil thin section description*. Wain Research Publi., London. 152 pp.
- CLEMENTE, P. & ALONSO, A., (1990). Estratigrafía y Sedimentología de las facies

- continentales del Cretácico Inferior en el borde meridional de la Cuenca de los Cameros. *Est. Geol.*, 46: 257-276.
- CORRAL, J.R., (1989). *Procesos de Alteración relacionados con el Ciclo Albense en el Borde Sur de la Cordillera Cantábrica*. Tesis de Licenciatura, inédita. Dpto. Geología, Univ. Salamanca. 96 pg.
- DAVAUD, E. & STRASSER, A. (1982). Les croutes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Saleve (Haute Savoie), France. *Eclog. geol. Helv.*, 75, 287-301.
- DECONINCK, J.F., STRASSER, A. & DEBRABANT, P., (1988). Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berrisian, Swiss and French Jura). *Clay Minerals*, 23: 91-103.
- FRANCIS, J.E., (1986). The calcareous paleosols of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic), Southern England. In: *Paleosols: their Recognition and Interpretation*. (Ed. by V. P. Wright). Oxford, Blackwell, pp. 112-138.
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J.C., (1982). Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sedim.*, 12: 213 pp.
- GIL SERRANO, G. & ZUBIETA, J.M., (1978). *Mapa geológico de España, E. 1:50000, MAGNA, Hoja geológica Nº 20-12 (Salas de los Infantes)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 37 pp.
- GIL SERRANO, G., JIMÉNEZ BENAYAS, S. & ZUBIETA, J.M., (1978). *Mapa geológico de España, E. 1:50000, MAGNA, Hoja geológica Nº 21-12 (Canales de la Sierra)*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 43 pp.
- GUIRAUD, M. & SEGURET, M., (1985). Releasing Solitary Overstep Model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria Strike-Slip Basin (North Spain). In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (eds.) "*Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*". Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 37: 159-175.
- JAMES, N.P., (1972). Holocene and Pleistocene calcareous crust (Caliche) profile: Criteria for subaerial exposure. *J. Sedim. Petrol.*, 42: 817-836.
- MARTÍN SERRANO, A., BLANCO, J.A. & FERNÁNDEZ MACARRO, B., (1989). Los procesos de alteración de la superficie del Valderaduey (Mioceno Inferior del Oeste Zamorano). *XII Congreso Español de Sedimentología, 1989*. Comunicaciones: 245-248.
- MENSICK, H. & SCHUDACK, M. (1982). Caliche, Bodenbildung und die paläographische Entwicklung und der Wende mariner Jura/Wealden in der westlichen Sierra de los Cameros (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, 49-80.
- MILLOT, G., NAHON, D., PAQUET, H., RUELLAN, A. & TARDY, Y., (1977). L'épigenie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride. Anti-Atlas, Maroc. *Sci. Geol. Bull.*, 30: 129-152.

- MULTER, H.G. & HOFFMEISTER, J.E., (1968). Subaerial laminated crusts of Florida Keys. *Bull. geol. Soc. Am.*, 79: 183-192.
- PALACIOS, P., (1890). Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 16: 558 pp.
- Platt, N.H., (1985). Fresh-water limestones from the Cameros Basin (North Spain). *5th. Reg. Mtg. Int. Ass. Sedim., Lérida (Spain, 1985)*. Abstracts: 363-366.
- PLATT, N.H., (1986). *Sedimentology and Tectonics of the Western Cameros Basin, Province of Burgos, Northern Spain*. Unpubl. D. Phil. Thesis, University of Oxford. 250 pp.
- PLATT, N.H., (1989). Lacustrine carbonates and pedogenesis: Sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36: 665-684.
- RUPELLAN, A., (1970). *Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental)*. Thèse Sci. Nat., Strasbourg (1970) et *Mém. Off. Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.)*, 54 (1971). 302 pp.
- SALOMON, J., (1982). Les Formations Continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaines Cantabrique et NW Ibérique). *Mémoires Géologiques de la Université de Dijon*, 6.
- SALOMON, J., (1984). Paléopedologie et redistributions dans les formations continentales du Jurassique supérieur du Bassin de Soria (Espagne). *5th Eur. Regional Mtg., Int. Ass. Sedim.* Abstracts: 393-394.
- SÁNCHEZ LOZANO, R. & PALACIOS, P., (1885). La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño: *Bol. Com. Map. Geol. España*, 12: 109-140.
- STRASSER, A. (1987). Detaillierte Sequenzstratigraphie und ihre Anmeldung: Beispiel aus dem Purbeck des schweizerischen und französischen Jura. *Facies*, 17, 237-244.
- STRASSER, A. (1988). Shallowing - upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, 35, 369-383.
- TISCHER, G., (1966). Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der Ostlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. geol. jb.*, 44: 123-164.
- WEST, I.M. (1975). Evaporites and associated sediments of the Purbeck Formation (Upper Jurassic) of Dorset. *Proc. Geol. Ass.*, 86, 205-225.
- WRIGHT, V.P., PLATT, N.H. & WIMBLETON, W.A., (1988). Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. *Sedimentology*, 35: 603-620.

Manuscrito recibido: 8 septiembre 1991.

Revisión aceptada: 5 mayo 1993.