

LA EVOLUCION CLIMATICA DEL STEPHANIENSE, PERMICO
Y BUNTSANDSTEIN DEL PIRINEO CATALAN
EN BASE AL ESTUDIO DE PALEOSUELOS

POR

F. GASCÓN-CUELLO * y J. GISBERT-ÁGUILAR *

RESUMEN

Se estudian los tipos de paleosuelos y paleoalteraciones más importantes en los materiales continentales comprendidos entre el Stephaniense-B y el Triásico inferior del Pirineo Catalán. Cabe citar karsificaciones del substrato, alteraciones hidromorfas o gleysoles, paleosuelos ferralíticos o lateríticos, vertisoles, calcretas o caliches y alteraciones relacionadas con discontinuidades estratigráficas. Se comparan estas paleoalteraciones con sus equivalentes actuales y se obtiene una reconstrucción paleoclimática en base a la presencia o ausencia de determinados paleosuelos (fig. 1).

Palabras clave: Stephaniense, Pérmico, Buntsandstein, Paleosuelo, Paleoclima, Paleoalteración, Sindiagénesis, Hidromorfo, Laterítico, Macrocaolinita, Berthierina, Vértico, Septaria, Caliche, Discordancia, Series rojas, Pirineo, Catalunya.

ABSTRACT

The continental materials between Stephanian-B and Lower Triassic in the Catalonian Pyrenees are studied. The most important kinds of paleosoils and paleoalterations are characterized. Substrata kartifications, hidromorphic alterations or gleysols lateritic or ferra-

* Departamento de Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad de Zaragoza, Zaragoza 50009.

litic soils, vertisols, caliche soils and alterations related with stratigraphic unconformities are counted as the most important paleoalteration processes and compared with their current equivalents. An inferred paleoclimatic model, based on the presence/absence of some paleosoils is exposed and briefly discussed (fig. 1).

Key Words: Stephanian, Permian, Buntsandstein, Paleosoil, Paleoclimate, Paleoalteration, Syndiagenesis, Hidromorphic, Lateritic, Macrokaolinite, Berthierine, Vertic, Septaria, Caliche, Unconformity, Red Beds, Pyrennes, Catalonia.

1. INTRODUCCION

Los materiales estudiados comprenden las molasas continentales tardi- y post-hercínicas del Pirineo axial catalán (NE de España), abarcando edades comprendidas entre el Stephaniense B y el Triásico inferior. Dichos depósitos han sido estudiados y descritos en detalle por FONTBOTE (1949), MEY y col. (1968), NAGTEGAAL (1969), ROBERT (1980), GISBERT (1981), GISBERT *et al.* (1982, 1983), MARTI (1982) y GASCON (1984) entre otros. Las unidades que utilizaremos aquí son las definidas por GISBERT (1981) como unidades deposicionales, por entender que tienen validez a escala pirenaica. Dichas unidades, de muro a techo, son las siguientes:

- Unidad Gris (U. G.): Stephaniense B.
- Unidad de Tránsito (N. T.): Stephaniense C-Autuniense basal.
- Unidad Roja Inferior (U. R. I.): Autuniense.
- Unidad Roja Superior (U. R. S.): Pérmico medio-superior.
- Unidad en Facies Buntsandstein (U. F. B.): Trías inferior-medio?

Los materiales del Stephaniense y Pérmico son, en general, sincrónicos con un vulcanismo activo. Dichos materiales se depositaron en cuencas intramontañosas, formando abanicos aluviales con depósitos fluviales y lagunares asociados a las zonas medias y centrales de las cuencas (GISBERT, 1981; GISBERT *et al.*, 1982, 1983; MARTI, 1982).

En dichos depósitos se han analizado las alteraciones diagenéticas tempranas que los afectan, observando que en muchos de los casos se han generado como resultado de un desarrollo edáfico sincrónico con la sedimentación. Según que la pedogénesis se efectúe en etapas de marcada subsidencia (1) o bien relacionada con detenciones más o menos importantes en la sedimentación (2), aquella va a imprimir

diferentes rasgos a las rocas. En el primer caso el sedimento se presenta relativamente homogéneo, con una organización que es el resultado del paso sucesivo por todos los horizontes del suelo, conduciendo a lo que denominamos «Pedoplasmación Azonal» (GASCON, 1984). En el segundo caso, los horizontes edáficos (exceptuando el A) correspondientes a ese momento podrán reconocerse, ya que habrán estructurado el sedimento con mucha mayor intensidad que la que posteriormente tenderá a homogeneizarlos al reanudarse la subsidencia. La persistencia en la detención de la sedimentación conducirá al desarrollo de paleosuelos relacionados con discontinuidades estratigráficas, los cuales serán más maduros que los anteriores.

El estudio comparado de suelos actuales y los antiguos observados en estas series, ha ayudado a interpretar por comparación los entornos climáticos en los que debieron depositarse nuestras Unidades.

Hemos seguido de cerca las indicaciones de MEYER (1981) a la hora de interpretar los suelos antiguos. Utilizaremos la nomenclatura de BREWER (1976) al referirnos a estructura y micromorfología de suelos. Se ha adoptado la terminología de DUCHAFOUR (1975) y FITZPATRICK (1980) y seguido sus criterios al clasificar los suelos presentes en nuestras series, además de los trabajos que explícitamente se citan. Empleamos la clasificación climática de STRAHLER (1970) en las interpretaciones paleoclimáticas.

2. TIPOS DE PALEOSUELOS Y PALEOLTERACIONES MAS IMPORTANTES

2.1. KARSTIFICACIONES DEL SUBTRATO

Se han observado cuando los materiales de las unidades U. G., U. T., U. R. S. y U. F. B. se depositan directa y discordantemente sobre materiales carbonatados (generalmente calizas devónicas) del ciclo Hercínico. Buenos ejemplos de este tipo de alteraciones pueden observarse en Enviny-Llarvent (U. G.), Castellar de'n Hug (U. T.), Surroca-Ogassa (U. T.) y Benés (U. F. B.). El subtrato puede llegar a observarse karstificado hasta varias decenas de metros bajo la discordancia, aunque lo normal son desarrollos no superiores a 5 metros. Dichas paleokarstificaciones son rellenadas por sedimentos carbonáticos y/o detríticos. Cuando los rellenos son de tipo carbonático lo hacen formando espeleotemas o como calcita esparítica rosada, teñida por óxidos de Fe dispersos. Los rellenos detríticos son de tipo brechoide, de litologías similares a los materiales de la unidad fosilizante.

Los rellenos más espectaculares de paleodolinas se han observado cuando la U. T. se deposita sobre ellas. En estos casos es frecuente la

presencia de macrocaolinitas, berthierina e illita autigénicas, esta última formando parte de argilanes edafogénicos con extinción ondulante al ser observados en lámina delgada. La roca, en conjunto, muestra una textura pseudobrechoide glaebular. Son habituales los óxidos de Fe, tanto en cementos tempranos como en glaebulas, ferranes y ferroargilanes edafogénicos. La porosidad primaria de la roca se cementa por los cutanes citados, carbonatos y cuarzo antigénicos. Los rellenos carbonáticos están constituidos por calcita ferrosa y no-ferrosa, con evidencias de crecimientos estadiales alternantes. Estos materiales de relleno se interpreta como provenientes del desmantelamiento y mezcla de distintos horizontes de perfiles edáficos ferralíticos situados en las proximidades del depósito cavernoso, estando afectado el depósito por nuevas etapas edafogénicas que imprimirían una reordenación plasmática al conjunto. La autigénesis de cuarzo y calcita no-ferrosa claramente sindiagenética, indica una variación probablemente estacional en los mecanismos de depósito, correspondiendo a etapas de sindiagénesis vadosa en un clima con dos estaciones (seca-húmeda) marcadas. En la sindiagénesis freática precipitaría la calcita ferrosa (GASCON, 1984).

En los rellenos kársticos de la U. R. S. y U. F. B. no hay nunca autigénesis de caolinita o berthierina, siendo los depósitos litológica y mineralógicamente similares a los de la unidad fosilizante, con cementos complejos, característicos según su posición en la cuenca (GISBERT, 1981). Pueden existir desarrollos de ferranes, argilanes illíticos y ferroargilanes, todos ellos edafogénicos, rellenando parte de la porosidad primaria de la roca.

2.2. DESARROLLO DE ALTERACIONES HIDROMORFAS O GLEYSOLES

Relacionadas con medios saturados en agua la mayor parte del año, observan preferentemente en las unidades Stephanienses (U. G., y U. T.). Estos paleosuelos hidromorfos son especialmente reconocibles cuando se desarrollan sobre materiales de origen volcánico (andesitas, dacitas, tobas y cineritas). Se presentan siempre en substratos con coloración grisácea, aunque no siempre que se presenta esta coloración sea debida a una edafogénesis hidromorfa. El tipo de alteraciones observado se relaciona con medios reductores, saturados en agua, en etapas sindiagenéticas. Como las detenciones en la sedimentación provocan el tránsito a condiciones de edafogénesis oxidante, ferralítica en el caso Stephaniense, es evidente que la edafogénesis hidromorfa se desarrolla generalmente según el modelo de «pedoplasmação azonal», y consecuentemente no se presenta una zonación vertical definida; sin embargo existe una notable variación de sus caracte-

terísticas en sentido horizontal, en función de las variaciones hidrodinámicas del medio sedimentario.

GISBERT (1981) cita cuatro tipos de alteraciones sobre vulcanitas grises:

- A) Vulcanitas caolinizadas.
- B) Vulcanitas silicificadas-caolinizadas.
- C) Vulcanitas carbonatadas-cloritizadas.
- D) Vulcanitas carbonatadas-cloritizadas-silicificadas.

Las alteraciones A, B y D las interpretamos como generadas en una edafogénesis hidromorfa según se trate de un medio bien drenado con mucha materia orgánica (A), semidrenado (B) o estancado (D). Las alteraciones descritas en C podrían haberse producido en la diagénesis sin intervención edáfica (medios lacustres). Las alteraciones descritas se observan tanto reemplazando mineralogías preexistentes en la roca volcánica, como en forma de neoformaciones rellenando la porosidad primaria de la roca. En este último caso se observan bandeados alternantes de las diferentes mineralogías indicando condiciones estadales en su génesis.

Las diferentes asociaciones tienen una posición preferente en las cuencas, de manera que las del tipo D se relacionan con zonas centrales, las B a zonas medias y las A a proximales, en términos relativos.

En ciertas ocasiones pueden llegar a desarrollarse niveles hidromorfos zonales, no generados según el modelo de «pedoplasmación azonal». Es el caso de los desarrollos hidromorfos bajo perfiles de alteración ferralítica, siempre relacionados con detenciones en la sedimentación. En estos perfiles, que interpretamos como «Gleysoles Plínticos» por existir horizontes de plintita (ver apartado 2.3) en las partes superiores, el desarrollo de alteraciones y neoformaciones atribuidas a edafogénesis hidromorfa es mucho más intenso, debido a la mayor madurez de estos suelos que en el caso de perfiles azonales.

2.3. DESARROLLO DE PALEOSUELOS LATERÍTICOS O FERRALÍTICOS

Se han observado asociados únicamente a los depósitos de la U. G. y U. T., especialmente sobre substratos de origen volcánico y ligados a discontinuidades estratigráficas de valor local. Cuando estos paleosuelos se localizan «in situ» se caracterizan por presentar una zona basal de alteración progresiva del substrato, en donde se desarrollan

-silicificaciones y ferruginizaciones; una lateración «en bolas» en la parte media; y una alteración a «plintita» ferralítica, con autigénesis de macrocaolinitas vermiculares y berthierina, en las partes superiores. Perfiles de alteración edáfica como el descrito se observan en suelos ferralíticos actuales, en los horizontes de alteración o «alteritas» con desarrollo de «plintita» (FITZPATRICK, 1980; BEAUDOU y CHATELIN, 1979). La presencia de berthierina no la hemos visto citada anteriormente, lo que nos hace suponer que este mineral se genera posteriormente al desarrolla del perfil ferralítico.

La coloración de la roca pasa progresivamente de tonos grisáceos del substrato a rojizos en la zona más alterada. En la vertical se observan las siguientes variaciones:

- a) Disminución progresiva del contenido en clorita y feldespatos de la roca madre, hasta desaparecer en la roca más alterada.
- b) La cristalinidad de la illita es mínima en las partes medias del perfil y máxima en las partes altas en donde hay autigénesis de illita en argilanes edafogénicos.
- c) Autigénesis de macrocaolinitas vermiculares, máxima en el tramo superior de plintita, característica de este tipo de horizontes en perfiles ferralíticos actuales. Las macrocaolinitas se neoforman siempre en la fase alterítica.

Los horizontes superiores descritos en suelos ferralíticos actuales por encima del tramo de plintita, corresponden a la zona de pedoplasma o «estructicrom». En dichos horizontes de generación de plasmas pedológicos hay una homogeneización máxima de la roca y una agregación ovoide del plasma, con procesos de ferruginización y caolinización dominantes (FITZPATRICK, 1980; BEAUDOU y CHATELIN, 1979; CHATELIN y MARTIN, 1972; FLACH *et al.*, 1968). Dichos horizontes de «structicrom» no han llegado a ser observados «in situ» en nuestras series, aunque sí se han encontrado evidencias de ellos en regolitos que re trabajan débilmente perfiles ferralíticos, como sucede en la localidad de Estach. En dichos perfiles se observan agregados ovoides caoliníticos y macrocaolinitas vermiculares escasamente transportados, afectados por nuevas fases de alteración ferralítica con autigénesis de macrocaolinita. Dichos regolitos evidencian una mezcla de horizontes de plintita y «estructicrom».

En general el tipo de perfiles descritos en el párrafo anterior es el más habitual y se suelen depositar, tras la erosión y escaso transporte sufridos, según una zonación invertida respecto a la zonación original del perfil edáfico. Cuando el transporte es mayor van a dar

facies detríticas caoliníferas, siderolíticas en el sentido de MILLOT (1967), en las que pueden observarse todavía macrocaolinitas en hojas de libro, detríticas.

2.4. PALEOSUELOS CON CARACTERÍSTICAS VÉRTICAS O VERTISOLES

Se trata de suelos desarrollados sobre materiales con elevada capacidad de expansión-retracción en climas con fuerte variación estacional seco-húmedo (FITZPATRICK, 1980; GUILLOBEZ, 1979; DUCHAFOUR, 1975). Se produce una neoformación de arcillas hinchables en base a dos importantes factores: Las acentuadas alternancias estacionales del clima y la riqueza en cationes alcalinotérreos. Es siempre necesaria la existencia de un período cálido y seco, aunque se generan en entornos climáticos muy diferentes.

Los paleosuelos vérticos se encuentran en nuestras series en todas las unidades rojas (U. R. I., U. R. S., U. F. B.) especialmente en las pérmicas, y en los niveles superiores de la U. T. Se observan tanto en niveles lutíticos como afectando a niveles de origen volcanoclástico (cineritas especialmente). Han sido descritos en detalle por GISBERT y GASCON (1985). Se caracterizan por presentar algunas de las siguientes estructuras:

- a) *Mud-cracks* o grietas de retracción sindiagénicas, subverticales. A menudo la mayor porosidad de la grieta ha propiciado una precipitación de carbonatos esparíticos sindiagénicos, considerados como calcitanes edafogénicos. Generalmente van acompañadas de estrías de deslizamiento superficiales. Se interpretan como resultado de la desecación de la masa lutítica.
- b) Estrías de deslizamiento o slickensides. Se presentan agrupadas en bandas estratiformes, asociadas a grandes grietas de retracción o dispersas en la masa lutítica. La estructura puede observarse bien en los sistemas de huecos, groseramente planares, que siempre acompañan a los slickensides. Hay carbonatos rellenando los huecos los cuales son en ocasiones fibrosos (calcitanes) y están deformados por el movimiento de la masa lutítica durante la sindiagénesis. Las direcciones de movimiento deducidas de las estrías son muy variables en un mismo afloramiento e incluso a nivel de muestra de mano, pudiendo catalogarse de «fábrica caótica» al conjunto de orientaciones de las mismas.
- c) Pseudomicropliegues, no generados por procesos tectónicos. Se distinguen fácilmente donde existen huecos planares. Los ra-

dios de los pliegues oscilan de 1-2 mm. a 1-2 cm., pudiendo presentarse microcabalgamientos. Es frecuente que los micropliegues y microcabalgamientos presenten vergencias contradictorias.

- d) Redes de huecos sindiagenéticos. De morfologías variadas, generalmente planares, se disponen en el substrato con tendencia a concentrarse en niveles estratiformes. Rellenos por argilanes y calcitanes edafogénicos y en general paragénesis carbonática de origen temprano.
- e) Substrato individualizado en micropeds. De dimensiones milimétricas a centimétricas, los micropeds están limitados por mud-cracks y huecos sindiagenéticos rellenos. Tienen morfologías cuneiformes, poligonales o irregulares, con separación plasmática maséptica en el interior de los micropeds.

Las estructuras citadas están descritas como típicas de suelos vérticos actuales, aunque en éstos las redes de huecos siguen existiendo como tales. Las características *b)*, *c)*, *d)* y *e)* suelen presentarse juntas, dando lugar a la estructura que hemos denominado «septaria planar» (GISBERT y GASCON, 1985), la cual presenta además tránsitos laterales graduales hacia los nódulos septariformes s.s. (GISBERT y GASCON, 1984). La presencia de nódulos septariformes con redes planares de huecos afectados por pseudomicropliegues, así como la existencia de estadios graduales entre las redes de huecos dispersas y los nódulos de septaria, sugiere que la génesis de estos últimos en nuestras series se relaciona con un contexto edáfico de tipo vértico.

2.5. CALCRETAS O CALICHES

Se desarrollan en todas las unidades rojas (U. R. I., U. R. S., U. F. B.). Exceptuando a la U. F. B., estos suelos son el resultado de una pedoplasmación azonal en el sentido de que se desarrollan sincrónicamente a una subsidencia activa de las cuencas. En las facies Buntsandstein (U. F. B.) su existencia sí que podría indicar pequeñas detenciones locales en la sedimentación, aunque no parece que en el Pirineo existan paraconformidades importantes como las descritas por MARZO (1980) en la Catalánides.

En las unidades rojas pérmicas (U. R. I., U. R. S.) se desarrollan horizontes de calcreta de casi todos los tipos descritos en la bibliografía sobre calcretas actuales, observándose niveles nodulares, masivos y en bloques, además de la septarización planar que se comenta más adelante. Mientras que las calcretas masivas y en bloques se

desarrollan preferentemente sobre substratos de naturaleza volcánico-clástica, las calcretas nodulares se sitúan o bien aisladas, dispersas en las series, o bien como niveles relacionados con calcretas masivas y en bloques.

Es frecuente que las calcretas pérmicas afecten selectivamente litologías de origen volcánico. Este efecto es especialmente manifiesto allí donde niveles volcanoclásticos sucesivos atraviesan zonas canaliformes en donde alternan varios niveles de tobas con depósitos detríticos de relleno de canal; las tobas están calichificadas con estadios maduros, adaptándose las calcretas a la morfología de los canales que rellenan y pasando lateralmente a fundirse en un nivel único fuera de la zona canaliforme; los rellenos detríticos asociados o no están calichificados o lo están muy incipientemente, con reemplazamiento selectivo de clastos volcánicos o desarrollo de nódulos carbonáticos. Dichos niveles detríticos resaltan como lentejones dentro de la masa de la calcreta. Los niveles de calcreta masiva suelen englobar una gran proporción de clastos de la roca original y cuarzos de origen volcánico generalmente no asimilados por la calcreta. Estos hechos parecen indicar un rápido reemplazamiento del substrato por carbonato.

Es frecuente observar plagioclasas autigénicas, sincrónicas con el proceso de calcretización; también lo es la presencia de cutanes (calcitanes, argilanes y ferranes) asociados a los nódulos carbonáticos y rellenos de grietas en la calcreta.

Los rellenos de huecos asociados a las calcretas, tanto grietas como pedotúbulos, se hacen tanto por matriz lutítica como por carbonatos esparíticos.

Cuando las calcretas presentan estadios de desarrollo incipiente (caliche juvenil de REEVES, 1970), se caracterizan por situarse en amplios niveles estratiformes con acumulaciones de nódulos carbonáticos dispersos, en ocasiones septariformes, y muy a menudo con aspecto de rizocrecciones con zonaciones similares a las descritas por CALVET y col. (1975). Los diámetros de estos nódulos oscilan entre 0,5 y 4 cm.

En algunas costras masivas existe abundante calcedonia dispersa, con texturas esferulíticas. Esta calcedonia es tanto de tipo «calcedonita» como «cuarcina-lutecita» y presenta relaciones complejas con el carbonato circundante, evidenciando tanto corrosiones de la calcita por sílice como el proceso inverso. Esto indica estadios alternantes de silicificación-carbonatación en la sindiagénesis.

Los carbonatos micríticos o microesparíticos de las calcretas en todas sus manifestaciones son siempre no-ferrosos, característicos de un ambiente genético oxidante de condiciones sindiagenéticas muy tempranas, vadosas. Los rellenos de huecos por carbonato esparítico

son de calcita no-ferrosa, indicando un relleno en fases sindiagenéticas algo más tardías en condiciones vadosas o freáticas oxidantes.

En ocasiones se observan decoloraciones verdes alrededor de los nódulos de calcreta, especialmente en las partes basales de la U. R. I., en la U. R. S. y en la U. F. B. Por otra parte, también son frecuentes las decoloraciones y moteados verdosos en estas mismas unidades, no relacionadas con calcretas, afectando a lutitas de facies distales. Estos hechos se relacionan con la existencia de estadios hidromorfos estacionales en el desarrollo de los paleosuelos y suele estar acompañado de la precipitación de calcita ferrosa en los huecos, caracterizando una sindiagénesis freática reductora asociada.

El desarrollo de horizontes de calcreta con estructura bandeada no corresponde ni en situación ni en morfología con las zonas laminares observadas en calcretas actuales. Pueden aparecer en cualquier parte del perfil e incluso presentarse en niveles compuestos exclusivamente por este tipo de calcretas. Tienen un hueco central planar relleno por calcita esparítica, con una zona carbonatada micrítica a ambos lados. Es frecuente la coalescencia de láminas estando en continuidad las zonas de huecos planares. Este tipo de calcretas tiene una relación genética con las «septarias planares» (ver apartado 2.4) características de entornos vérticos.

Aplicando la nomenclatura de REEVES (1970) puede decirse que el «caliche maduro temprano» y «caliche maduro tardío» se generan exclusivamente sobre substrato volcánico en las unidades rojas pérmicas, mientras que en el resto de la serie y cuando no existe substrato volcanoclástico es el «caliche juvenil» el único observado. No se han observado en ningún caso estadios de «caliche viejo». Cuando se encuentra «caliche maduro» en cualquiera de sus estadios es característica la ausencia de niveles de calcreta laminar en las secuencias, o si las hay tienen el aspecto de «septaria planar» antes descrito.

Podemos afirmar de todo lo expuesto que sobre cenizas volcánicas la evolución de una costra carbonatada o calcreta es mucho más rápida que sobre un material de origen exclusivamente sedimentario, hecho éste que también se ha citado en calcretas actuales (HAY y REEDER, 1978), y por lo tanto la observación de estadios más avanzados de calcretización en tobas volcánicas no tiene por qué indicar detenciones en la sedimentación ni exposiciones subaéreas más prolongadas que el resto de los materiales.

Las facies Buntsandstein presentan características diferentes de las unidades rojas pérmicas, en cuanto a la presencia de calcretas se refiere. En la U. F. B., al no existir acumulaciones piroclásticas, solamente se observan calcretas de estadios incipientes («caliche juvenil»).

Todo lo dicho y el hecho de que la U. F. B. sea una unidad extensiva, con una tasa de subsidencia relativamente más baja que las

unidades Pérmicas, hace pensar que las condiciones ambientales para el desarrollo de calcretas serían más favorables en el Pérmico rojo que en el Buntsandstein, teniendo la U. F. B. un clima relativamente más húmedo que aquéllas. Este hecho ya fue observado por GISBERT (1981) al estudiar la cementación sindiagenética de dichos materiales.

3. ALTERACIONES RELACIONADAS CON DISCONTINUIDADES ESTRATIGRAFICAS

Se han estudiado las alteraciones ligadas a los siguientes tipos de discordancias:

3.1. DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE LA UNIDAD GRIS O UNIDAD DE TRÁNSITO Y EL SUBSTRATO PRE-STEPHANIENSE

Cuando el substrato es carbonático se producen karstificaciones (ver apartado 2.1).

Si el substrato es pizarroso se produce rubefacción y ferruginización del mismo, acompañada de la destrucción de la clorita y un incremento del contenido en caolinita. En las partes más profundas de la paleoalteración hay precipitación de calcita rosa, teñida por óxidos de hierro, y megacuarczo, preservándose la textura original de la roca. En esta parte del perfil la cristalinidad de la illita decrece hacia el techo.

En la parte alta del perfil hay una progresiva desestructuración de la textura original del substrato, autigénesis de megacuarczo y desarrollo de ferranes, ferroargilanes y argilanes illíticos, aumentando la cristalinidad de la illita hacia las partes más altas del perfil. En ocasiones, bajo depósitos reductores, existe berthierina.

Estas alteraciones se interpretan como horizontes profundos de perfiles edáficos ferralíticos.

3.2. PARACONFORMIDADES INTERNAS EN LA UNIDAD GRIS O LA UNIDAD DE TRÁNSITO

Se producen alteraciones de tipo laterítico o ferralítico, ya descritas en el apartado 2.3.

3.3. DISCORDANCIAS ANGULARES DE LA UNIDAD ROJA SUPERIOR Y DE LA FACIES BUNTSANDSTEIN SOBRE MATERIALES PREEXISTENTES

Cuando el substrato es carbonático se producen karstificaciones (ver apartado 2.1.).

Sobre otro tipo de materiales se produce una alteración del sustrato acompañada de rubefacción. El espesor de los perfiles de alteración oscila entre 5 y 20 metros.

La alteración más frecuente provoca los siguientes efectos de muro a techo:

- Descenso progresivo del contenido en Mg, Fe^{+2} y Al (extractables con Cl H) entre la zona no alterada y la alterada, estabilizándose en esta última. Este efecto es especialmente manifiesto sobre sustratos conteniendo cloritas, produciéndose simultáneamente su desaparición.
- Decarbonatación de los carbonatos primarios de las rocas (calcretas, dolomicritas) y reemplazamiento de cementos carbonatados originales por cementos similares a los presentes en la unidad que fosiliza la discordancia.
- Descenso en la cristalinidad de la illita desde la base hacia los tramos medios del perfil, y posterior aumento en las partes superiores.
- Tendencia al enriquecimiento en Fe^{+3} extractable con Cl H, especialmente en los últimos metros del techo.
- Anomalías en el contenido en Cr y V extractables con Cl H, generalmente directamente relacionadas con las de Fe^{+3} , pudiendo presentarse uno o dos máximos (superior e inferior) en la tendencia evolutiva.

3.4. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE ESTE TIPO DE ALTERACIONES

Las discontinuidades estratigráficas se presentan asociadas en todos los casos a paleosuelos de carácter oxidante. Estos paleosuelos son de tipo ferralítico en el caso del Stephaniense (U. G., U. T.), mientras que en las unidades rojas no han podido asemejarse a un modelo de suelo actual, aunque por su contexto deben corresponder a alteraciones producidas en una estepa tropical más o menos húmeda. La complejidad de la historia diagenética posterior y la erosión de los horizontes superiores de la alteración son quizá la causa de la complejidad en las paleoalteraciones fosilizadas por series rojas.

Respecto a la historia diagenética posterior, se pueden deducir las siguientes conclusiones generales:

- 1) Cuando la paleoalteración oxidante está fosilizada por facies reductoras, hay una neoformación de berthierina a techo del perfil de alteración a expensas de la caolinita y los geles del paleosuelo.

- 2) La alta cristalinidad de la illita en los tramos altos del perfil de alteración es explicable por la circulación de fluidos diagenéticos cicatrizantes en una zona de gran porosidad, con material fácilmente recristalizable (geles y minerales arcillosos muy degradados), además de poder ser autigénica en los argilanes edafogénicos.
- 3) Se observa la autigénesis y cementación de los huecos del paleosuelo por paragénesis semejantes a las características de la unidad que fosiliza los perfiles de alteración.

4. EL COLOR ROJO Y EL HIERRO (+3) EXTRACTABLE

El color de los sedimentos se ha comparado con medidas del Fe^{+3} extractable con Cl H sobre el supuesto de que la génesis de este hierro está relacionada con el grado de exposición subaérea y la hidrólisis que ha sufrido el sedimento en medio oxidante (VAN HOUTEN, 1973). Las medidas de color se han estandarizado según la Rock-Color Chart de la G. S. A. (1975). Las medidas y análisis se han realizado tanto sobre facies distales (U. T., U. R. I., U. R. S., U. F. B.) fundamentalmente rojas, aunque con otras coloraciones locales, como sobre la matriz de materiales brechoides proximales (U. G., U. T.), para evitar en lo posible las series grises afectadas por procesos hidromorfos dominantes.

En los sedimentos Stephano-Pérmicos las lutitas rojas afectadas por pedoplasma azonal poseen un comportamiento próximo a un sistema cerrado y por tanto el Fe^{+3} extractable con Cl H (tabla I)

TABLA I

Contenido de Fe^{+3} extractable con ClH y color medio de los sedimentos en los materiales rojos de las molasas tardi- y post-Hercínicas. Los datos de contenido en Fe^{+3} están dados en % sobre roca total. El estudio se ha realizado sobre lutitas rojas, excepto en los datos () en los que se ha realizado sobre la matriz de materiales brechoides.*

Fe^{+3} content, extractable by HCL, and average colour of the sedimentans in the red levels of the tardiand post- Hercynian molasses. Fe^{+3} content data expressed as % of total rock. All data from red siltstones except in (), from matrices of breccias.*

| Unidades | U.G. * | U.T. * | U.T. | U.R.I. | U.R.S. | U.F.B. |
|--------------------------|----------|---------|----------|----------|------------|----------|
| Media | 2.25 | 4.02 | 1.15 | 0.45 | 0.92 | 1.52 |
| % Fe^{+3} extr. Máximo | 3.16 | 6.63 | 2.25 | 1.41 | 5.68 | 2.08 |
| Mínimo | 0.35 | 1.54 | 0.35 | 0.02 | 0.17 | 1.20 |
| Color medio | 10 R 4/4 | 9 R 5/2 | 2 YR 5/2 | 5 YR 5/2 | 3.5 YR 5/3 | 10 R 4/4 |

aumenta proporcionalmente a la intensidad hidrolizante del paleoclima de cada unidad. En las lutitas de las facies Buntsandstein los valores de Fe^{+3} extractable son superiores a los esperados, hecho que relacionamos con unos medios sedimentarios favorables a la movilización y depósito del Fe^{+3} , con tasas de subsidencia moderadas y cuencas sedimentarias amplias (sistema abierto para el Fe).

Como puede observarse en la tabla I, los mayores contenidos medios en Fe^{+3} extractable se corresponden con sedimentos más saturados en tonos rojos (9 R), mientras que los contenidos menores coinciden con saturaciones menores en rojo (5 YR).

5. CONSIDERACIONES FINALES

A la vista de los datos expuestos hemos llegado a una reconstrucción paleoclimática del período de tiempo comprendido entre el Stephaniense y el Triásico inferior en el área Pirenaica Catalana. Dicha reconstrucción se basa en comparaciones actualísticas con las series estudiadas. Para su entendimiento basta tener en cuenta las siguientes consideraciones:

A) La presencia de suelos ferralíticos implica unas precipitaciones medias anuales superiores a 1.000-1.200 mm., altitudes medias sobre el nivel del mar inferiores a 1.200 m., y temperaturas medias anuales por encima de 25°C (FITZPATRICK, 1980). Estas condiciones pueden darse en clima tropical húmedo, litoral de vientos alisios y tropical de estaciones contrastadas, todos ellos característicos de latitudes bajas (STRAHLER, 1970). En nuestras series estos paleosuelos son característicos de la U. G. y tramos inferiores de la U. T.

B) El clima atmosférico tiene poco efecto sobre la formación de los Gleysols y estadios hidromorfos, ya que su desarrollo está condicionado principalmente por la topografía. Sin embargo, tienden a ser frecuentes en áreas en las que las precipitaciones son muy altas, en donde la evapotranspiración es mucho mayor que la precipitación. Se dan en variados climas y latitudes, aunque en las latitudes bajas donde debieron depositarse nuestras series se desarrollan bien en climas tropicales con dos estaciones marcadas, y tropicales lluviosos y monzónicos (FITZPATRICK, 1980). Estos suelos son característicos de la U. G. y U. T., presentándose eventuales estadios hidromorfos en el resto de la serie.

C) La presencia de Vertisols implica unas precipitaciones medias anuales inferiores a 1.000 mm. (GUILLOBEZ, 1979), aunque pueden

desarrollarse en climas con escasas precipitaciones concentradas en una estación húmeda. Para el desarrollo de Vertisoles se requiere que durante un período del año haya una completa saturación del suelo en agua y seguidamente una estación seca marcada. Estos suelos se don en un amplio rango de climas: continental húmedo, tropical con dos estaciones marcadas, estepa tropical y marino tipo «West Coast», aunque el mayor desarrollo parece darse en desiertos y estepas de latitudes tropicales y medias. Las condiciones de desarrollo más favorables varían entre 250 y 750 mm. de precipitación media anual, con una marcada estación seca de cuatro a ocho meses de duración (FITZPATRICK, 1980). Se observan características vérticas en todo el Pérmico y Triásico inferior.

D) Los suelos con Caliche o Calcreta se generan en zonas áridas y semiáridas, tanto de latitudes medias como tropicales. Según REEVES (1976) el ambiente ideal para la formación del caliche no ha de ser ni excesivamente árido ni excesivamente húmedo. Las precipitaciones intensas como en los trópicos, provocan el lixiviado de las sustancias solubles del suelo, mientras que en los desiertos áridos solamente llegan a formarse finas acumulaciones superficiales de sales. YAALON (1971) piensa que la formación del caliche se realiza en áreas con precipitaciones medias anuales comprendidas entre 100 y 600 mm., siendo óptimo el valor de 345 mm. GOUDIE (1973) observa que la formación de caliches es máxima por debajo de los 500 mm. Los caliches más maduros se formarán bajo condiciones climáticas óptimas en suelos con una prolongada exposición subaérea. Los caliches o calcretas se presentan en todas las unidades rojas pérmicas y en el Triásico inferior, estando ausentes en la Unidad de Tránsito o muy escasos (techo de la U. T.).

E) La presencia de cementos sindiagenéticos con crecimientos estadales y reemplazamientos y crecimientos alternantes de minerales con significados ambientales contradictorios evidencia la existencia de cambios, probablemente estacionales, aunque también pudieran ser polianuales, en las condiciones climáticas. Este efecto es patente en todas las unidades estudiadas.

F) Los contenidos medios en Fe^{+3} extractable con Cl H (Tabla 1) en sedimentos Pérmicos y Triásicos evidencian que la intensidad hidrolizante del clima fue mínima durante la U. R. I., durante la cual debió de existir un clima relativamente más seco que el resto de las unidades estudiadas. Los climas más húmedos, considerando series fundamentalmente rojas, debieron existir durante la U. F. B. y U. T., siendo todavía más húmeda la U. G.

6. CONCLUSIONES

De la presencia de determinados tipos de paleosuelos en las unidades estudiadas y por comparación con los entornos climáticos en los que estos suelos se desarrollan en la actualidad, y considerando que nuestras series debieron depositarse en climas de latitudes bajas, se ha llegado a la reconstrucción paleoclimática que muestra la figura 1.

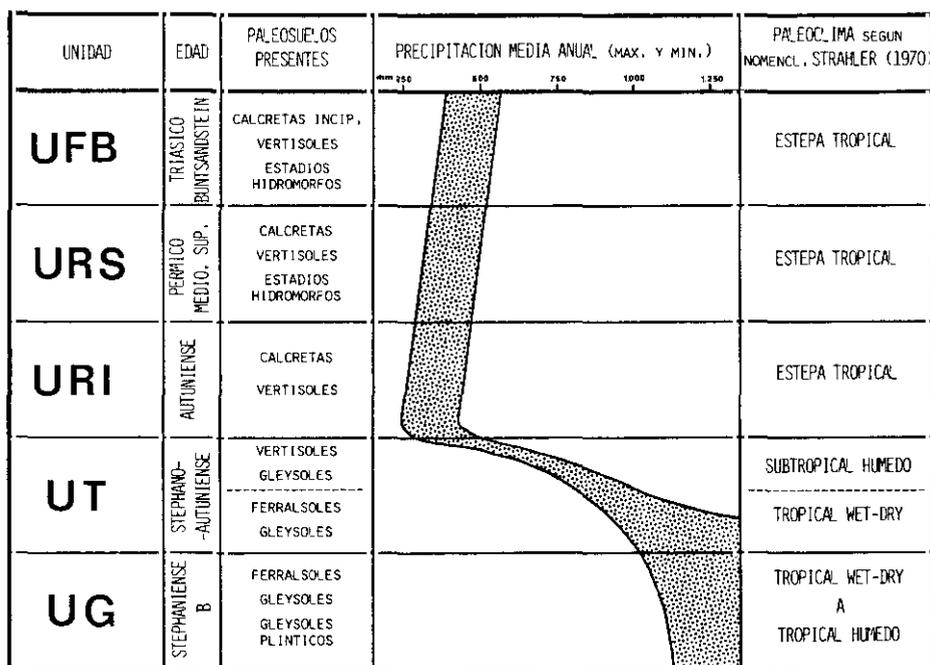


FIG. 1.—Tipos de paleosuelos presentes y evolución climática del periodo de tiempo comprendido entre el Stephaniense-B y el Triásico Inferior del Pirineo Catalán.

Por otra parte, a la vista de los datos obtenidos, estamos en condiciones de afirmar que el desarrollo de cualquier tipo de suelo de los observados es mucho más rápido sobre substratos de naturaleza volcanoclástica, especialmente cineríticos, de manera que se alcanzan antes estadios más evolucionados y maduros que en el caso de depósitos detríticos normales. En el caso de las calcretas, la presencia de caliche maduro reemplazando a tobas volcánicas no tiene por qué indicar exposiciones subaéreas más prolongadas que en series no tufíticas con desarrollo incipiente de caliche.

BIBLIOGRAFIA

- BEAUDOU, A. G., y CHATELIN, Y. (1979): «La pédoplasation dans certains sols ferrallitiques rouges de savane en Afrique Centrale». *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 17/1, pp. 3-8.
- BREWER, R. (1976): *Fabric and mineral analysis of soils* (2.^a Ed.). R. E. Krieger Publ. Co. Huntington, New York, 481 pp.
- CALVET, F.; POMAR, L., y ESTEBAN, M. (1975): «Las rizoconcreciones del Pleistoceno de Mallorca». *Inst. Invest. Geol., Univ. Barcelona*, 15, pp. 35-60.
- CHATELIN, Y., y MARTIN, D. (1972): «Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques». *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 10/1, pp. 25-44.
- DUCHAFOUR, P. (1975): *Manual de Edafología* (1.^a Ed.). Toray-Masson ed., Barcelona, 467 pp.
- FITZPATRICK, E. A. (1980): *Soils. Their formation, classification and distribution*. Longman, London-New York, 353 pp.
- FLACH, K. W.; CADY, J. G., y NETTLETON, W. D. (1968): «Pedogenic alteration of highly weathered parent materials». *9 th Intern. Congr. Soil Sci.*, 4, pp. 343-351.
- FONTBOTE, J. M. (1949): «Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter». *An. Inst. Estu. Gerundenses*, 4, pp. 129-185.
- GASCÓN, F. (1984): *Influencia de la edafogénesis en la diagénesis temprana de materiales del Stephaniense, Pérmico y Buntsandstein del Pirineo Catalán*. Tesis de Licenciatura, Dep. Petrología, Univ. Zaragoza, 255 pp.
- GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, ed. (1975): *G. S. A. Rock-Color Chart*. G. S. A., Colorado; prepared by The Rock-Color Chart Committee.
- GISBERT, J. (1981): *Estudio Geológico-Petroológico del Stephaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y sedimentología*. Tesis Doctoral, Fac. Ciencias, Univ. Zaragoza, 314 pp.
- GISBERT, J.; GARCÍA, J. A.; HERNÁNDEZ, M. J., y GASCÓN, F. (1982): *El Stephaniense, Pérmico y Triásico continental del Pirineo de Lérida. Cartografía 1:25.000, sedimentología, diagénesis y recursos de interés económico*. Informe, Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya, 412 pp.
- GISBERT, J.; GARCÍA, J. A.; GASCÓN, F.; MARTÍ, J., y BROUTIN, J. (1983): *El Stephaniense-Pérmico del Pirineo Oriental. Cartografía, sedimentología, diagénesis y recursos de interés económico*. Informe, Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya, 114 pp.
- GISBERT, J., y GASCÓN, F. (1984): «Carbonatic replacements in volcanic tuffs and septaria genesis in continental Permian series. Relationship with sedimentary environment». *10.^a Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux*. (Soc. Geol. Fr. edit., Paris), p. 260.
- GISBERT, J., y GASCÓN, F. (1985): «Several morphologies of septaria structures on Stephano-Permian continental series (Spanish Pyrenees-Catalunya). Relationship with vertic-paleosoils on volcanic ashes. *6 th European Regional Meeting of Sedimentology, Lleida*. (I.A.S. edit), pp. 180-183.
- GOUDIE, A. S. (1973): *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. Clarendon Press, Oxford, 174 pp.
- GUILLOBEZ, S. (1979): Les milieux vertiques de bassin de la Volta Blanche dans la region de la BAGRE (Haute Volta). *L'Agronomie Tropicale*, 34/1, pp. 23-39.
- HAY, R. L., y REEDER, R. J. (1978): «Calcretes of Olduvai Gorge and Ndolanya Beds of northern Tanzania». *Sedimentology*, 25, pp. 649-673.
- MARTÍ, J. (1982): *Estudi petrologic i geoquimic de la formació volcànica Erill-Castell (Pont de Suert-Lleida)*. Tesis de Licenciatura, Dep. Petrología, Univ. Barcelona, 162 pp.

- MARZO, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis Doctoral. Fac. Ciencias, Univ. Barcelona, 317 pp.
- MEY, P. H. W. et al. (1968): «Lithostratigraphical subdivision of post-hercinian deposits in the south-central Pyrenees, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 221-228.
- MEYER, R. (1981): *Rôle de la paléooltération, de la paléopédogenèse et de la diagenèse précoce au cours de l'élaboration des séries continentales. Présentation d'exemples choisis dans quelques formations sédimentaires Françaises*. Thèse doctorale, Univ. de Nancy, 229 pp.
- MILLOT, G. (1967): «Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris des séries rouges)». *Sedimentology*, 8, pp. 259-280.
- NAGTEGAAL, P. J. C. (1969): «Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of Post-Hercinian continental deposits in the south-central Pyrenees, Spain». *Leid. Geol. Med.*, 42, pp. 143-238.
- REEVES Jr., C. C. (1970): «Origin, Classification, and Geologic History of Caliche on the Southern High Plains, Texas and Eastern New México». *Journal of Geology*, 78, pp. 352-362.
- REEVES Jr., C. C. (1976): *Caliche. Origin, classification, morphology and uses*. Stacado Books, Lubbock, Texas, 233 pp.
- ROBERT, J. F. (1980): *Etude géologique et metallogenetique de la Val de Ribas sur la versant espagnole des Pyrénées Catalanes*. These, Fac. Sci. et Tech., Univ. de Franche-Compte.
- STRAHLER, A. N. (1970): *Introduction to Physical Geography (2.^a Ed.)*. Wiley Ed., 459 pp.
- VAN HOUTEN, F. B. (1973): «Origin of red beds: a review (1961-1972)». *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 1, pp. 39-61.
- YAALON, D. H. (1971): «Soil-forming processes in time and space». En: *Paleopedology-Origin, nature and dating of paleosoils*. (Ed. por D. H. YAALON). *Int. Soc. Soil Sci. and Israel Univ. Press*, pp. 29-39.