

**Departamento de Edafología y Química Agrícola  
Facultad de Farmacia  
Universidad de Granada**

**Tesis Doctoral**

**Génesis de la Fracción Mineral y de la  
Ultramicrofábrica en una Cronosecuencia de  
Suelos sobre Terrazas del río Guadalquivir**

**Julio Antonio Calero González  
Granada, 2005**

**Departamento de Edafología y Química Agrícola  
Facultad de Farmacia  
Universidad de Granada**

**Tesis Doctoral**

**Génesis de la Fracción Mineral y de la Ultramicrofábrica  
en una Cronosecuencia de Suelos sobre Terrazas del río  
Guadalquivir**

Memoria para optar al Grado de Doctor presentada por el Licenciado

Julio Antonio Calero González

Directores

**Dr. Rafael Delgado Calvo-Flores**

**Dr. Juan Manuel Martín García**

**Dr. Gabriel Delgado-Calvo Flores**

El trabajo de investigación que se expone en la Memoria de Título “*Génesis de la Fracción Mineral y de la Ultramicrofábrica en una Cronosecuencia de Suelos sobre Terrazas del río Guadalquivir*” ha sido realizada bajo la dirección de los doctores:

Dr. Gabriel Delgado Calvo-Flores.  
Prof. Titular de Edafología y  
Química Agrícola. Fac. Farmacia.  
Universidad de Granada.

Dr. Rafael Delgado Calvo-Flores.  
Catedrático de Edafología y  
Química Agrícola Fac. Farmacia.  
Universidad de Granada.

Dr. Juan Manuel Martín García.  
Prof. Titular de Geología.  
Universidad de Jaén.

**GRANADA 2005**



Este trabajo ha sido realizado en los laboratorios del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Farmacia y del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén.



## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a mis Drs. de Tesis, por su constante dedicación y apoyo incondicional durante todos estos años de trabajo.

Al Dr. D. Juan Manuel Martín García, estupendo docente de Edafología, debo reconocerle mi iniciación en esta disciplina. Sé que este trabajo, elaborado poco a poco y muchas veces con dificultades, representa para él algo especial. Espero haber correspondido a las expectativas puestas.

Al Dr. D. Rafael Delgado Calvo-Flores por su acogida en el Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Granada. Nunca escatimó medios u horas de su ocupada agenda para introducirme en el Grupo de Investigación y facilitarme en todo lo posible mi tarea.

Al Dr. D. Gabriel Delgado Calvo-Flores debo agradecerle así mismo su desinteresada colaboración. Siempre se ha mostrado, más que como tutor o director, como un verdadero y paciente amigo.

En general, a todos los profesores, becarios y personal del Departamento de Edafología y Química Agrícola.

Quisiera también hacer mención a mis compañeros y amigos del Dep. de Ciencias de la Computación e Inteligencia Artificial de la Universidad de Granada, los Drs. D. José María Serrano y D. Daniel Sánchez, y a la catedrática D<sup>a</sup>. Maria Amparo Vila Miranda, que nunca ha dudado en darme su apoyo. Para mí ha sido un verdadero placer trabajar con ellos, y espero seguir manteniendo una estrecha colaboración en el futuro.

Así mismo, también quisiera agradecer la amabilidad y el cariño con el que he sido tratado por parte de todos los miembros del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén, especialmente a los Dr. Víctor Aranda y Fernando García. Gracias por vuestro ánimo.

Por último, a mi familia, verdadero soporte material y espiritual.

## **ÍNDICE.**

## PARTE 1ª ASPECTOS GENERALES

<b>I. INTRODUCCIÓN.</b>	<b>7</b>
I.1. EL ESTUDIO DE CRONOSECUENCIAS.	9
I.1.1. Ecuaciones de estado del suelo.	9
I.1.2. La evolución de los suelos con el tiempo.	12
I.1.3. Cronosecuencias.	18
I.2. LOS SUELOS DE LAS TERRAZAS DEL GUADALQUIVIR.	21
I.2.1. Primeros trabajos.	21
I.2.2. Tesis de Montealegre.	22
I.2.3. Trabajo de Carral et al.	25
I.2.4. Trabajo de Rodríguez Ramírez et al.	27
I.2.5. Cartografías recientes de la zona de estudio.	28
I.3. INTRODUCCIÓN AL CONCEPTO DE EVOLUCIÓN CRISTALQUÍMICA.	33
I.4. LOCALIZACIÓN.	42
I.5. OBJETIVOS.	45
<b>II. FACTORES FORMADORES</b>	<b>47</b>
II.1. MATERIAL ORIGINAL. AMBIENTE GEOLÓGICO.	49
II.1.1. El contexto geológico regional. Breve visión de la Historia Geológica.	49
II.1.2. Áreas fuente de los materiales aluviales del río Guadalquivir en el Tramo de Villanueva de la Reina-Andújar.	53
II.1.3. El contexto geológico local. Materiales que afloran en el área de estudio y en las proximidades.	54
II.1.4. Material de Partida de los suelos.	60
II.2. RELIEVE.	61
II.2.1. Factores que influyen en la génesis de las terrazas fluviales.	61
II.3. CLIMA.	67
II.3.1. Clima actual.	67
II.4. VEGETACIÓN. AMBIENTE FITOSOCIOLÓGICO.	71
II.4.1. Bioclimatología.	71
II.5. GEOGRAFÍA HUMANA Y USO DEL SUELO.	74
II.6. EDAD DE LAS TERRAZAS.	78

<b>III. MATERIAL Y MÉTODOS.</b>	<b>81</b>
III.1.MATERIAL.	83
III.2.TRABAJO PRELIMINAR DE GABINETE.	83
III.3. TRABAJO DE CAMPO.	84
III.4. MÉTODOS ANALÍTICOS.	84
<i>III.4.1. Propiedades físicas, compositivas, químicas y fisicoquímicas.</i>	86
III.5. MÉTODOS DE MINERALOGÍA.	90
<i>III.5.1. Mineralogía del polvo desorientado.</i>	90
<i>III.5.2. Métodos de estudio de las fracciones Limo y Arcilla mediante Agregado Orientado (AO).</i>	91
III.6. MÉTODOS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA.	92
<i>III.6.1. Microscopio electrónico de barrido (SEM).</i>	92
<i>III.6.2. Microsonda electrónica (EMPA).</i>	92
<i>III.6.3. Microscopio electrónico de transmisión de alta resolución (HRTEM).</i>	93
III.7. MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.	96

## **PARTE 2ª ESTUDIO DE LOS PERFILES DEL SUELO.**

<b>IV. PERFIL I.</b>	<b>97</b>
IV.1. DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA DE LA TERRAZA 1.	99
IV.2.CARACTERES MORFOLÓGICOS.	100
<i>IV.2.1. Caracteres Generales.</i>	100
<i>IV.2.2. Descripción de los Horizontes del suelo.</i>	101
<i>IV.2.3. Comentarios.</i>	103
IV.3. FRAGMENTOS GRUESOS.	103
IV.4. CARACTERES ANALÍTICOS.	107
IV.5. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.	115
IV.6. BALANCE HÍDRICO.	120
IV.7. CLASIFICACIÓN.	123
<i>IV.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources 1998.</i>	123
<i>IV.7.2. Clasificación FAO 1988.</i>	125
<i>IV.7.3. Clasificación Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, 1998.</i>	125
IV.8. COMENTARIO GENERAL DEL PERFIL.	128

<b>V. PERFIL 2.</b>	<b>131</b>
V.1. DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA DE LA TERRAZA 2.	133
V.2. CARACTERES MORFOLÓGICOS.	134
<i>V.2.1. Caracteres Generales.</i>	<i>134</i>
<i>V.2.2. Descripción de los Horizontes del suelo.</i>	<i>135</i>
<i>V.2.3. Comentarios.</i>	<i>137</i>
V.3. FRAGMENTOS GRUESOS.	137
V.4. CARACTERES ANALÍTICOS.	139
V.5. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.	145
V.6. BALANCE HÍDRICO.	149
V.7. CLASIFICACIÓN.	151
V.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources 1998.	151
<i>V.7.2. Clasificación FAO 1988.</i>	<i>153</i>
<i>V.7.3. Clasificación Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, 1998.</i>	<i>154</i>
V.8. COMENTARIO GENERAL DEL PERFIL.	157
<b>VI. PERFIL 3.</b>	<b>159</b>
VI.1. DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA DE LA TERRAZA 3.	161
VI.2. CARACTERES MORFOLÓGICOS.	162
<i>VI.2.1. Caracteres Generales.</i>	<i>162</i>
<i>VI.2.2. Descripción de los Horizontes del suelo.</i>	<i>163</i>
<i>VI.2.3. Comentarios.</i>	<i>165</i>
VI.3. FRAGMENTOS GRUESOS.	166
VI.4. CARACTERES ANALÍTICOS.	168
VI.5. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.	175
VI.6. BALANCE HÍDRICO.	180
VI.7. CLASIFICACIÓN.	182
VI.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources 1998.	182
<i>VI.7.2. Clasificación FAO 1988.</i>	<i>183</i>
<i>VI.7.3. Clasificación Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, 1998.</i>	<i>184</i>
VI.8. COMENTARIO GENERAL DEL PERFIL.	186

<b>VII. PERFIL 4.</b>	<b>187</b>
VII.1. DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA DE LA TERRAZA 4.	189
VII.2. CARACTERES MORFOLÓGICOS.	190
<i>VII.2.1. Caracteres Generales.</i>	190
<i>VII.2.2. Descripción de los Horizontes del suelo.</i>	191
<i>VII.2.3. Comentarios.</i>	193
VII.3. FRAGMENTOS GRUESOS.	194
VII.4. CARACTERES ANALÍTICOS.	197
VII.5. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.	202
VII.6. BALANCE HÍDRICO.	206
VII.7. CLASIFICACIÓN.	208
<i>VII.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources 1998.</i>	208
<i>VII.7.2. Clasificación FAO 1988.</i>	209
<i>VII.7.3. Clasificación Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, 1998.</i>	210
VII.8. COMENTARIO GENERAL DEL PERFIL.	212
<b>VIII. PERFIL 5.</b>	<b>215</b>
VIII.1. DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA DE LA TERRAZA 5.	217
VIII.2. CARACTERES MORFOLÓGICOS.	218
<i>VIII.2.1. Caracteres Generales.</i>	218
<i>VIII.2.2. Descripción de los Horizontes del suelo.</i>	219
<i>VIII.2.3. Comentarios.</i>	221
VIII.3. FRAGMENTOS GRUESOS.	222
VIII.4. CARACTERES ANALÍTICOS.	226
VIII.5. COMPOSICIÓN MINERALÓGICA.	232
VIII.6. BALANCE HÍDRICO.	236
VIII.7. CLASIFICACIÓN.	238
<i>VIII.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources 1998.</i>	238
<i>VIII.7.2. Clasificación FAO 1988.</i>	239
<i>VIII.7.3. Clasificación Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, 1998.</i>	240
VIII.8. COMENTARIO GENERAL DEL PERFIL.	242

<b>IX. MATERIAL ORIGINAL.</b>	<b>245</b>
<b>X. ÍNDICES DE EVOLUCIÓN. ANÁLISIS ESTADÍSTICO.</b>	<b>253</b>
X.1. ÍNDICES DE EVOLUCIÓN.	255
<i>X.1.1. Introducción.</i>	255
<i>X.1.2. Resultados.</i>	261
<i>X.1.3. Estimación de Cronofunciones mediante los índices de evolución.</i>	303
X.2. ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LA CRONOSECUENCIA.	307
<i>X.2.1. Preámbulo.</i>	307
<i>X.2.2. Métodos estadísticos empleados.</i>	309
X.2.3. Análisis de variables analíticas.	318
<i>X.2.4. Análisis de variables mineralógicas (DRX).</i>	331
<i>X.2.5. Análisis de variables morfológicas.</i>	339
<i>X.2.6. Análisis del total de variables.</i>	361
<b>XI. CONSIDERACIONES FINALES DEL ESTUDIO DE LA CRONOSECUENCIA.</b>	<b>367</b>

**PARTE 3ª ASPECTOS AVANZADOS EN EL ESTUDIO DE LA  
CRONOSECUENCIA.**

<b>XII. ULTRAMICROFÁBRICA DE LOS SUELOS DE LAS TERRAZAS DEL RÍO GUADALQUIVIR.</b>	<b>381</b>
XII.1. ANTECEDENTES.	383
XII.2. SISTEMA DE DESCRIPCIÓN DE ULTRAMICROFÁBRICA.	402
XII.3. DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES.	414
<i>XII.3.1. Perfil de la Terraza 1.</i>	414
<i>XII.3.2. Perfil de la Terraza 2.</i>	437
<i>XII.3.3. Perfil de la Terraza 3.</i>	459
<i>XII.3.4. Perfil de la Terraza 4.</i>	483
XII.4. DISCUSIÓN.	491
<i>XII.4.1. Interpretación analítica y mineralógica de la ultramicrofábrica.</i>	491
<i>XII.4.2. Interpretación evolutiva de la ultramicrofábrica.</i>	517

<b>XIII. FILOSILICATOS Y NANOPARTÍCULAS DE LAS TERRAZAS DEL RÍO GUADALQUIVIR.</b>	<b>525</b>
XIII.1. IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS FILOSILICATOS EN LA CRONOSECUENCIA.	527
<i>XIII.1.1. Métodos.</i>	527
<i>XIII.1.2. Resultados.</i>	533
XIII.2. ESTUDIO MICROSCÓPICO Y MICROANALÍTICO DE LAS FRACCIONES LIMO Y ARCILLA MEDIANTE HRTEM/AEM.	588
<i>XIII.2.1. Antecedentes.</i>	588
<i>XIII.2.2. Resultados de HRTEM/AEM.</i>	601
XIII.3. EVOLUCIÓN MINERALÓGICA Y CRISTALQUÍMICA DE LA CRONOSECUENCIA.	675
<i>XIII.3.1. Estudio mediante DRX.</i>	675
<i>XIII.3.2. HRTEM / AEM .</i>	684
<i>XIII.3.3. Herencia y Transformación en la cronosecuencia.</i>	694
<b>ANEXO AL CAPÍTULO XIII.</b>	<b>703</b>
CONCLUSIONES.	731
<b>BIBLIOGRAFÍA.</b>	<b>739</b>

## **I. INTRODUCCIÓN.**

## **I.1. Estudio de Cronosecuencias.**

### *I.1.1 Ecuaciones de estado del suelo*

El suelo, como cuerpo natural estructurado, viene definido por sus propiedades, y estas son función de características ambientales independientes, o variables de estado. Desde los primeros trabajos de Dokuchaev (1898) en Rusia y Hilgard (1906) en los EEUU, los edafólogos han intentado describir cuáles son esas variables ambientales, conocidas como “factores formadores del suelo”, y determinar las funciones que relacionan las propiedades del suelo con dichos factores. Ya en esos primeros trabajos se describieron como factores formadores del suelo al clima, roca, relieve, organismos vivos tiempo.

Las funciones que relacionan factores y propiedades del suelo constituyen modelos conceptuales que, en el curso de la moderna actividad edafológica, han llegado a ser herramientas esenciales. Si bien numerosos autores han propuesto tales modelos conceptuales, el verdadero problema consiste en resolverlos numericamente. Con respecto a esta cuestión, existen los más diversos puntos de vista: desde quienes creen posible la resolución cuantitativa, hasta los que consideran que tales modelos poseen utilidad meramente explicativa.

Historicamente, se señala a Dokuchaev (1898) como el primer edafólogo que intenta aislar los factores formadores. Su ecuación fue la siguiente:

$$\text{Soil} = f(\text{cl}, \text{o}, \text{p})\text{t}_r$$

donde **cl** es el clima regional, **o** la vegetación y los animales, **p** es el “sustrato geológico” y **t<sub>r</sub>** la edad relativa (juventud, madurez y senilidad). Según el planteamiento del autor, esta ecuación había de ser tomada como una expresión simbólica o un modelo conceptual, y no implicaba que pudiera ser resuelta numéricamente. Como vemos, no incluye el relieve, a pesar que Dockuchaev reconoce que este puede ser un factor importante en la génesis de suelos “anormales”.

El hito fundamental en el estudio de los modelos conceptuales, y probablemente en la ciencia de la génesis de suelos, lo constituye el modelo de **Jenny (1941)**. La clásica “ecuación de estado” es la siguiente:

$$s = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t})$$

donde **s** es cualquier propiedad del suelo, **cl** el clima ambiental, **o** son los organismos, **r** el relieve, **p** el material parental y **t** el tiempo desde el inicio de la edafogénesis.

Existen dos importantes diferencias en el modelo de Jenny (1941) frente al de Dokuchaev (1989); Jenny sí propone una resolución numérica de la ecuación, lo que implicaría el uso de escalas de tiempo absolutas en vez de relativas. Además, basándose en trabajos anteriores de Hildgard (1916) y Shaw (1930), añade el factor formador relieve.

Posteriormente, Jenny (1961, 1980) modifica la ecuación para hacerla más aplicable al moderno pensamiento ecológico, basado en la teoría de sistemas. Así, su foco de interés teórico pasa a considerar tanto lo que denomina *soil space* como *vert space*. Este último consistiría en toda la fracción del ecosistema situada sobre el suelo, animales, plantas y huecos entre ellos. La ecuación propuesta sería la siguiente:

$$l, s, v, a = f(L_0, \text{px}, \text{t}, \dots)$$

donde **l** es cualquier propiedad del sistema considerado en su totalidad (carbono total, respiración del sistema...), **s** son las propiedades del suelo, **v** las propiedades de la vegetación y **a** las propiedades de la fauna. **L<sub>0</sub>** representa el ensamblaje de propiedades del sistema a tiempo cero, **px** el flujo de materiales y **t** la edad del sistema. La configuración del sistema, tal como su pendiente, exposición y topografía, o los minerales y la matriz orgánica del sistema son subgrupos de **L<sub>0</sub>**. El clima es un subgrupo dentro del flujo potencial **px**. Los términos a la derecha de la igualdad también pueden ser sustituidos por los cinco factores formadores, quedando la ecuación:

$$l, s, v, a = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t}, \dots)$$

Jenny reconoce que, debido a la variación de los factores definidos incluso dentro de un mismo paisaje, a esta relación determinista habría que añadirle un término estocástico **u**:

$$l, s, v, a = f(\text{t}, \text{u})_{\text{r}, \text{p}, \text{cl}, \text{o}, \dots}$$

mientras se mantienen constantes los demás factores (**r, p, cl, o, ...**). El término **u**, definido como “ruido de fondo” en la configuración inicial del sistema, representaría la dispersión causada por la no constancia de los factores no considerados en la ecuación, y se supone mucho más significativo que el error experimental o analítico (**u** explicaría el 20% de la varianza, frente al factor considerado que explicaría el 80%).

En base a lo anterior, Jenny (1980) establece la idea de factor *dominante* y *subordinado*, definiendo las pedofunciones:

**l, s, v, a = f(cl, o, r, p, t, ...)** climofunción o climosecuencia

**l, s, v, a = f(o, cl, r, p, t, ...)** biofunción o biosecuencia

**l, s, v, a = f(r, cl, o, p, t, ...)** topofunción o toposecuencia.

**l, s, v, a = f(p, cl, r, o, t, ...)** litofunción o litosecuencia.

**l, s, v, a = f(t, cl, o, r, p, ...)** cronofunción o cronosecuencia.

El primero de los factores es el factor dominante, y su importancia es tal que sus efectos compensan los efectos de los demás factores, permitiendo resolver numéricamente la ecuación de estado.

Simonson (1959), propone un modelo cuya originalidad radica en que la ecuación de estado se define en función de procesos formadores, no de factores. Este autor agrupa los procesos edafogénéticos, de los que considera un total de 25, en cuatro grupos generales: A, adición, P, pérdida, T<sub>1</sub>, translocación y T<sub>2</sub>, transformación. La ecuación de estado que propone es la siguiente:

$$S = f(A, P, T_1, T_2)$$

donde **S** representa una propiedad cualquiera del suelo.

Runge (1973), retornando al enfoque del suelo como un reactor fisicoquímico, considera que los dos factores formadores más importantes que controlan la edafogénesis, son la materia orgánica y el agua, aunque también considera explícitamente el tiempo:

$$S = f(W, O, T)$$

donde **W** es el agua, **O** es la materia orgánica y **T** es el tiempo. **W** y **O** se denominan vectores edafogénicos, y son los que organizan, aceleran o retardan la edafogénesis.

Otros modelos son el de Rode (1961), Wilde (1946), ... Si bien, en lo esencial todos ellos pueden encuadrarse en el modelo clásico de Jenny.

Muchos investigadores son bastante escépticos con las ecuaciones de estado. La principal crítica que suele aducirse, como comenta Retallack (1990), es que la formación del suelo es un proceso multivariado donde, para estudiar un factor aislado, hay que mantener constantes o muy cerca de la invariabilidad, los demás. Así, Yaalon (1975) reconoce que las principales dificultades son el mantenimiento de la constancia de los factores y la dificultad de encontrar factores verdaderamente independientes entre sí. Esto es especialmente patente en el caso de las cronosecuencias (definidas por Harden, 1982, como una serie de suelos relacionados genéticamente y que evolucionan bajo similares condiciones de vegetación, roca, topografía y clima). Los factores no son constantes, ya que la escala de tiempo implicada en la edafogénesis supera frecuentemente los episodios de constancia climática en el cuaternario. Los suelos, excepto los que se han desarrollado en el último postglacial (o también paleosuelos en otros episodios glaciales), han estado sometidos a distintos climas que han acelerado o desacelerado la tasa de actuación de los procesos formadores, es decir, son suelos policíclicos. Conforme descendemos en latitud los suelos incrementan ese carácter policíclico. Este hecho lo ponen de manifiesto **Günster et al. (1998)**, Fedoroff (1998) y Dorado-Valiño et al. (1999) en el caso de suelos mediterráneos.

### ***1.1.2. La evolución de los suelos con el tiempo.***

Antes de entrar en el tema concreto de las cronosecuencias, es necesario explorar algunas cuestiones sobre la evolución de los suelos con el tiempo. Distintos autores han propuesto modelos de evolución muy diversos, coincidiendo en gran medida con el enfoque científico con que se aborda el problema o con el paradigma en boga en el momento de la propuesta (**Delgado y Delgado, 1985**).

Uno de los modelos más aceptados es el modelo *climácico o del estado estable*. Este modelo supone que los distintos componentes del suelo alcanzan un estado

estacionario, y permanecen sin variar sus características en el tiempo. Esto sintoniza con los modelos climáticos de evolución de comunidades vegetales y ecosistemas iniciados a partir de las ideas de Clements (1916).

Otros modelos, denominados *evolucionistas*, suponen que el suelo atraviesa por diferentes etapas de evolución o estados relativos de desarrollo, en gran medida coincidentes con los ciclos erosivos de Davis (1899): juventud, madurez y senilidad. En cierta manera, los suelos, al acercarse a la madurez o senilidad, paralizan o minizan los procesos, por lo que el concepto de estado estacionario resultaría implícito en esta concepción.

Por último, los modelos *continuistas* niegan el estado estacionario, y consideran que a grandes escalas (más allá de sistemas termodinámicos sencillos) no puede establecerse un equilibrio, pues siempre habrá alguna propiedad (como la acumulación de sesquióxidos de hierro y aluminio) que continúe incrementándose con el tiempo.

La mayor parte de las teorías establecidas hasta fechas recientes, así como multitud de datos empíricos obtenidos, abogan por la teoría del estado estacionario, concepto que asumen las versiones más avanzadas de los modelos evolucionistas (**Delgado y Delgado, 198?**) y, por supuesto, todos los modelos climáticos tradicionales. A nivel puramente conceptual, el concepto de estado estacionario encaja perfectamente con la termodinámica de sistemas abiertos, lo que constituye un poderoso argumento teórico a su favor. Por estas razones, repasaremos a continuación con más detalle el significado y las implicaciones del concepto de estado estacionario.

Uno de los postulados principales de la obra clásica de Jenny (1941), es la consideración del suelo como un sistema físico, es decir, como un sistema abierto que puede ser caracterizado por sus propiedades de forma cuantitativa, a la manera de un sistema termodinámico. Como tal, el suelo debería evolucionar con el tiempo hacia un equilibrio con el entorno. Muy pronto, los investigadores se dieron cuenta que un suelo no alcanzaría nunca el equilibrio termodinámico, ya que es un sistema abierto que intercambia materia con los alrededores. En ese sentido, el suelo funciona como un ser vivo, o mejor, como un sistema viviente (Jenny, 1980).

Tras los trabajos de Schrödinger (1945) y Von Bertalanffy (1950), algunos investigadores comienzan a poner de relieve las semejanzas en el modo de funcionamiento del suelo y de los seres vivos. Por ejemplo, **Birkeland, 1974**, pone de manifiesto la semejanza funcional en forma de ecuación logística, entre el crecimiento biológico y las tasas de desarrollo de algunas propiedades del suelo. Ambos, los seres vivos y el suelo, son sistemas abiertos que organizan un flujo neto de entropía desde su interior hacia su entorno, lo que les posibilita dirigirse con el tiempo hacia estados de mayor diferenciación y complejidad.

Durante las etapas de diferenciación en la edafogénesis, la entropía que se produce debida a los procesos irreversibles es exportada hacia el exterior gracias a los flujos de calor y materia. Si el suelo no disipara energía, por ejemplo, mediante la evapotranspiración, no se llevaría a cabo la edafogénesis.

En toda la existencia de un suelo (hasta que ocurre la degradación completa del perfil, por ejemplo, por alguna catástrofe) no cesan de producirse procesos macroscópicos e irreversibles y no se alcanza el equilibrio. Sin embargo, con el tiempo, la producción de entropía en el seno del sistema va disminuyendo hasta alcanzar un mínimo, exactamente igual al flujo con el exterior. Alcanzado este punto de evolución del suelo, la entropía y otras propiedades del perfil permanecen constantes en el tiempo, en lo que se denomina *estado estacionario*. Multitud de datos (Bockheim, 1980; Harden 1982) avalan la hipótesis del estado estacionario.

Smeck et al. (1983) analizan la edafogénesis desde el punto de vista termodinámico. Para estos autores, el cambio neto de entropía en cada orden de suelos se estima sumando la entropía producida por los distintos procesos que ocurren en su seno. Como procesos formadores que contribuyen positivamente a la entropía del suelo (es decir, a su haploidización o desdiferenciación) consideran la mezcla física y la alteración de minerales primarios. Como procesos que contribuyen a reducir la entropía, aumentando la organización del suelo, consideran el lavado, la eluviación-iluviación, la acumulación de materia orgánica y la neoformación de minerales. Según la intensidad de cada proceso en los distintos órdenes de suelos (establecida subjetivamente), el descenso máximo de entropía, y por tanto, el mayor estado de organización, se produce en los Ultisoles.

Lo importante, del estado estacionario, según Smeck et al. (1983), es que, aunque se produzca una desviación de los influjos externos (la variación climática estacional, por ejemplo) el sistema se reajusta internamente de forma espontánea para retornar al estado estacionario (sistemas tampón y otras muchas propiedades químicas del suelo). Otro mecanismo de mantenimiento del estado estacionario se establecería cuando la edafogénesis regresiva (por ejemplo, la erosión) compensara desarrollos del suelo más allá del propio estado estacionario. Por estas razones, entre otras, las propiedades de los suelos en estado estacionario suelen ser *resistentes* a variar en el tiempo, siempre que la amplitud de las fluctuaciones ambientales se mantengan en niveles normales.

Un suelo se hallaría en estado estacionario cuando sus propiedades diagnóstico alcanzaran tal estado (Birkeland, 1983). Una importante cuestión es si el conjunto de las propiedades del suelo alcanzan el estado estacionario al unísono o, por el contrario, cada una requiere tiempos diferentes para alcanzar dicho estado.

Si se representan la mayoría de las propiedades del suelo en función del tiempo, al principio muestra una curva inclinada con elevada pendiente. Algún tiempo después, la curva se aplasta y la propiedad apenas si experimenta ningún cambio. Las propiedades del suelo pueden dividirse en aquellas que se aproximan de forma rápida al estado estacionario y las que se aproximan muy despacio (Yaalon, 1983). Entre las primeras, se encuentra el contenido de materia orgánica del suelo, que según autores (Schlesinger, 1990; Harden et al. 1992) tarda entre 1000 y 3000 años en alcanzar un estado estacionario; según Bertrand et al. (1998), la materia orgánica es la propiedad que más pronto alcanza el estado estacionario.

Sin embargo, otras propiedades como la translocación de arcilla, necesaria para la formación de horizontes argílicos, posiblemente requiere, como mínimo, todo el Holoceno (Gile, 1975, Bilzi y Ciolkosz, 1977). La composición mineralógica es, probablemente, una de las propiedades de los suelos que más se demora en alcanzar el estado estacionario. Solamente ciertos suelos de latitudes bajas situados en la banda de convergencia intertropical, y por tanto, bajo clima ecuatorial significativamente constante en la historia geológica, probablemente hallan alcanzado el estado estacionario en cuanto a la composición mineralógica del perfil. Los suelos cuaternarios de latitudes altas no pueden

alcanzar el máximo estadio de evolución de la composición mineralógica, en que los óxidos de hierro y aluminio constituyen la fracción más abundante.

Con respecto a los anteriores ejemplos, cabe destacar la estrecha dependencia del clima local y otras condiciones ambientales en la tasa de evolución de estas propiedades, que afectan de forma decisiva a la rapidez de establecimiento del estado estacionario (por ejemplo, el influjo de polvo o de aerosoles marinos en la superficie del suelo puede retardar o acelerar dramáticamente la formación de un horizonte argílico). En razón de este comportamiento variable, Birkeland (1983) recomienda ser cuidadoso a la hora de elegir el criterio para definir estados invariables en el tiempo del suelo.

En las dos últimas décadas (sobre todo a partir de los trabajos de Johnson et al., 1990; y Phillips, 1993) ha ido cobrando auge una nueva forma de interpretar los modelos clásicos de evolución del suelo (*continuistas, evolucionistas y climáticos*) a la luz de la teoría de sistemas dinámicos no lineales. En base a esta, los sistemas geomórficos, como el suelo, presenta una dinámica intrínseca que puede ser estable o inestable, con relativa independencia de las condiciones ambientales.

La dinámica estable implica una convergencia global en los estados finales de desarrollo del suelo, que tiende a menguar la diversidad espacial o temporal del mismo. En este comportamiento se inscribiría el modelo *continuista*: un desarrollo continuo, monótono, e irreversible que conduce irremisiblemente a un simple y homogéneo estado terminal.

Los sistemas inestables, por el contrario, son sensibles a pequeñas perturbaciones que pueden alterar drásticamente el comportamiento o la estructura del mismo. La pérdida de estabilidad implica el desvío de la trayectoria evolutiva preestablecida (como podría ser la fijada por los modelos continuistas) y la asunción de estados de mayor diferenciación, denominados autoorganizativos (Huggett, 2003). El proceso de diferenciación o autoorganización del suelo, como veremos, puede desarrollarse de forma periódica o caótica. En el primer caso, podríamos conocer con bastante certidumbre el estado final del sistema, mientras que en el segundo, se hace casi imposible prever a nivel general hacia donde evolucionará el mismo.

Procesos autoorganizativos periodicos son aquellos que provocan una horizonación en el suelo predecible en función de las condiciones ambientales y que tiende a converger con al *estado estacionario* sin importar mucho la estructura inicial o las fluctuaciones ambientales (mientras, claro está, no sean catastróficas). Este modo de evolución es el considerado en los modelos *climáticos*. Una de las principales características del estado estacionario, como se ha comentado, es la resistencia que opone a verse alterado por las fluctuaciones externas.

Así mismo, en determinadas circunstancias, un suelo puede responder a las inestabilidades dinámicas de forma caótica. En este caso, el suelo puede tomar a un mismo tiempo diversas trayectorias edafogénicas, divergiendo hacia varios estados finales con idéntica probabilidad. Este modo de evolución es altamente sensible a las condiciones iniciales (historia) del sistema y a perturbaciones mínimas, y el suelo evoluciona a través de una serie bastante impredecible de etapas autoorganizativas hacia un resultado final singular, predecible únicamente a escala estrictamente local, o sufrir ciclos de formación y destrucción del suelo no relacionados con la edad del mismo. Esto último se ha puesto de manifiesto especialmente cuando los procesos regresivos son activos e intensos (Philips, 1993). En este sentido, se citan suelos muy viejos con escaso desarrollo de sus propiedades y otros suelos relativamente jóvenes con un alto grado de evolución. Esto implica que es arriesgado hacer inferencias sobre la edad o el estado evolutivo del suelo basándose en observaciones limitadas en el tiempo. Bockheim (1980) cita en este sentido suelos que no alcanzan ningún estado estacionario incluso después de varios millones de años de edafogénesis.

Por otra parte, la incertidumbre en la previsión del estado hacia el que evoluciona el suelo no depende únicamente de un eventual comportamiento caótico (inscrito en su propia dinámica interna), sino que es probable que las mismas condiciones ambientales muestren una inconstancia de tal amplitud que en algunos casos sean incompatibles con el desarrollo de secuencias completas de suelos que requieren los modelos clásicos.

Todo lo anterior lleva a considerar un nuevo tipo de modelos edafogénicos que se denominan *evolucionistas* (Huggett, 1998). Estos modelos, basados en la dinámica no lineal y en la inconstancia de las condiciones ambientales, engloban en cierta medida, como se ha comentado, a los modelos clásicos (denominados *desarrollistas*, porque

siempre implican desarrollo del suelo sea continuo o convergente hacia el estado estacionario o el estado relativo de desarrollo), pero también se oponen frecuentemente a ellos en varios aspectos como la imprevisibilidad de establecer el estado final del sistema o la importancia que confieren a los procesos de edafogénesis regresiva.

### ***1.1.3. Cronosecuencias.***

Como antes se indicó, las cronosecuencias o cronofunciones, son definidas por Harden (1982) como una serie de suelos genéticamente relacionados y que evolucionan bajo similares condiciones de vegetación, roca, topografía y clima. El estudio de las cronosecuencias se deriva de manera natural del desarrollo de las ecuaciones de estado. Además, las cronosecuencias son consideradas por Hugett (1998) como una herramienta insustituible para testear los modelos de evolución del suelo propuestos, ya que el factor tiempo se recoge invariablemente en todos esos modelos.

Existen diversas clasificaciones de las cronosecuencias. La más citada es la clasificación de Vreeken (1975), que reconoce, al menos, cuatro tipos: las cronosecuencias Post-incisivas están constituidas por una serie de depósitos de distintas edades y el suelo de cada depósito ha comenzado a formarse a partir del final del proceso de deposición. Las cronosecuencias Pre-incisivas todos los suelos sobre un depósito han comenzado a formarse al mismo tiempo, pero subsiguientes enterramientos de esos suelos en distintos momentos detienen la edafogénesis en distintos estadios. Las cronosecuencias crono-transgresivas sin solapamiento histórico consisten en un apilamiento vertical de depósitos y suelos enterrados, donde el último es el que registra el período de carencia de aportes; y las crono-transgresivas con solapamiento histórico incorporan aspectos de las otras tres como depósitos de distintas edades que sufren distintos enterramientos en distintos momentos. Este último, es el tipo de cronosecuencia más complicado y difícil de interpretar.

El estudio de las cronosecuencias puede abordarse al menos desde dos perspectivas. Una de ellas intenta deducir gráfica o matemáticamente funciones lineales o no lineales que representen el valor de una propiedad del suelo frente al tiempo, obteniendo verdaderas cronofunciones (Bockhein, 1980; Yaalon 1975); esta aproximación requiere una datación absoluta (o cuanto menos, lo más precisa posible) de la edad del suelo. La otra aproximación se basa en la comparación del valor de cualquier propiedad edáfica con

respecto al valor de la misma en el material parental (Busacca, 1987), siendo un método de datación relativo. Esta comparación puede conducir al establecimiento de índices de evolución. Normalmente, los investigadores intentan combinar ambas aproximaciones, complementando la habitual falta de exactitud de las dataciones con el estudio exhaustivo de propiedades e índices de evolución.

Sea como sea, el establecimiento de cronosecuencias presenta varios problemas bien conocidos por los edafólogos. Entre ellos está el de la inconstancia de los factores formadores, cuyo ejemplo más habitual es el clima o la vegetación, pero también puede ser la topografía (rellenos de arenas eólicas que reducen el relieve local, accidentes tectónicos recientes etc), el registro imperfecto de los procesos edafogénicos acontecidos y la tradicional forma de muestreo mediante transectos (más idónea para resolver cuestiones agronómicas y que puede resultar poco informativa de la evolución a largo plazo del suelo).

Las escalas temporales recogidas por las cronosecuencias son muy diversas, abarcando cientos, miles e incluso millones de años. Así, se habla de cronosecuencias históricas (que incluyen pocos milenios) de cronosecuencias holocénicas y de cronosecuencias cuaternarias. Actualmente se registra un gran incremento en los estudios de cronosecuencias históricas, como viejos pastos, áreas mineras o paisajes incendiados, que presentan la ventaja de una relativamente sencilla y precisa datación, siendo muy esclarecedoras de los procesos edafogénicos que actúan a corto plazo (humificación, mineralización, producción de CO<sub>2</sub> respiratorio...).

Sin embargo, los estudios más clásicos se han realizado sobre cronosecuencias más antiguas, como las establecidas sobre morrenas tras la retirada de los glaciares (magníficos ejemplos de ellas se exponen en Jenny (1980), o las establecidas en los sistemas de dunas costeras. El rango de propiedades considerado en las cronosecuencias holocénicas y cuaternarias es distinto a las históricas, poniéndose más énfasis, cuanto más vieja es una cronosecuencia (y se han estudiado cronosecuencias de hasta 1.600.000 años, Howard et al, (1993) en los componentes sólidos menos lábiles como son los minerales. En este sentido, hay que resaltar el trabajo de White et al. (2005), que estudia la evolución hidroquímica de la solución del suelo en una cronosecuencia de 600.000 años. Otros

ejemplos de cronosecuencias cuaternarias son las que se establecen sobre terrazas marinas y terrazas fluviales.

Los suelos situados sobre terrazas fluviales constituyen un caso especialmente interesante de cronosecuencias holocénicas y cuaternarias, ya que, estando sometidas a condiciones ambientales parecidas durante la formación del suelo que soportan, el único factor que varía significativamente es la edad de las distintas terrazas, fenómeno propiciado por la propia dinámica fluvial. En esta situación es posible analizar la influencia que el factor formador tiempo ha ejercido en la formación de estos suelos, lo que coincide claramente con el concepto de cronosecuencia (Jenny, 1941; Stevens y Walker, 1970; Vreken, 1975).

Numerosos autores han desarrollado y aplicado índices de evolución, considerando distintos tipos de propiedades de cronosecuencias, tratando muchos de ellos específicamente las situadas sobre terrazas fluviales. La bibliografía al respecto es extensa: Bilzy y Ciolkosz (1977), Harden (1982), Harden y Taylor (1983), Torrent et al (1983), utilizan índices de desarrollo basados en propiedades morfológicas de campo; Birkeland (1984) modifica el índice de anisotropía (IPA) de Walker y Green (1976) y define el mIPA, en cuyo cálculo se utilizan datos de laboratorio.

## **I.2. Los suelos de las terrazas del Guadalquivir.**

### ***I.2.1 Primeros trabajos.***

Los datos más antiguos a los que hemos accedido con respecto a los suelos de la Depresión del Guadalquivir son de Higuera (1961). Morfológicamente hablando, según el autor, se distinguen dos tramos de terrazas, el primero, hasta la localidad de Espeluy, en que el río transcurre encajado sobre el Trías y en ocasiones sobre el Paleozoico, y a partir de Espeluy-Villanueva de la Reina en que comienzan a aparecer las grandes terrazas. La terraza de +20 m (la T3) es la más extensa y la que se mantiene más reconocible en todo el tramo. En la margen izquierda, este nivel presenta una superficie bastante estrecha que se va elevando hasta los cerros miocenos, donde parecen existir indicios de terrazas más antiguas (probablemente se refieran a los niveles de terrazas altas - ver capítulo II-), mientras que en la margen derecha adquiere un desarrollo notable, extendiéndose, según el autor hasta el río Jándula. Entre la terraza +20m y el piedemonte de Sierra Morena, el autor describe un glacis que posiblemente corresponda al nivel +65 m (T1). El autor resalta la existencia de una deformación tectónica y de la existencia de una pendiente relativamente inclinada en las terrazas.

En el estudio de los suelos de estas terrazas, el mencionado autor emplea la clasificación de Kubiena (1955). En la primera parte del río, la terraza de +20m está compuesta por suelos de *Vega Parda Alóctona*. En el segundo tramo antes comentado, aproximadamente desde Espeluy, aparecen suelos de tono intensamente rojo debido, según Higuera (1961), a los aportes de los ríos de la sierra, de gran poder erosivo. Estos suelos rojos serían de *Vega Roja*, compactos, poco permeables, adherentes, ligeramente ácidos y de considerable espesor, con frecuentes clastos redondeados, con algunas zonas más arenosas y permeables.

Baños (1975) citando a Aguilar et al. (1971) aduce que la mayor parte de los suelos rojos mediterráneos, como los establecidos sobre terrazas del Guadalquivir (a su paso por Sevilla) suelen ser relictos o enterrados.

Torrent y Fitzpatrick (1974) y Torrent (1975) caracterizan desde el punto de vista micromorfológico las estructuras de orientación en suelos rojos sobre las terrazas

del Guadalquivir en la provincia de Córdoba (pero relativamente próximos a Jaén y al área de estudio de este trabajo).

### *1.2.2. Tesis de Montealegre.*

Montealegre (1976) realiza un estudio geológico y edafológico del sector central de la Depresión del Guadalquivir (Provincia de Córdoba). Desde el punto de vista Geomorfológico, este autor distingue tres niveles de terrazas, que corresponden con el cuaternario antiguo, medio y moderno de Felgueroso y Coma (1964). El nivel Antiguo se compone por las terrazas T1 (+300m sobre el nivel del mar,) y T2 (+200m sobre el nivel del mar); el nivel Medio por la T3 (+140 m sobre el nivel del mar), y dos para el Moderno, T4 (+105 m sobre el nivel del mar) y T5 (+95 m sobre el nivel del mar, Córdoba). Esta última coincidiría con la llanura actual de inundación. También lleva a cabo un estudio micromorfológico y mineralógico del material parental de las terrazas.

Los depósitos de terrazas Antiguas, muy parecidos para T1 y T2, están compuestos por conglomerados de clastos heterométricos, limos y arcillas con abundantes costras calcáreas y caliches. El material está ampliamente rubefactado y la matriz arcillosa presenta aspecto cutánico. Micromorfológicamente presenta las siguientes características: 1) niveles (tramos) basales compuestos por arenas y margas arenosas de colores amarillentos; 2) de niveles de conglomerados heterométricos y rodados con cementación carbonatada de espesor y desarrollo variable, color rojo y cútanos iluviales (ferriargilanes) rodeando los cantos (posible Hor. C); 3) costra calcárea (no se presenta en todos los puntos) y 4) Bt de color pardo rojizo, en algunos puntos residual y removilizado por acción humana. Los componentes mineralógicos mayoritarios de la fracción arena son el cuarzo (muy dominante), la calcita y la ortosa; también aparece la dolomita, óxidos de hierro y otros silicatos (estauroлита). Los componentes mayoritarios de la fracción arcilla son la mica (dominante), los interestratificados clorita-vermiculita (esmectita), clorita, siendo muy escasa la caolinita.

Los depósitos de terrazas Medias (T3) presentan: 1) nivel basal de conglomerados muy heterométricos cementados; 2) arenas blancas bien clasificadas, de estructura suelta, de 1 m de potencia; 3) arenas aumentando hacia el techo el porcentaje de limos, color pálido con películas de arcilla roja iluviada, hacia el techo cementación carbonatada con

costra en algunas áreas (Hor. C); 4) Horizonte Bt, rojo, bastante descalcificado, situado sobre un horizonte B<sub>Ca</sub>. Cuando no existe este último, la arcilla iluvial impregna todos los niveles arenosos de la terraza. El nivel 3 presenta la siguiente descripción micromorfológica: 1) un dominio de textura granular prácticamente sin plasma ni cementación, con cútanos argilanes muy finos recubriendo los granos de esqueleto (skelsépicos) y predominio mineralógico de mica, cuarzo y calcita; 2) un dominio con mayor cementación y contenido de arcillas, con cútanos calcanes y mineralogía de caliza microcristalina, cuarzo y micas (muy orientadas); 3) dominio de máxima cementación caliza, cutánica, con masas de arcilla de relleno orientadas y muchos nódulos calizos.

Los depósitos de terrazas Modernas presenta: 1) nivel basal de conglomerados y gravas sueltas, con cantos de caliza, cuarcita y escasas pizarras, existe cementación local de carbonatos; 2) arcillas azuladas y arcillas arenosas; 3) limos y arenas muy finas de color amarillentos, 4) Horizonte muy bioturbado de textura limosa (Entisol). Las arenas se componen predominantemente de cuarzo, ortosa, calcita y mica; y las arcillas de micas, esmectitas e interestratificados clorita-vermiculita (esmectita) y poca caolinita (≈ 6%).

Por último, los niveles aluviales recientes consisten en alternancias de arcilla azulada, endurecida y bioturbada, con lechos de arena fina y limo. En la arena predomina el cuarzo y la calcita.

En cuanto a los suelos, este autor cita la cartografía 1:250000 realizada en el Est. Agrobiol. Prov. Córdoba, (C.E.B.A-C.S.I.C, 1966) en la que se admiten y caracterizan los siguientes grupos de suelos en la Depresión del Guadalquivir:

- “Suelos pardos y alfisoles locales”: se desarrollan sobre rocas paleozoicas principalmente, aunque también, muy esporádicamente sobre materiales calizos margosos.
- “Suelos rojos mediterráneos y análogos”: Instalados sobre todo en alguna terraza terraza del Guadalquivir y rocas calizas.
- “Suelos vérticos” Principalmente sobre las margas del mioceno marino, de los que se distinguen dos tipos: vérticos litomorfos y vérticos hidromorfos que aparecen en las vaguadas.

- “Suelos aluviales de vega” que corresponden a los suelos desarrollados en las terrazas bajas y llanura actual de inundación del río.
- “Litosuelos arcillosos y Regosuelos” serían los suelos formados generalmente sobre las margas gípsicas del Triásico.
- “Rendzinas y suelos rendziniiformes” desarrollados sobre areniscas y molasas, muy escasos.

Como comenta el autor, esta clasificación presenta gran coincidencia con las que el mapa de Suelos de España a escala 1:1000000 (CSIC, 1968) define para la zona en cuestión. De todos estos grupos de suelos, en las terrazas y vegas del río se describen los “Suelos rojos mediterráneos” y “Suelos aluviales de vega”.

Bajo la leyenda de Suelos rojos mediterráneos se agrupan una serie de perfiles de características complejas, considerados en su mayor parte como suelos relictos desarrollados bajo una climatología notablemente distinta de la actual. Se forman sobre las terrazas antiguas (T1 y T2) y la terraza media T3. Su tipología corresponde al orden Alfisoles, subórdenes Ustalf y Xeralf de la Soil Taxonomy (1975) siendo los más abundantes el grupo de los Haploxeralf y Palexeralf. Suelen responder a la siguiente secuencia de horizontes: 1) Hor. A húmífero, color pardo-rojo debido a que en cierta medida constituye un resto de antiguo Bt, con desagregación antrópica. A veces fosilizado por coluviones muy recientes; 2) Hor. Bt rojo intenso, con fuerte iluviación, microestructura prismática con argilanes y cútanos de presión; 3) Hor. cálcico B<sub>Ca</sub> blanco y compacto. Petrocálcico; 4) Arenas muy finas y limos con posible hidromorfía, que actúa impidiendo que la arcilla roja se iluvie más abajo. En las terrazas arenosas y/o sin costra caliza, la iluviación afecta a los niveles basales. La alternancia lateral entre zonas más gravosas y arenosas responde, según el autor, a tránsitos laterales de facies, lo que acentúa la complejidad vertical de los perfiles.

En cuanto a los procesos que sufren las arcillas en los suelos rojos se habla de: 1) degradación de illita y transformaciones illita → saponita y clorita → montmorillonita y 2) Hidrólisis de la montmorillonita y transformación en caolinita, ligada a la iluviación.

Los “Suelos aluviales de vega” son definidos por el autor como suelos poco evolucionados de perfil A-C con características de Fluventisoles, que se desarrollan sobre los depósitos de las terrazas modernas y los depósitos recientes del Guadalquivir. Mineralógicamente, predomina un esqueleto de cuarzo, caliza y micas. Las arcillas de estos suelos son muy parecidas a los sedimentos y, por tanto, heredadas: vermiculita-montmorillonita, montmorillonita, illita, caolinita y clorita. En general se trata de material de débil meteorización bajo clima actual.

### ***1.2.3 Trabajo de Carral et al.***

En un estudio más reciente (Carral et al. 1998), estos autores analizan detenidamente una catena de suelos en la depresión del Guadalquivir en el tramo comprendido entre Espeluy y Marmolejo, zona en la que se incluye el área de estudio del presente trabajo.

Según los autores, los suelos en las terrazas altas pertenecen a las siguientes tipologías: Rhodoxeralf típico/Luvisol cálcico (en realidad estos depósitos continentales detríticos regresivos, de terrazas antiguas son anteriores al plioceno). La variación textural en estos suelos se debe a la litofacies del sedimento y a los horizontes argílicos. En este caso es importante separar los horizontes arcillosos debidos a la litofacies del sedimento (discontinuidades litológicas) de los horizontes arcillosos edáficos. Para esto se emplea normalmente el criterio micromorfológico (aunque comentan que también podría emplearse la mineralogía).

Como procesos que actúan o han actuado en los suelos se citan, además de la iluviación de arcilla y la rubefacción, el lavado de carbonatos (descarbonatación) y formación de potentes petrocálcicos, sobretudo en las terrazas más antiguas, y recarbonatación secundaria en Bt (paleohidromorfía, brechificaciones, cementaciones de limos y arcillas sin llegar a formar petrocálcicos).

Los suelos de las terrazas medias son: Haploxeralf ródico/Luvisol crómico en los niveles más altos, Rhodoxeralf vértico/Luvisol vértico en los medios y Haploxeralf cálcico/Luvisol cálcico en los bajos. Los procesos edafogenéticos identificados son

semejantes a los de las terrazas altas. Litológicamente dominan los clastos carbonatados de probable origen subbético y prebético.

Carral et al. (1998) se plantean como cuestión fundamental de estos suelos, el origen y desaparición de los petrocálcicos y/o costras. La principal causa del espesor de los petrocálcicos o costras carbonatadas se la atribuyen al espesor sedimentario y a la superposición de secuencias sedimento-edáficas, que son bastante más potentes en las terrazas más viejas. Por tanto, se achaca la desaparición brusca de las costras en las terrazas medias de la catena (que tiende a la disminución de los horizontes carbonatados) a una progresiva reducción del carácter multiseccional y el espesor en la secuencia edafosedimentaria. Lo que parece claro es que la dinámica fluvial es más compleja en etapas antiguas, con más espesor y más complejidad sedimentaria. Otros factores que han podido influir en el espesor decreciente de los petrocálcicos y/o costras son la variación en el material original, muy carbonatado en ciertas épocas, y el clima, árido durante la formación de terrazas medias. A favor de la aridificación del clima durante la formación de las terrazas medias se esgrime, además de la menor decarbonatación y menor espesor de petrocálcicos y/o costras, la menor cuantía de rubefacción y argilización.

Estas alterancias se ven, según los autores, correlacionadas con dos secuencias de suelos rojos en el Tajo: la moderna baja semiárida (con costras y/o petrocálcicos), y la antigua alta, húmeda, con material ácido, aunque precisan que es difícil achacar de forma definitiva la aparición/desaparición y espesor de los petrocálcicos y/o costras en el río Tajo a una aridificación del clima.

Estos autores concluyen indicando que, posiblemente, la clave para separar el factor climático del material original en la configuración de los petrocálcicos (y de otros rasgos de los suelos de las terrazas del Guadalquivir) sea el estudio de las estructuras y morfología propias del sedimento y no solo su litología y/o mineralogía.

#### ***1.2.4. Trabajo de Rodríguez Ramírez et al. (1997).***

En este trabajo se analizan las terrazas fluviales del tramo bajo del río Guadalquivir. Establecen el origen de la cuenca en el Tortonense, cuya regresión marina supone la buena estructuración en una red madura y jerárquica, reconociendo una pequeña evolución anterior al plioceno. Estos autores reconocen también tres niveles de terrazas.

Las terrazas altas están en el sur, en los tramos medios-altos (nuestra zona de estudio) están muy afectadas por la erosión casi hasta desaparecer. Las terrazas medias (+65 a +25m) de los tramos medios-altos, al migrar el curso del río al Norte, quedan encajados en las laderas del macizo Hercínico. Los suelos que se establecían son clasificados como *Fragixeralf*. Estas últimas corresponderían, a grandes rasgos, con las terrazas 1 y 2 del presente trabajo.

Geomorfológicamente hay 5 terrazas en el tramo bajo del río Guadalquivir (entre +65 m sobre el nivel del mar y -18 m, el talveg actual inundado por marismas). Al principio, el sistema de terrazas más alto NE-SO limitaba con los conglomerados de la plataforma detrítica pliocena, posteriormente el curso migró hacia el SE, formando un nuevo sistema de terrazas ENE-OSO, las terrazas de menor altitud. Litológicamente, las terrazas más antiguas tienen barras de gravas y rellenos de canales. Las medias, más complejas, muestran rellenos de canal, barras laterales de gravas, point bar arenosos e incluso techos con arcillas de desbordamiento, con un régimen fluvial tendiendo a meandriforme, lo que en teoría correspondería a la evolución natural del sistema fluvial. En las bajas, tienden a predominar los finos, con arenas silíceas y gravas cuarcíticas heterométricas, correspondientes a un régimen de meandros con sinuosidad. La cronología va desde finales del pleistoceno inferior hasta inicios del Pleistoceno superior.

En el tramo medio-alto del río, el desplazamiento del mismo hacia el NO erosiona toda la plataforma detrítica neógena y llega al contacto con el macizo hercínico. La elevación subbética en el sur es el motivo de que el río migre hacia el norte.

Para Cano Henares et al. (1993), los depósitos cuaternarios constituyen, aproximadamente, las llanuras de inundación actuales y la reciente (abandonada, pero ocasionalmente inundada en crecidas de magnitud extraordinaria), siendo el suelo un

perfecto indicador cronológico. Los sedimentos neógenos marinos son margas miocenas, arenas, calcarenitas mio-pliocenas y arenas de regresión pliocenas. Durante el plioceno y el pleistoceno se van formando los sucesivos niveles de terrazas. Del total de 17 terrazas en 200 m de encajamiento, el superior coincide con el la plataforma detrítica villafranquiense (glacis de pie de monte de Sierra Morena).

Los niveles más altos, que sobreviven en el sur, presentan materiales más carbonatados de origen mioceno autóctono y subbético. Los suelos son *fersialíticos* en estos niveles antiguos.

Los niveles medios, se enriquecen en materiales neógenos de la plataforma detrítica o, directamente, con aportes actuales del macizo hercínico. Los suelos son *pardos* en estos tramos medios. En los niveles inferiores son suelos típicamente *aluviales*.

En las depresiones de las terrazas, por hidromorfía, se produce la degradación de suelos rojos hacia vertisoles. Esos vertisoles pasan a hidromórficos minerales por incorporación de arenas. Los vertisoles provienen de la degradación de luvisoles, puesto que conservan descalcificación y rubefacción. Los vertisoles tienen bastante arena de dos tipos: rubefactada aluvial y aporte de calcarenita (*in situ*). La illita predomina en los horizontes superficiales y la esmectita en los profundos.

### ***1.2.5. Cartografías recientes de la zona de estudio.***

Gil et al. (1987a) acometen un estudio detallado de una zona de 64.000 Ha (entre las localidades de Mengibar y Marmolejo) con varios objetivos: reconocer, cartografiar y evaluar los suelos presentes. En la clasificación de los perfiles emplean la clasificación francesa (C.P.C.S, 1967).

Los materiales originales del área son, al Norte, pizarras carboníferas de Sierra Morena, y al Sur, materiales paleógenos (eocenos y miocenos inferiores) compuestos por margas, margocalizas, calcarenitas etc. El Neogeno y el cuaternario son facies (conglomerados, areniscas, travertinos, arcillas y limos) directamente relacionadas con el sistema fluvial del Guadalquivir.

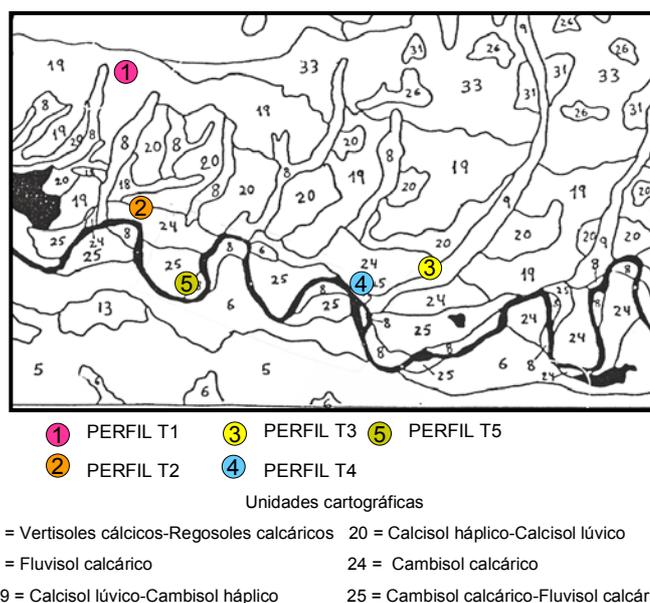
En base al material original, la topografía y la clasificación de los suelos, los autores establecen la siguiente serie de unidades geomorfoedáficas:

Campiña baja. Con Arenas, arcillas y limos pliocenos, margas y molasas miocenas (postorogénicas y transgresivas), y areniscas, margas y margocalizas (preorogénicas) y con relieves suavemente alomados (pendientes comprendidas entre el 4 y 8%). En esta unidad predominan los Vertisoles crómicos, los suelos Pardos rendziniformes y los Cambisoles vérticos y cálcicos.

Campiña alta. Sobre sustratos muy diversos como areniscas triásicas, pizarras carboníferas, materiales carbonatados terciarios (margas y calizas) y yesos del Keuper (triásicos). En esta unidad el relieve es ondulado o colinado, con frecuentes mesetas, y las pendientes medias son del 8%. Los principales suelos establecidos son Regosoles eútricos, Luvisoles órticos, Cambisoles Vérticos, Vertisoles crómicos y Rendzinas.

Terrazas y Vegas. Sobre sustratos de arcillas de desbordamiento aluvial, limos, arenas (point bar) y conglomerados de origen pleistoceno (paleocauces) y holoceno (cauces actuales). La pendiente y los desniveles son muy bajos en esta unidad. Los suelos incluyen Fluvisoles, Suelos pardos y Fersialíticos. En un estudio factorial (A.C.P), estos autores encuentran que las variables más influyentes en la explicación de la variabilidad dentro de las terrazas y vegas son la saturación y complejo de cambio. Los suelos Fersialíticos de los niveles superiores de terrazas están descarbonatados, mientras que los de las terrazas inferiores están carbonatados como los suelos Pardos y los Fluvisoles.

A nivel de cartografía de suelos, el estudio más completo del que disponemos es la hoja escala 1:100000 de Ándujar (**LUCDEME, 1995**). A grandes rasgos, esta cartografía resume lo establecido por otros autores anteriores, aunque su ámbito geográfico es más extenso penetrando bastantes kilómetros hacia el norte, hacia los relieves de Sierra Morena.



Se reconocen hasta 34 Unidades cartográficas, con 21 tipologías de suelos distintas. Concretamente en nuestro área de estudio (terrazas y vega del Guadalquivir) se reconocen las siguientes Unidades y Asociaciones Cartográficas: Vertisoles eútricos, Fluvisoles calcáricos, Cambisoles calcáricos, Cambisol calcáricos-Fluvisoles eútricos y Calcisoles lúvicos-Calcisoles háplicos. Los suelos se han clasificado siguiendo el sistema **FAO (1990)**.

La Unidad de Vertisoles eútricos (con inclusión de Vertisoles cálcicos) se ubica principalmente sobre materiales de textura fina y reacción calcárea, en relieves de topografía muy llana sobre materiales aluviales, siguiendo aproximadamente el curso del cauce fluvial. Otra de sus características es que presenta un aporte coluvial de ligero a moderado, procedente de los relieves miocenos con respecto a los que suele constituir un piedemonte (y por tanto, un aporte de material de texturas finas). Es una unidad bien representada en los distintos niveles de terrazas de la margen sur del río.

La Unidad de Fluvisoles calcáricos está estrechamente ligada en la zona de estudio al cauce del Guadalquivir, concretamente a los materiales aluviales actuales, de topografía muy llana. Los Fluvisoles calcáricos presentan una morfología muy variable, las texturas son desde medias a muy gruesas, colores pardo-rojizos a muy claros, pedregosidades de

nulas a abundantes etc. Los rasgos comunes son el material original aluvial carbonatado y la poca evolución del mismo.

La Unidad de Cambisoles calcárico (con inclusión de Calcisoles háplicos) está asentada sobre materiales recientes, pero no actuales, del río Guadalquivir, de topografía llana, propia de terrazas. Los sedimentos aluviales son de diversa granulometría predominando las texturas arenosas y francas, con poca pedregosidad superficial. El Cambisol cálcico característico es un suelo estructurado, arcilloso, espeso y de colores rojizos. En casi todos se reconocen en profundidad nódulos de carbonatos, que cuando se dan en cantidades suficientes provocan el diagnóstico de un horizonte cálcico y hacen que el suelo se clasifique como Calcisol háplico.

La Asociación de Cambisol calcáricos-Fluvisoles eútricos (con inclusiones de Cambisoles vérticos) es muy semejante a la anterior, pero desarrollada sobre materiales aluviales algo más jóvenes. Esto provoca un Cambisol calcárico de menor evolución, manifestada en horizontes Bw con leve aumento de arcilla y escaso lavado de carbonatos (por lo que no llegan a describirse Calcisoles en la Unidad), que alterna con suelos donde el Bw, al no superar las exigencias mínimas, ya no puede clasificarse como horizonte cámbico (siendo Fluvisoles eútricos).

La Asociación de Calcisoles lúvicos-Calcisoles háplicos (con inclusiones de Calcisoles pétricos) se sitúa en la margen derecha del río, sobre materiales aluviales antiguos de naturaleza conglomerática y areniscosa, de reacción calcárea. Las terrazas son de edad muy antigua (pliocuaternaria). A pesar de presentar una fisiografía indudable de terraza, el relieve es ondulado y se detectan indicios erosivos. El Calcisol lúvico característico presenta un horizonte árgico calcáreo, cuyo origen probablemente se deba a la mezcla de materiales profundos carbonatados con el árgico (o con el cámbico en el caso de los Calcisoles háplicos) por laboreo agrícola. Por esta razón, el Calcisol lúvico no suele asociarse a ni a Luvisoles cálcicos, sino a Calcisoles háplicos. La inclusión de Calcisoles pétricos responde a la presencia de un verdadero petrocálcico en profundidad.

La Asociación Calcisoles háplicos-Calcisoles lúvicos es análoga a la anterior, aunque se presenta en pendientes menores y relieves típicos de terrazas, siendo la edad de estas más jóvenes y mayor su proximidad al cauce del río. La menor antigüedad supone un

## ASPECTOS GENERALES

---

proceso de iluviación menos intenso, por lo que los Calcisoles háplicos dominan en la asociación. A su vez, la topografía más plana provoca una acumulación lateral (en la catena) de carbonatos menor, por lo que no aparecen las inclusiones de Calcisoles pétricos que sí aparecían en la unidad anterior.

### **I.3. Introducción al concepto de evolución cristalquímica.**

La mineralogía de las arcillas de la mayor parte de los suelos suele reflejar los cambios sufridos por el mismo a través del tiempo. Generalmente, a partir de materiales parentales pobres en arcillas se forman conjuntos de minerales secundarios de la arcilla estables en el suelo, siendo difícil encontrar variaciones importantes con la edad (a no ser que se alteren drásticamente las condiciones del medio) (Birkeland, 1999).

Sin embargo, los suelos formados a partir de materiales ricos en arcillas, como la mica, pueden ser inestables y verse sometidos a un cambio gradual hacia formas más estables. Este proceso suele darse a través de fases intermedias que pueden detectarse en las cronosecuencias. Los procesos de alteración de la arcilla (como la mayoría de procesos edafogénicos) progresan desde la superficie hacia horizontes profundos y dependen, principalmente, de la química de la solución del suelo.

La evolución de los conjuntos de arcillas hacia formas estables pueden tomar un tiempo considerable. En este sentido, **Birkeland (1993)** recoge un ejemplo de transformación en los minerales de la arcilla de una cronosecuencias sobre till con distinta edad. Sobre el material más joven (de 20 a 40.000 años) solo se detecta: alteración de clorita → clorita-vermiculita. En el material más viejo (+140.000 años) la clorita-vermiculita se transforma en “material expandible heterogéneo” (posiblemente clorita-montmorillonita) y se produce una transformación de mica → mica-montmorillonita → esmectita.

Según Velde (1985), la estabilidad de las arcillas es la siguiente: caolinita y formas libres de hierro y aluminio > esmectitas altamente expansibles > interestratificado de fase expansible- no expansible > mica y clorita. Según esto, si el clima lo permite, la secuencia temporal de alteración transformará los minerales primarios (mica y clorita) en fases cada vez más expansibles ricas en láminas de esmectita y finalmente, a través de la hidrólisis de la montmorillonita, a caolinita y formas libres de hierro.

Asumiendo los esquemas clásicos de Millot (1965) y Jackson (1964), los procesos que afectan a las arcillas en suelos son: 1) herencia, cuando los minerales de la arcilla proceden de fases ya presentes en el material original (la alteración es no altera la identidad del mineral); 2) transformación, cuando la estructura esencial del silicato se mantiene en

gran medida, pero se producen cambios importantes en la región de la interlámina; y 3) neoformación, cuando el mineral de la arcilla se forma por precipitación a partir de la solución del suelo o por envejecimiento de geles.

Los procesos citados, por supuesto, actúan habitualmente de manera simultáneo. Por ello, dentro de un mismo perfil u horizonte pueden detectarse una amplia variedad de minerales de la arcilla. Algunas de esas fases se suponen inestables en las condiciones del medio y, por tanto, en proceso de alteración hacia fases más estables. También puede darse el caso de arcillas metaestables, sometidas a velocidades de reacción muy lentas (Allen y Hajeck, 1989). Además, hay que considerar al suelo como un conjunto de microambientes que pueden variar significativamente del macroambiente edáfico, y que disponemos de una limitada capacidad de modelizar el gran número de componentes y diferentes reacciones simultáneas existentes en los sistemas de alteración naturales (Smeck et al. 1983). Estos argumentos, entre otros, justifican la gran diversidad de filosilicatos que podemos hallar en un momento dado en el suelo y, frente a otros componentes, dificulta en diverso grado el empleo de minerales de la arcilla para estimar la edad o el grado de evolución del suelo.

La variación en la composición de minerales de la arcilla a lo largo de las cronosecuencias, como la de otros componentes minerales del suelo, puede reflejar los siguientes procesos: 1) variaciones en el área fuente (a pesar de que se supone constante), 2) alteración durante el transporte y la deposición, 3) alteración durante la edafogénesis y 4) neoformación.

Las micas son abundantes en muchos tipos de suelos, especialmente en Alfisoles e Inceptisoles. Así, la moscovita, illita o sus formas degradadas, son los filosilicatos dominantes en Alfisoles y los suelos desarrollados sobre material aluvial reciente (Graf von Reichenbach y Rich, 1975; **Fanning y Keramidas, 1977**). De entre todos los órdenes de suelos, los Alfisoles son los que presentan un mayor número de familias mineralógicas illíticas, mientras que los Inceptisoles, junto con los Ultisoles, son los que mayor número de familias micáceas presentan (Soil Taxonomy, 1983). Además, según Torrent (1995), son especialmente abundantes en climas mediterráneos, caracterizados por su moderada intensidad de alteración.

Por lo general, la moscovita (bastante fengitizada) es más abundante en la fracción limo, mientras que la illita lo es en la arcilla. Las micas del suelo son principalmente las dioctaédricas, mucho más estables en ambiente edáfico que las trioctaédricas (Allen and Hajeck, 1989). También se considera que la mica es relativamente resistente a la alteración.

Los procesos de alteración de la mica pueden dividirse en dos grupos: 1) los que afectan a las capas tetraédrica y octaédrica y 2) los que ocasionan pérdida de K interlaminar. Según la intensidad de ambos procesos, siguiendo el esquema los esquemas de Millot y de Jackson antes citados, estaríamos ante una herencia o una transformación.

En muchos casos, los cambios inducidos por el medio en la estructura del mineral no se consideran lo suficientemente extensos como para cambiar la identidad del mineral. En este caso se habla de herencias de micas.

La herencia de las micas en suelos de clima mediterráneo han sido estudiadas detalladamente por Martín-García et al. (1997, 1998) en Alfisoles sobre rocas metamórficas silíceas, y por Delgado et al. (2003) sobre *terrae rossae*. Según estos autores, los cambios cristalquímicos más importantes asociados a la herencias de las micas, cuando se comparaban material original (grava, residuo insoluble...) con la arcilla del suelo, fueron los siguientes: 1) disminución del tamaño del cristalito (*crystallite size*) y de la cristalinidad, 2) aumento de los defectos cristalinos, 3) reducción del porcentaje de politipo 2M, 3) aumento del Si<sup>IV</sup> y disminución del Al<sup>IV</sup>, Al<sup>VI</sup> y de la carga laminar ( $x$ ) y 4) ligero incremento del parámetro  $b$  (estrechamente relacionado con el Fe y Mg octaédricos).

Cuando las sustituciones isomorfas en la capa tetraédrica y octaédrica y la pérdida de K interlaminar son suficientemente intensas como para alterar la identidad del mineral, se habla de un proceso de transformación de la mica. Junto a las micas, las cloritas trioctaédricas (ferromagnesianas) son los principales minerales de la arcilla primarios en el suelo. Las rutas de transformación que afectan a micas y cloritas, además de las posibles neoformaciones que puedan darse, condicionan la mayor parte de las reacciones de los minerales de la arcilla en el suelo.

Los detalles del proceso de transformación entre filosilicatos en suelos aún no están resueltos, pero se acepta que los interestratificados representan productos de reacción intermedios entre fases puras (*end-members clays*) (Srodòn, 1999). Las rutas de transformación entre filosilicatos en el suelos que más se citan en la bibliografía son las de Jackson (1964) y las de Allen and Fanning (1983).

A continuación se hará un breve repaso de las principales rutas de transformación de los filosilicatos en el suelo. Se hará énfasis especialmente en los procesos que ocurren en suelos de naturaleza similar a los del presente trabajo, es decir, bajo clima mediterráneo y sobre materiales originales ácidos.

### **Transformación de la moscovita en vermiculita. Interestratificados mica-vermiculita.**

Según la definición clásica de Bailey (1980), la vermiculita es un filosilicato 2:1, con alta carga laminar ( $0.6 < x < 0.8$ ), que contiene  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  o complejos de hidroxialuminio en la interlámina, que acepta únicamente un plano de moléculas de glicerol en la interlámina después de la solvatación con Mg, expandiéndose a 14.5 Å. Como reconoce Velde (1985), puede que no sea una definición sistemática precisa, pero en cualquier caso representa una realidad mineralógica composicional y fisicoquímica. En el mismo sentido, Srodòn (1999) también precisa que uno de los principales problemas en el estudio de esmectitas, vermiculitas e illitas es la frecuente inconsistencia entre su definición estructural, basada en la naturaleza de las láminas, y operacional, basada en los espaciados DRX bajo determinadas circunstancias.

Se reconoce que la vermiculita macroscópica es de tipo trioctaédrico, y esta es la que se ha empleado para caracterizar química y estructuralmente este mineral. Frente a la vermiculita trioctaédrica, el término dioctaédrico casi siempre se presenta en la fracción limo y arcilla, muchas veces mezclada e interestratificada de forma compleja con otras fases (Weaber, 1992). La vermiculita aparece en la mayor parte de los grupos de suelos, pero es más común en climas templados y subtropicales.

Se acepta que la vermiculita del suelo se origina por dos procesos básicos: 1) a partir de micas mediante pérdida de K interlamina y 2) a partir de cloritas, por descomposición de la capa de hidróxido interlamina (Ross and Kodama, 1976).

Existen gran cantidad de estudios que demuestran la transformación de la biotita en vermiculita trioctaédrica en laboratorio y en suelos. El proceso implica la oxidación del Fe octaédrico y posteriormente la pérdida de K interlamina.

Las vermiculitas dioctaédricas se obtienen a partir de la pérdida de K de la moscovita, estando química y estructuralmente muy relacionadas ambas fases (tanto que ocasionalmente no está clara la clasificación de la vermiculita dentro o fuera del grupo de las micas -Rieder et al. 1999-). Además, la vermiculita dioctaédrica se encuentra principalmente en la fracción arcilla de suelos muy alterados como Alfisoles, Ultisoles y Oxisoles (Wilson, 2004).

La moscovita es bastante más resistente a la pérdida de K que la biotita, como muestran algunos experimentos de laboratorio y requiere para su transformación en vermiculita dioctaédrica su microdivisión en cristalitas muy finas (Robert et al. 1991). Sin embargo, es posible que también se produzca vermiculita dioctaédrica a partir de la alteración de biotitas (April et al. 1986).

Suele aceptarse que, a partir de la clorita primaria del suelo (ferromagnesiana), se obtiene vermiculita trioctaédrica. Sin embargo, para Arousseau et al. (1983) las vermiculitas dioctaédricas podrían presentar también un origen clorítico, mientras que para Proust (1982) la totalidad de las vermiculitas producidas por alteración de la clorita serían dioctaédricas.

La vermiculita dioctaédrica y las vermiculitas con hidróxidos interlaminares (HIV) son los términos predominantes en condiciones de mayor meteorización: suelos relativamente ácidos y con intenso lavado (Douglas, 1989). De acuerdo con lo anterior, se ha identificado vermiculita dioctaédrica (y HIV) en suelos tropicales caracterizados por una alteración muy intensa y una elevada actividad de aluminio: Ferric y Orthic Acrisols sobre depósitos aluviales y coluviales ricos en cuarzo (Hardy, 1993) y Haplorthox y Paleudults sobre pizarras (Lepsch and Buol, 1974).

Así mismo, también se ha identificado vermiculita dioctaédrica en suelos de clima húmedo templado o frío y rocas ácidas: Dystrochrept y Haplorthod sobre micaesquistos y granitos (Hatton et al. 1987, Righi and Meunier, 1991), Cryorthod sobre micaesquistos, arenas graníticas y loess (Hatton et al., 1987; Righi et al. 1993), Cryorthent y Cryumbrept sobre depósitos morrénicos de granitos (Righi et al. 1993), Alocrisoles sobre leucogranitos (Aoudjit et al. 1996) y podzsoles ferro- húmicos sobre micaesquistos-cuarcitosos (Bain et al. 1990).

Por último, también se ha encontrado vermiculita dioctaédrica en suelos menos lavados como Alfisoles (Arocena et al, 1994).

El mecanismo de transformación de illita en vermiculita, según algunos autores, podría implicar en algunos casos un estadio intermedio de illita-vermiculita (Sròdon, 1999).

### **Transformación de la vermiculita dioctaédrica en el suelo. Interlaminación con hidroxidos de aluminio (HIV).**

Desde el punto de vista de su identificación mediante R-X, la vermiculita debe colapsar a 10 Å en muestras potásicas calentadas a 500°C (Brindley y Brown, 1980). Sin embargo, muchas vermiculitas mantienen espaciados mayores tras el calentamientos, lo que puede indicar que existe algún tipo de precipitado en la interlámina que impiden el colapso. Se considera que el precipitado interlaminar consiste en hidróxidos de aluminio polimerizados y que está controlado principalmente por el pH del suelo, de manera que se favorece a pH ácidos (pero no menores de 4.3) (Bain et al. 1990). A estas fases se las denominado tradicionalmente intergrados clorita-vermiculita, aunque en la actualidad se prefiere el término vermiculitas con hidróxidos en la interlámina (HIV).

Las HIV podrían evolucionar hacia *clorita pedogénica*, cuando la interlámina se ha reconstruido hasta un grado en el que mantiene su integridad tras el calentamiento. Así, Churchman (1980) describe la formación de clorita pedogénica en un Cryorthod partiendo de la vermiculita, dependiente principalmente del pH. La clorita pedogénica sólo se reconstruiría a un pH > 4.5.

Las cloritas pedogénicas serían de tipo di-dioctaédrico (*donbassita*) en el caso de que procedan de vermiculitas dioctaédricas. A pesar de ser un interestratificado regular, la donbassita suele ser muy poco cristalina, por lo que su estudio químico preciso es difícil. Los mejores análisis de donbassitas en suelos se obtienen a partir de perfiles lateríticos o bauxitas (Weaver, 1992), pero son muy escasos en la bibliografía.

La fase denominada *clorita expansible* está muy relacionada con los intergrados HIV y las cloritas pedogénicas. Como esta última, mantiene un espaciado propio de la clorita (14.0 Å) tras el calentamiento a 550°C, pero expande como la esmectita a 18.0 Å tras la solvatación con glicerol (Barnhisel y Bertsch, 1989). Es posible que las cloritas expansibles, sin descartar que sean cloritas primarias con cierto grado de alteración en la interlámina, sean realmente HIV o cloritas pedogénicas (Sawhney, 1989).

#### **Transformación de la clorita en vermiculita. Interestratificados clorita-vermiculita (esmectita).**

Gran parte de los interestratificados clorita-vermiculita citados en la bibliografía son, si se atiende a su capacidad de solvatación con el glicerol, clorita-esmectita (Weaver, 1992), por lo que algunos autores (Sròdon, 1999) prefieren englobar ambos fases en el mismo término: clorita-vermiculita(esmectita) cuando no se emplea específicamente la solvatación con glicerol (cosa habitual). Los interestratificados regulares de clorita-vermiculita(esmectita) son denominados *corrensitas*. Si la capacidad de expansión en glicerol es elevada (clorita-esmectita) se trataría de *corrensitas de baja carga*, mientras que si la expansión en glicerol se ve disminuida (clorita-vermiculita) se trataría *corrensitas de alta carga*.

A pesar de que la clorita-vermiculita(esmectita) es bastante común en algunos tipos de material parental (pizarras), y por tanto podría ser heredada, es muy probable que se forme principalmente debido a la meteorización de la clorita trioctaédrica (Weaver, 1992).

La presencia de clorita trioctaédrica es indudablemente debida a la herencia (Barnhisel y Bertsch, 1989) y se altera, a través de la oxidación y extracción de la capa de hidróxidos interlaminares, hacia *corrensitas* (Ross y Kodama, 1976). Las *corrensitas*

pueden comportarse de forma estable en el suelo, precisamente por el carácter regular de su interstratificación (Banfield y Murakami, 1998). La formación de *corrensita* se ha comprobado en suelos sobre rocas ultramáficas (Buurman et al., 1988) y anfibolitas (Proust, 1982).

En suelos de distinta tipología (climosecuencia desde Haplargid hasta Haplorthod) establecidos sobre materiales más ácidos (esquistos y grauvacas), Churchman (1980) propone la siguiente secuencia de alteración para la clorita trioctaédrica: clorita → clorita-hidromica ( $\approx$  illita) → clorita-clorita expansible → clorita-vermiculita. Este autor encuentra que los primeros productos de la degradación de la clorita, el interstratificado clorita-hidromica son irregulares (por hidromica el autor entiende cualquier componente 2:1 que forme parte de un interstratificado no regular con la clorita). Estos interstratificados irregulares van evolucionando progresivamente hacia términos regulares (clorita-clorita expansible, clorita-vermiculita y/o clorita-esmectita) con el incremento de la alteración y la pérdida de componente clorítico del interstratificado. Además, la vermiculita no se encuentra como fase discreta al final de la secuencia de alteración. Estos resultados coinciden con los de Banfield y Murakami, 1998. Efectivamente, parece que la *corrensita* representa una fase bastante estable, incluso en suelos de elevado grado de alteración como Podsoles. La estabilización se produciría por el efecto de reordenamiento estructural impuesto por las láminas expansibles sobre las capas no expansibles (este efecto es máximo en interstratificados perfectamente regulares ABAB...)

Si el proceso de vermiculitización de la clorita se completa, se comprueba que desaparece el carácter trioctaédrico del mineral. Por tanto, la vermiculita que aparece en el suelo como resultado de la transformación de la vermiculita parece ser casi siempre un término estrictamente dioctaédrico (Proust, 1982).

### **Origen de las esmectitas dioctaédricas (beidellitas) en el suelo.**

Las esmectitas más importantes en el suelo son de tipo dioctaédrico, siendo las especies montmorillonita y beidellita las más abundantes (Wilson, 1999). La diferencia entre ambas se basa en que el origen de la carga en la montmorillonita es básicamente

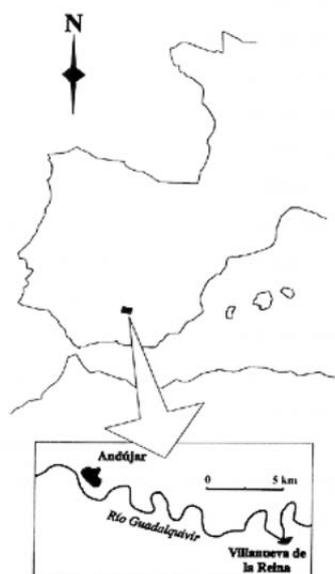
octaédrico, mientras que en la beidellita es tetraédrico. La similitud estructural entre estas y las micas condicionan que, desde hace tiempo, se reconozca que las esmectitas suponen un producto de la transformación de las micas. El proceso de transformación implicaría: 1) pérdida de K interlaminar, 2) pérdida de Al tetraédrico ( $Al^{IV}$ ) y 3) incremento de Si tetraédrico ( $Si^{IV}$ ).

Dado el carácter progresivo de este proceso, es muy probable que la vermiculita intervenga como producto intermedio en la transformación de la mica en esmectita (Borchardt, 1987). El proceso puede darse de forma directa y también a través de la transformación del interestratificado mica-vermiculita en mica-beidellita (Churchman, 1980; establece la siguiente transformación: mica  $\rightarrow$  mica-vermiculita  $\rightarrow$  mica-beidellita  $\rightarrow$  beidellita).

Por otra parte, aunque parezca paradójico, es muy poco probable que la mica se transforme directamente en esmectita a través de un interestratificado illita-esmectita. Aunque estos interestratificados son muy abundantes en suelos (Borchardt, 1987), podrían estar mezclados habitualmente con illita-vermiculita (dado el carácter irregular de ambos, son difíciles de distinguir). Además, hay que recordar que la illita-esmectita es un interestratificado muy abundante en rocas pelíticas de bajo o moderado grado de metamorfismo, como esquistos, pizarras... lo que supondría un origen hereditario en suelo desarrollados sobre tales materiales.

## 1.4. Localización.

La zona tratada en el presente trabajo se sitúa en el sur de la península ibérica, al Noroeste de la Provincia de Jaén, como se indica en la siguiente figura:



El área de estudio comprende un rectángulo de diez por seis Kilómetros, con un área de 6000 Ha, donde se localizan todos los sondeos previos y los perfiles de suelos definitivos a partir de los cuales se obtuvieron las muestras. La vía más rápida para situarse en la zona de estudio es la Nacional IV, tomando diversos desvíos a la derecha y a la izquierda desde el Km 310 hasta la localidad de Andújar.

El perfil número 1 se localiza en el extremo noroccidental de la zona de estudio (coordenadas UTM: 30SVH106135). El acceso a la misma se realiza por la carretera comarcal Andújar-Santuario de la Virgen de la Cabeza a la altura del Km 3.

El perfil número 2 se localiza aproximadamente en la misma longitud del anterior, un dos Km más al Sur (coordenadas UTM: 30SVH105119). Se accede por la misma carretera del perfil anterior a la altura del Km 2.

El perfil número 3 se localiza aproximadamente en el centro del área de estudio (coordenada UTM: 30SVH151103). El acceso se realiza por un desvío al Norte pasado el Km 316 de la N-IV.

El perfil número 4 se localiza aproximadamente a cien metros de la carretera comarcal que une Andújar con la población de Los Villares de Andújar, a menos de 1Km al Oeste de esta localidad (coordenadas UTM: 30SVH142092).

El perfil número 5 se localiza en el extremo suroccidental del área de estudio, a escasos cien metros del río Guadalquivir, en uno de los meandros próximos a Andújar. La Vega se encuentra a 500 metros al Sureste del cortijo de los Santos (coordenadas UTM: 30SVH112089). Se accede abandonando hacia el sur la carretera Andújar-Los Villares a la altura del Km 3.

El material aluvial reciente del cauce del río Guadalquivir se recogió en uno de los meandros próximos a la carretera que une la N-IV con Villanueva de la Reina, a unos dos Km de esta localidad, con coordenadas UTM: 30SVH198092.



## **I.5. Objetivos.**

Se pretende abordar el estudio de una cronosecuencia de suelos situados sobre las terrazas fluviales del río Guadalquivir en el sector Villanueva de la Reina – Andújar (provincia de Jaén), estableciendo la relación entre el factor formador tiempo y las propiedades del suelo.

Los objetivos científicos generales que se pretenden alcanzar a través de la realización de esta Tesis Doctoral son los siguientes:

1) identificar y muestrear una cronosecuencia de suelos sobre las terrazas del río Guadalquivir,

2) estudiar detalladamente las propiedades generales morfológicas y analíticas de los perfiles y clasificarlos, aplicando índices de evolución morfológica y analítica de contrastada utilidad extraídos de la bibliografía.

3) Una vez conocido el patrón evolutivo general a nivel analítico y morfológico, interesa estudiar la morfogénesis a nivel de la fábrica del suelo mediante técnicas de microscopía electrónica de barrido (SEM). Para ello se pretende establecer una metodología basada en la descripción sistemática de las imágenes de SEM que nos permita clasificar las tipologías de ultramicrofábrica existentes en los suelos. Mediante la comparación de la ultramicrofábrica de los suelos más antiguos con los más recientes intentaremos obtener una perspectiva detallada del efecto ejercido por el factor formador tiempo en la organización del material que constituye el suelo.

4) estudiar la mineralogía y cristalquímica de las fracciones limo y arcilla mediante técnicas de difracción de Rayos X (XRD) y microscopía electrónica analítica (AEM), incluidas imágenes de alta resolución (HRTEM), patrones de difracción de electrones (SAED) y microanalíticas (EDX). Se pretenden establecer las fórmulas estructurales de los filosilicatos de varios horizontes seleccionados de la cronosecuencia y correlacionarlas con los parámetros cristalquímicos (cristalinidad y politipismo) determinados mediante DRX y la estructura cristalográfica determinada mediante HRTEM/SAED. El objetivo final es establecer el posible grupo de reacciones cristalquímicas que originan la fracción sólida inorgánica del suelo, y las diferencias de la misma ligadas al factor formador tiempo.

5) interpretar y discutir los resultados obtenidos y de las posibles pautas evolutivas detectadas en la cronosecuencia.

## **II. FACTORES FORMADORES.**



## **II.1. Material original. Ambiente geológico.**

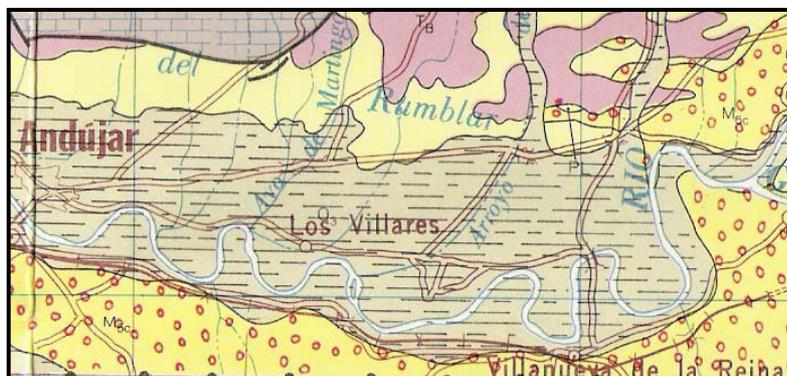
### ***II.1.1. El contexto geológico regional. Breve visión de la historia Geológica.***

Consideramos interesante el realizar un breve resumen de los dominios geológicos que funcionan como áreas fuente de los materiales aluviales, lo que nos aportará una idea aproximada del tipo de sedimentos que han podido constituir las terrazas a lo largo de su historia. A la hora, pues, de establecer el posible origen litológico de los sedimentos, especialmente arenas, limos y arcillas que el río ha podido depositar en la zona de estudio a lo largo de la historia, hay que tener en cuenta la amplísima cuenca fluvial del mismo, que no sólo recoge una extensa geografía, sino también una gran variedad de sustratos.

El Guadalquivir nace en las zonas externas de las cordilleras béticas, concretamente en la zona prebética, atravesando un pequeño tramo de la cobertura tabular mesozoica de la meseta antes de penetrar definitivamente en el neógeno de la depresión del Guadalquivir. Pocos km antes de Villanueva de la Reina, el cauce del río gira hacia el norte y durante unos 50 km transcurre de forma paralela y muy próxima a los materiales carboníferos del zócalo paleozoico de la meseta (a unos escasos 5 km de media). Por esta razón y por la cantidad de importantes afluentes (Guadalen, Jándula, Rumblar, Guadalimar) septentrionales, es importante considerar el paleozoico de Sierra Morena como un área fuente de primer grado.

Todos los materiales más modernos aflorantes en el área de estudio descansan sobre un zócalo Paleozoico Hercínico de edad *Carbonífera*, plegado y arrasado, compuesto por materiales de facies litorales y sublitorales (pizarras, areniscas y cuarcitas) y en los que no son raras las intrusiones graníticas (IGME, 1982, Hoja de Linares).

Los materiales *Triásicos* de cobertura tabular, en posición casi horizontal, se apoyan discordantemente sobre el Paleozoico. Su naturaleza refleja un paleoambiente fluvial del que no es posible precisar claramente su grado de sinuosidad, estando compuestos litológicamente por conglomerados, areniscas, arenas y arcillas de facies Bundsandstein.



Unidades cartográficas

- T<sub>B</sub> = Triás Bundsanstein (Conglomerados, areniscas, arenas y arcillas).
- M<sub>sc</sub> = Ponticense, Mioceno terminal (Margas, areniscas y calizas arenosas).
- P<sub>I</sub> = Plioceno (Arenas graníticas, conglomerados, arcillas y limos).
- Q<sub>A</sub> = Cuaternario aluvial.

La mineralogía de las arcillas de los materiales Triásicos es predominantemente illítica y clorítica (Montealegre; 1976). Las arcillas sedimentarias son heredadas y poco transformadas (transporte rápido), si acaso con una aparición casi despreciable de interestratificaciones illita-vermiculita y clorita-esmectita. No parece existir indicios de diagénesis.

Con respecto al *Jurásico*, *Cretácico* y *Paleógeno*, existe una laguna estratigráfica que probablemente no afecte solo a los tramos aflorantes, sino también en la vertical de la zona de estudio (IGME, 1982, Linares).

Durante el *mioceno inferior-medio* (preorogénico) se establece una cuenca marina en la depresión del Guadalquivir situada al borde externo de las cordilleras béticas ya estructuradas. Un nivel de margas blancas silíceas y calizas margosas arenosas posiblemente marca la base de la transgresión del mioceno inferior de edad Aquitaniense-Burdigaliense.

La mineralogía de arcillas del mioceno inferior-medio está predominantemente constituida por interestratificados illita-esmectita irregulares (margas blancas con rasgos de

facies relativamente profunda: radiolarios y diatomeas), mientras que las biocalcarenitas presentan esmectita (montmorillonita), illitas, interestratificados illita-esmectita y caolinita. Las calizas margosas arenosas están compuestas por interestratificados vermiculita-esmectita o illita-vermiculita difíciles de identificar (Montealegre; 1976).

Sobre este nivel, a lo largo del Burdigaliense y el inicio del *mioceno medio* (Helveciense-Tortonense inferior con el pulso tectónico alpino máximo en el mioceno medio se producen los olistostromas subbéticos, que van a desplazarse desde el sur en forma de mantos de corrimiento componiendo las unidades alóctonas del olistostroma, procedentes del subbético, que se intercalan con material salino del Trías basal. Este olistostroma se compone por series desde el triásico al oligoceno en forma de masas aisladas de calizas margosas, margas yesíferas abigarradas, margocalizas, margas, margas saliníferas abigarradas, areniscas, calizas arenosas y algunos materiales detríticos (IGME, 1982, Linares).

Este evento produce la práctica colmatación de la cuenca, quedando un estrecho margen deposicional en el extremo septentrional rellenado en gran parte por los mismo materiales de las unidades alóctonas, y que se refleja en la aparición de materiales de facies más someras como calizas y calizas margosas arenosas.

La mineralogía de las arcillas del mioceno medio es semejante a las arriba comentadas para la facies de calizas margosas arenosas (Montealegre; 1976).

En el Tortonense superior (*mioceno superior*) comienza una nueva Transgresión marina, situada al norte de la anterior. En el noreste del área de estudio se establece un sistema deltaico, manifestado por niveles conglomeráticos y arenosos intermareales que aparecen discordantes sobre las anteriores (calizas y calizas margosas de facies somera).

Los materiales de facies deltaica (de edad tortoniense superior hasta messienense) están compuestos, pues, por sedimentos terrígenos procedentes de la meseta (fragmentos de rocas ácidas, ópalo y glauconita en la fracción arena) y carbonatados marinos (calcarenitas), que constituyen dos conjuntos de dominios relacionados lateralmente: la llanura deltaica y el frente deltaico (Santisteban y Martín-Serrano, 1991). La progradación del delta alternaba con episodios de subsidencia.

Al avanzar la transgresión en el Tortoniense superior-Andaluciense, la continua subsidencia de la cuenca (por la actuación de fracturas sinsedimentarias relacionadas con la distensión del zócalo), junto con el avance hacia el norte del olistostroma, provoca la instalación de subambientes más profundos, donde se depositan unidades de margas azules y grises. En el Andaluciense la transgresión finaliza con depósitos someros de molasas y calcarenitas (Santos-García et al. 1991a).

La mineralogía arcillas de los depósitos margosos del Tortoniense superior marino está compuesta por illita y montmorillonita heredadas y poco transformadas (Montealegre; 1976). Las transformaciones que se detectan son agradaciones por entrada de  $Mg^{2+}$  en la esmectita: paso de montmorillonita a montmorillonita-vermiculita. Los depósitos del Andaluciense presentan arcillas provenientes de la meseta que indican una alteración en clima húmedo o tropical y medios oxidantes de la biotita: biotita → illita → illita-vermiculita.

La regresión definitiva se produce durante el *mioceno terminal* (Fernández et al., 1993) donde se suceden ya una serie de depósitos claramente regresivos compuestos de areniscas y conglomerados con abundante cemento carbonatado. A partir del Tortoniense comienza un periodo distensivo que corresponde ya con la actividad neotectónica (Sanz de Galdeano, 1990). Son fallas y fracturas distensivas y plegamientos leves como los cerros de la depresión del Guadalquivir.

En el *Plioceno* ya aparecen materiales de facies plenamente continentales como abanicos aluviales progradantes activos compuestos por limos, arcillas y conglomerados rodados (Marín, 1988) que encuentran sus equivalentes en la depresión de Guadix (Fernández et al., 1993). La actividad neotectónica regional (la existencia de fallas) supone la subsidencia del Guadalquivir y la elevación de Sierra Morena (distensión postorogénica) y los primeros aluvionamientos masivos del Pliocuaternario y constitución del glacis Villafranquiense a los pies de Sierra Morena (Rodríguez Ramírez et al., 1997; Cano Henares, 1993). A partir de ese momento, los depósitos son claramente continentales y resultantes de una acomodación de los materiales resultantes del progresivo desmantelamiento de los relieves creados, formándose entonces los grandes mantos aluviales del Guadalquivir (Rodríguez Ramírez et al., 1997; reconocen incluso una pequeña evolución anterior al plioceno).

Estratigráficamente, según IGME, 1982 (Hoja de Linares), el *Plioceno inferior* no corresponde al Cuaternario porque continua la sedimentación arcillosa del mioceno. Los depósitos cuaternarios continentales son: 1) cuaternario (pliocuaternario) antiguo: primeros aluvionamientos de color rojizo que están en terrazas elevadas; 2) cuaternario medio: con costras calizas, 3) aluviones recientes (Cano Henares, 1993).

La mineralogía de las arcillas de los depósitos Pliocuaternarios está condicionada por la edafogénesis. Se supone un clima favorable a la formación de potentes suelos rojos (Montealegre; 1976). El proceso más importante es la iluviación de arcilla que altera ocasionalmente la composición mineralógica de los depósitos más antiguos (Andaluciense). En las terrazas antiguas y medias encontramos clorita, illita, caolinita, saponita y clorita-saponita. La illita, la caolinita y la clorita son heredadas y los procesos de transformación degradativa que hubiesen podido sufrir (interestratificaciones) son anteriores a la sedimentación (medios edáficos). La clorita sufre el siguiente proceso de transformación, propios quizás de un régimen subtropical húmedo,: clorita → clorita-vermiculita → saponita o clorita → clorita-esmectita. Las arcillas de las terrazas recientes son vermiculita-montmorillonita, montmorillonita, illita, caolinita y clorita.

Tanto los materiales arcillosos Triásicos como los Pliocuaternarios, y en general, todos los depósitos compuestos por material detrítico de la meseta en ambientes de sedimentación rápida, están muy enriquecidos en illitas y cloritas. Esto es consistente con la composición mineralógica media de las pizarras del carbonífero inferior (Aparicio et al. 1997) que actúan como área fuente, que presentan unas proporciones medias aproximadas del 70% de mica y del 20-25% de clorita, con cantidades muy bajas de interestratificados clorita-esmectita(vermiculita) y caolinita (aproximadamente el 10% para ambas fases).

### ***II.1.2. Áreas fuente de los materiales aluviales del río Guadalquivir en el Tramo Villanueva de la Reina- Andújar.***

Los afluentes septentrionales de la zona Sierra Morena más importantes son el Rumblar y el Guadalimar. El río Rumblar discurre casi perpendicularmente al Guadalquivir, dirección NS, y su cuenca recoge básicamente materiales Paleozoicos de edad Carbonífera, donde dominan pizarras y areniscas.

El Guadalimar, tiene una cuenca más extensa y recibe un importante afluente, el Guadalén. En dicha cuenca afloran una enorme variedad de litologías: pizarras, areniscas, calizas y cuarcitas Paleozoicas de edades Carboníferas y Ordovícicas y conglomerados y areniscas Triásicos de facies Bundsanstein en las zonas más altas de la cuenca. Próximas a la desembocadura, y por ello previsiblemente con aportes más importantes, hallamos arcillas y yesos de Triásicos de facies Keuper, calizas y margas Jurásicas y margas, areniscas y calcarenitas de edad Neógena.

Los afluentes meridionales procedentes de la zona Subbética y Prebética están principalmente representados por el Guadalbullón, cuyos afluentes recorren tanto la Sierra Sur de Jaén (río Quiebrajano) como Sierra Mágina (río Cambil), recorriendo diversas series estratigráficas (Grajales, Peña de Jaén, Los Villares) del Subbético y del Prebético más occidental. Las litologías más importantes son de rocas carbonatadas Mesozoicas, principalmente de edad Jurásica y Cretácica en las que predominan las calizas, las margocalizas, las margas y las dolomías, con una importante presencia de materiales Triásicos de facies Keuper.

Otro importante afluente es el Guadiana menor (incluye el Guadalentín que nace en la Sierra del Pozo). En la zona de esta cuenca más próxima a la desembocadura afloran principalmente materiales de la zona Prebética, las litologías son las propias del Prebético con predominio de los materiales carbonatados sobre los detríticos, donde hay que resaltar la abundancia de dolomías.

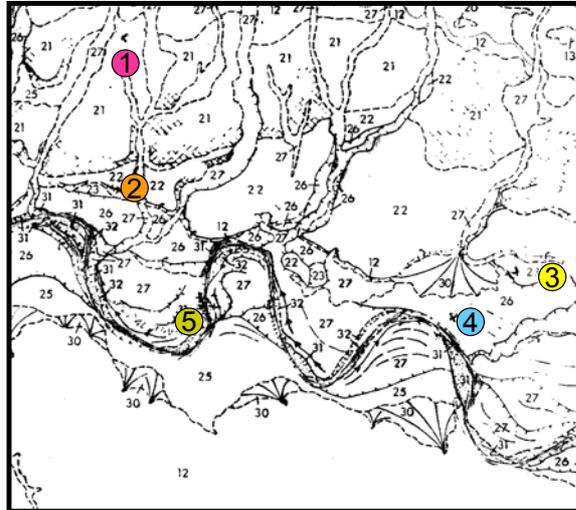
Por último, habría que citar a los pequeños afluentes de la cabecera del Guadalquivir en su transcurso por la Sierra de Cazorla, dentro de la unidad Prebética.

### ***II.1.3.El contexto geológico local. Materiales que afloran en el área de estudio y en las proximidades.***

El área de estudio se sitúa en la zona nororiental de la Depresión del Guadalquivir.

Cronoestratigráficamente los suelos de las terrazas analizados se sitúan sobre materiales aluviales Pliocuatnarios (Mapa 1:200000) y cuaternarios, sin que afloren materiales distintos. Sin embargo, estos materiales contactan directamente con otras

unidades estratigráficas que conviene destacar. A continuación exponemos la cartografía del sector estudiado y resumimos las estratigrafía expuesta por Santos-García (1988).



- ① PERFIL T1      ③ PERFIL T3      ⑤ PERFIL T5  
② PERFIL T2      ④ PERFIL T4

#### Unidades cartográficas

- 16, 17 y 18 = conglomerados polimícticos, arenas y fangos carbonatados (terrazas altas)  
 21, 22 y 23 = conglomerados polimícticos, arenas y fangos carbonatados (terrazas bajas)  
 26 y 27 = arenas, fangos y conglomerados polimícticos (fondo de valle/llanura de inundación)  
 30 = arenas (holoceno)

*Paleozoico de la Zona de Ossa-Morena del Macizo Hercínico.* El sistema de terrazas fluviales limita al norte con las primeras estribaciones de Sierra Morena, siendo un área de aporte de materiales en forma de coluvios, depósitos de ladera y conos de deyección, sobre las terrazas más antiguas.

En esta zona del borde meridional de Sierra Morena el paleozoico se halla representado por facies del carbonífero formadas litológicamente por lutitas (pizarras) y areniscas de grano fino a medio, en ocasiones abundantes en micas.

*Triásico de Cobertera Tabular del Macizo Hercínico.* En el extremo nororiental dentro del área de estudio y en las inmediaciones de la misma, principalmente a unos tres kilómetros al noroeste de Andújar aguas abajo del Guadalquivir, se localizan algunos afloramiento del Triásico. En el contexto regional, tales afloramientos son muy reducidos y dispersos.

En profundidad se apoyan sobre los materiales Paleozoicos, y son a su vez cubiertos por materiales miocenos de la Depresión. Litológicamente se componen de facies Bundsanstein típicas, con un conglomerado cuarcítico inferior que pasa gradualmente a areniscas rojas que suelen corresponder a arcosas potásicas, con algunas intercalaciones finas de niveles limosos-arcillosos, claramente depositados en ambientes fluviales.

*Triásico del Olistostroma.* Es una unidad alóctona de la Depresión del Guadalquivir, de menor representación aún que la anterior y sin aflorar dentro del área de estudio. Concretamente, los materiales aflorantes de esta unidad más próximos al sistema de terrazas se encuentran en la localidad de Higuera de Arjona, a unos ocho kilómetros del cauce del río y de las terrazas más recientes (T4 y T5). Se trata de un Triásico con depósitos del Keuper formados por margas abigarradas y yesos.

*Mioceno autóctono.* Se encuentra discordante sobre materiales paleozoicos y triásicos y está representado por un conjunto de facies que alcanzan gran extensión y cubren la mayor parte del entorno regional del sistema de terrazas fluviales del río en este tramo, excepto al norte donde aparecen el Paleozoico de Sierra Morena. Pueden distinguirse dos facies: una de tipo deltaico y otra de tipo marino. La primera aflora únicamente en el noreste adyacente al Triásico Bundsanstein, a unos tres kilómetros del área de estudio, y se compone básicamente de un nivel basal conglomerático con niveles carbonosos, lutíticos y arenosos en términos más modernos.

Sin embargo son materiales de origen marino los que representan, salvo escasos afloramientos puntuales de facies deltaica, las series del Mioceno autóctono del entorno. Las unidades son tres, de techo a muro. Litológicamente, la más antigua corresponde a areniscas y calizas arenosas y bioclásticas, con granos de cuarcita y otras rocas metamórficas que afloran al este fuera del área de estudio

La unidad intermedia corresponde a margas azules, con residuos de granos de cuarzo, fragmentos de roca y glauconita. Estas margas contactan directamente con las terrazas en todo el límite sur del tramo Villanueva de la Reina- Andújar.

La unidad superior de la serie corresponde a areniscas que afloran algunos kilómetros al sur, alternando con las margas de la unidad anterior.

*Pliocuatnario.* A este conjunto de depósitos pertenece, salvando algunos afloramientos más antiguos antes comentados, la totalidad del rectángulo de estudio. Existe una gran variedad de tipos morfológicos correspondientes a mecanismos de sedimentación diferentes, incluyendo facies típicamente fluviales y de abanicos aluviales. Cronológicamente, todos los autores están de acuerdo en datar el origen del sistema fluvial del Guadalquivir en el plioceno (Carral et al. 1998; Rodríguez Ramírez et al., 1997; Cano Henares, 1993).

Desde Felgueroso y Coma (1964) se distingue en el Cuaternario del valle del Guadalquivir tres grupos de terrenos: Cuaternario Antiguo, Medio y Moderno, asociados en general a las terrazas del río. Los materiales de la serie serían limos y arcillas rubefactados con costras calcáreas (cuaternario antiguo); arenas, conglomerados y techo con limos cementados (cuaternario medio), y conglomerados y limos arcillosos sin cementación, ni costras ni rubefacción (cuaternario moderno). Los depósitos antiguos conforman superficies más o menos inclinadas, mientras que los más modernos forman superficies planas características con topografía típica de terraza aluvial.

Correspondiendo con los materiales del cuaternario antiguo se halla el primer aluvionamiento del río Guadalquivir: estos materiales se encuentran bien representados en el suroeste de Andújar y del área de estudio de este trabajo (cortijo del Marqués de la Merced). El primer aluvionamiento también corresponde a las terrazas altas definidas por Carral et. al (1998). Según estos autores, las terrazas altas, de las que se han establecido hasta 3 niveles, se sitúan entre los 290-300 metros sobre el nivel del mar, entre los +130 y +80 m sobre el nivel del río y están formados por un extenso canturreal de clastos cuarcíticos con poca proporción de clastos calizos y areniscosos.

La edad es difícil de datar porque existen pocos indicios, atribuyéndose a una etapa antigua del Cuaternario y posiblemente al Plioceno (Santos-García, 1988; Carral et. al.,

1998) pero es muy difícil datarlos con precisión, ya que ni existen referencias ni se han encontrado restos que ayudasen a delimitar su datación.

Están situados directamente sobre las unidades margosas y las areniscas superiores del mioceno marino meridional.

Morfológicamente se presentan como sucesiones de canales rellenos de conglomerados que pasan de forma gradual a tramos arenosos-limosos hacia el techo, con dinámica rápida y múltiples abandonos propios de un sistema tipo *braided*, y que terminan la mayoría de las veces en niveles encalichados de distribución irregular. Los depósitos son claramente multisequenciales, observándose entre ellos pequeños caliches intercalados, formados tras el abandono del canal y la emersión del material depositado.

Geográficamente, estos depósitos, constituidos por muchos canales de escasa profundidad y rápido abandono, debieron ocupar grandes extensiones que hoy se ven muy reducidas en el área de estudio debido a la erosión. Coronan las lomas margosas de la ribera meridional, sin tener, en el área de estudio, presencia en la margen derecha del río.

De las terrazas medias y bajas se han identificado en las cercanías del área de estudio (tramo desde la localidad de Espeluy hasta Marmolejo) hasta 7 niveles (Carral et al. 1998). Cuatro de ellos, con cotas que van desde los +65 hasta los +25m sobre el nivel del río, corresponden a las terrazas medias (cuaternario medio), mientras que de los restantes, tres con cotas de +20, +12 m, +6m, corresponden a las terrazas bajas y el último a la llanura de inundación actual del río (cuaternario reciente).

Las terrazas medias de los cursos medios y altos encuentran sus equivalentes en los cinco niveles que Rodríguez Ramírez et al. (1997) delimitan para el tramo bajo del Guadalquivir, añadiendo un quinto nivel (-18 m, talveg actual inundado por la marisma). La cronología de este cuaternario medio va desde finales del pleistoceno inferior hasta inicios del pleistoceno superior.

Sin embargo, en la limitada extensión del área de estudio sólo se han separado cuatro niveles de terrazas medias y bajas (en vez de siete o cinco) además de la llanura de

inundación actual (Santos-García et al.; 1991b), sobre los que posteriormente se han levantado los perfiles objeto de esta tesis: las terrazas medias corresponden a T1 (+55 m) y T2 (+30 m), las terrazas bajas a T3 (+14 m) y T4 (+6 m), mientras que T5 representaría la llanura de inundación actual.

Las terrazas se excavan sobre las margas del Mioceno marino y el canal del río presenta un aspecto encajado y meandriforme.

Los sedimentos de las terrazas medias tienen muchos rasgos en común con los de las terrazas altas: alternancia entre niveles conglomeráticos y margosos hacia el techo, donde suelen aparecer niveles encostrados. De forma general, parece comprobarse un menor desarrollo de los tramos conglomeráticos conforme menor sea la edad de la terraza, con aumento parejo de los depósitos arenoso-arcillosos. Este fenómeno quizá podría explicarse por la progresiva pérdida de la capacidad erosiva del río, o por el tránsito hacia un sistema fluvial de menor energía más cerca del tipo meandriforme (Santos-García, 1989).

Por otra parte, también son más comunes los niveles cementados en las terrazas más antiguas, que Carral et al. (1998) explican en base a una probable disminución de los aportes de material fino carbonatado conforme el río migra hacia el norte (o por otros factores como aridificación climática etc).

Los cinco niveles de terrazas medias y bajas están bien conservados en la margen derecha del río, mientras que las más antiguas (T1, T2 y T3) están casi ausentes en la margen izquierda. Por su parte, como se ha comentado arriba, las terrazas altas, probables representantes del primer aluvionamiento, sólo se encuentran en la margen izquierda, muchas veces como plataformas residuales de material detrítico resistente en relieves colinados fuertemente disectados. En base a esto, se puede reconstruir el desplazamiento del cauce desde finales del Plioceno: desde una posición inicial en el extremo meridional, el río migró durante todo el pleistoceno inferior hasta el límite norte con Sierra morena (aumentando el contenido siliciclástico y probablemente disminuyendo el encostramiento) mientras que luego volvió a desplazarse hacia el sur erosionando las superficies más antiguas depositadas en la margen meridional.

Con respecto a las terrazas bajas (T4 y T5) se disponen de algunos datos más desde el punto de vista estructural y sedimentológico (Santos-García, 1988).

La T4 se apoya sobre margas miocenas y presenta secuencias internas granodecrecientes de extensión lateral muy variable. Litológicamente se diferencia un miembro inferior gravoso, con cantos de tamaño medio (0.5 a 10 cm) de cuarcita y en menor cuantía de caliza y, ocasionalmente, arenisca. En la parte inferior los clastos apenas presentan matriz, mientras que en la superior aumenta (e incluso predomina) la matriz arenosa. Este miembro de la serie estratigráfica representa, principalmente, paleocauces. Se han detectado zonas con fuerte encalichado, que se atribuye por parte del autor a zonas de importante circulación de agua sometidas a exposición subaérea. Por su parte, el miembro superior está compuesto por material fino (limos y limos arenosos) que se suponen de decantación, aunque niveles algo más groseros podrían indicar derrame lateral (*crevasse splay*).

La T5 constituye una terraza sólo desde el punto de vista geomorfológico, no desde el punto de vista geológico-histórico, ya que aún está en proceso de construcción. El proceso que predomina en la misma es la lenta y regular acreción lateral de las barras de los meandros (arenosos), con episodios esporádicos de decantación (limoso-arcillosos) coincidiendo con las inundaciones. En este sentido, existen suficientes referencias históricas que prueban la extensión de las grandes inundaciones por toda esta terraza (incluso en parte de la T4) (De Córdoba, 1997). Los depósitos del cauce son gravas gruesas.

### ***II.1.4. Material de partida de los suelos.***

Resumiendo, tal y como hemos podido inferir de los apartados anteriores, el material original será muy variado, predominando los aportes carbonatados donde podemos darle una gran importancia a las calizas dolomitizadas y a las dolomías. También son relativamente importantes las margas y margocalizas

## **II.2. Relieve.**

La morfología en el área de estudio está íntimamente ligada a la geología de la zona, dependiendo especialmente del acondicionamiento litológico y estructural, y al factor climático-hidrodinámico que origina la morfología de las terrazas.

Morfológicamente, la Depresión del Guadalquivir es distinta de la del Ebro y la del Tajo (los otros dos sistemas fluviales más importantes de la Península Ibérica) porque está muy abierta al mar. Durante el Mioceno y Plioceno inferior (y el cuaternario en su tramo bajo) se ha rellenado de materiales distintos, provenientes de la Meseta y Sierra Morena y la Cordilleras Béticas.

### ***II.2.1. Factores que influyen en la génesis de las terrazas fluviales.***

Según las hipótesis más aceptadas, la formación de una terraza fluvial se relaciona con los ciclos de agradación (colmatación) e incisión (excavación) del sistema fluvial provocados por una variación del nivel de base. Los cambios del nivel de base pueden producirse por cambios eustáticos (ascenso o descenso del nivel del mar, atribuidos en el cuaternario principalmente al glacialismo) o epirogenéticos (tectónicos). Un cambio neto positivo produce un ciclo agradativo, un cambio negativo puede producir agradación y colmatación si la pendiente de la zona de plataforma emergida es inferior a la del perfil de equilibrio o más comunmente un ciclo de incisión. Esta comienza por erosión regresiva que remonta desde la desembocadura hacia los tramos altos del río.

Cuatro grupos de procesos influyen en la formación de las terrazas fluviales: 1) movimientos de la corteza terrestre, de origen tectónico e isostático, 2) movimientos eustáticos del nivel del mar, 3) cambios climáticos y 4) captura de cauces. En la mayoría de casos, estos factores se dan en combinación (Hugget, 2003).

#### **Factor 1. Paleoclimas en el Pliocuatnario ciclos glaciares/ interglaciales.**

El estudio empírico de las respuestas fluviales y de la formación de terrazas a los cambios climáticos es tan significativo que se considera que dio origen al concepto tradicional de los cuatro ciclos glaciales-interglaciales del Pleistoceno.

En el clásico sistema alpino se describen cuatro glaciales, que encontrarían correlaciones más o menos claras a nivel mundial: Günz, Mindel, Riis y Würm. Sin embargo, no sabemos hasta qué punto pueden extrapolarse integralmente tales episodios a nuestro ámbito de estudio.

Lo que parece claro es que con el Cuaternario llegaron importantes cambios climáticos en las regiones de latitudes medias como la Península Ibérica. Los mosaicos climáticos de las mismas son muy abundantes, debido a la orografía complicada y la situación intermedia entre el Norte de Europa, donde las glaciaciones se dejaron sentir profundamente y el norte de África, donde las glaciaciones se dejan sentir sólo por incrementos o descensos de la pluviometría (Sanz de Galdeano, 1983).

Dos son las herramientas que se emplean para conocer la verdadera extensión de los cuatro ciclos glaciales/interglaciales en nuestra región: los episodios de modelado glacial de Sierra Nevada y los episodios polínicos.

Es innegable que los episodios glaciales cuaternarios dejaron su impronta en Sierra Nevada. Así lo atestiguan formas erosivas glaciales en la parte alta de la sierra, y los depósitos glaciales en las laderas medias y bajas, aunque se trata de un glaciario típico de montañas secas, más semejante al de latitudes tropicales áridas (Andes chilenos y argentinos, alto Atlas) que a los de áreas templado-húmedas (Gómez-Ortiz, 1987). Diversos autores (Soria Mingorance et al., 1985; Lhenaff, 1977; Gómez Ortiz, 1987) establecen los límites del modelado glacial en torno a los 2000 metros (que varían en función de la orientación y del período glacial considerado), mientras que el dominio afectado por la actividad glacial pleistocena desciende aproximadamente hasta los 800 metros (Soria Mingorance et al., 1985).

Sin embargo en Sierra Nevada, de las cuatro glaciaciones (Gunz, Mindel, Riss y Würm), sólo se conservan las huellas de las dos más recientes. No obstante, estudios palinológicos indican que la Mindel también existió. Estos han evidenciado un importante periodo interglacial Mindel-Riss, de clima relativamente cálido, denominado Neede (dentro del que se incluye el llamado Granada Interglacial, con clima oceánico y más suave) y ha sido posible diferenciar dos pulsos del glacial Mindel (Mindel I y II) separados por un periodo de relativa bonanza (Corton) (Menéndez Amor y Florschütz, 1964).

Los vestigios geomorfológicos de las glaciaciones Gunz y Mindel fueron borrados por la implantación de las sucesivas, Riss y Würm, y por la actuación de otros agentes de modelado externo.

En la glaciación Riss se distinguen tres subperiodos: Riss I, Riss II y Riss III (Menéndez Amor y Florschütz, 1964). Entre ellos se establecen periodos menos fríos con la aparición en el registro de polen arbóreo. Así, entre Riss I y II aparece un período con vegetación húmeda si bien no realmente cálida (Florschütz, 1971).

La glaciación Würm supuso una fase glacial más débil que la anterior, separadas por un episodio de clima oceánico y húmedo denominado Eem (Menéndez Amor y Florschütz, 1964; Florschütz, et al. (1971). La cronología de esta fecha ha sido establecida en base a estudios polínicos y de carbono-14, fijando un límite de desaparición de 15000 años BP según Pons y Reille (1986) y de 13000 años según Florschütz et al. (1971). De esta forma han sido establecidas tres fases para la glaciación Würm: 1) Peniglacial inferior (54000 – 47000 BP). Su límite superior coincide con el interstadío Glacial Temprano, concretamente con el período Brorup, en el que existía bosque en esta región debido a un clima suave oceánico y húmedo; 2) Peniglacial medio (47000-24000 BP). No se han podido constatar grandes variaciones en el clima dentro de este período, si bien se han identificado los subperíodos Göttweig (40000 años BP) y Brandenburg (24000 años BP) como etapas más frías separadas por el interstadial Paudorf-Arcy (30000 años BP) más cálido; 3) Peniglacial superior (24000 hasta 15000 o 13000 años) que culmina con el comienzo del Tardiglacial. No aparecen indicaciones de remisión climática neta, aunque en él aparecen los períodos Frankfurt, Pommern y Bolling. Este último es el más cálido de los tres y da lugar al Dryas Anciano en un recrudecimiento general del clima.

Por último, el Período Tardiglacial supondría un clima frío y seco que se inscribe en el Pleistoceno reciente, entre los 15000 y 9000 años BP (Pons y Reille, 1986) o entre los 13000 y 10000 años BP (Florschütz, et al. 1971) como una mejoría climática neta. El espectro polínico confirma la presencia de una vegetación herbácea de elementos estépicos, propia de ambientes fríos y de escasas precipitaciones. Gracias a los estudios palinológicos se han distinguido tres etapas dentro del Tardiglacial: el Dryas anciano, de clima frío; el interstadial tardiglacial o Allerod, de mejora climática; y el Dryas Reciente, también frío, y que supone el tránsito al Holoceno.

Según Pons y Reille (1986) la instalación precoz de *Quercus ilex* que marca la historia vegetal Tardiglacial y del Holoceno puede ser achacada a que se trata de una región semi-árida. Por otro lado, la instalación de *Quercus suber* aproximadamente 8000 años BP pudo ser debida a un evento climático: el debut del óptimo térmico del Holoceno.

Para explicar la respuesta del sistema fluvial a estos cambios climáticos se **establecen dos hipótesis. La primera hipótesis propuesta (Penck y Brückner, 1909,** basada en el examen de las terrazas de los tributarios del Danubio en el sur de Alemania) liga la agradación al aporte de sedimento durante el periodo glacial, mientras que la incisión, con abandono de la llanura de inundación, y la formación de la nueva terraza se produce durante el periodo interglacial.

La hipótesis alternativa, formulada poco más tarde (Lamothe, 1919, estudiando los depósitos del valle del Somme, Francia, o Fisk, 1944, en el valle bajo del Missisipi) enfatizan el papel de la glacioeustasia, en la cual, debido a la inmovilización de gran parte del agua marina en forma de hielo durante el periodo glacial, se produce una significativa caída del nivel del mar y, por tanto, del nivel de base del sistema fluvial. Según esta teoría, la incisión del valle, el abandono de la llanura de inundación y la formación de la terraza se produce durante la caída del nivel del mar, seguida de la agradación del valle durante la transgresión interglacial. Cada terraza se asociaría pues a un periodo glacial, mientras que las llanuras de inundación actuales representarían el Holoceno. Estos modelos, a pesar de su ámbito parcial y local, han sido dominantes a la hora de establecer la dinámica glacial hasta la década de 1970, en que se confirma la teoría de la glaciación de Milankovitch y hasta la obtención de los primeros registros isotópicos de oxígeno (Hays et al, 1976).

Frente a estas propuestas, relativamente simples, actualmente (Schumm, 1991) se apunta que la respuesta del sistema fluvial a los cambios climáticos dependen tanto de los factores externos considerados por separado (entre ellos el clima) como de la interacción entre ellos y otros factores internos relacionados con la propia dinámica fluvial. Como resultado, probablemente sea muy difícil predecir las respuestas más allá de un entorno estrictamente local.

Además, parece muy probable que, en cuanto al comportamiento frente al clima, exista una diferencia entre las partes bajas del sistema fluvial, donde los mecanismos

glacioeustáticos se manifiestan de forma más clara (incisión profunda debido a un alto gradiente coincidente con el máximo glacial, formación de depósitos tipo *braided* durante el tardiglacial y el Holoceno antiguo, transición a régimen meandriforme durante la ascensión del nivel del mar a partir de mediados del Holoceno) y los cursos altos, más continentales donde podrían predominar factores intrínsecos a la dinámica fluvial tales como la geometría hidráulica.

Los diferentes tipos de controles de los cursos bajos y altos del sistema fluvial, podrían explicar por qué en el curso bajo del Guadalquivir se detectan muchos más niveles de terrazas que aguas arriba, poniendo de manifiesto cortos periodos de ascenso y descenso del nivel de mar que no corresponden a los cuatro ciclos glaciales-interglaciales del modelo estándar.

Según Sanz de Galdeano (1983), los cambios climáticos influyeron en la dinámica del río Guadalquivir según lo expuesto por la teoría de Lamothe (1919) y Fisk (1944), alternando períodos de aluvionamiento (agradación) coincidentes en mayor o menor medida con períodos climáticos más húmedos (interglaciales); con períodos de erosión (incisión) provocados por el incremento de la aridez glacial, que han modelado la mayor parte de las terrazas fluviales escalonadas que jalonan los cursos medios de la mayor parte de los ríos ibéricos.

La parte baja de estos ríos sufrió así mismo las variaciones eustáticas del nivel del mar, que variaron su nivel de base con oscilaciones que superaron los 100 metros, provocándose ciclos de colmatación por transgresiones marinas y reactivaciones del sistema fluvial por regresiones marinas. Ambos factores, climático y eustático, colaboraron a producir los distintos eventos de aluvionamientos formadores del sistema de terrazas del río Guadalquivir.

Sin embargo, para explicar la formación de terrazas no basta con recurrir a la hipótesis de la variación climática. Tan importante o más es la acción de los procesos tectónicos, ligados a la dinámica interna de la Tierra. Tan importante es este factor, que por sí solo es capaz de explicar una buena parte de la variación climática (por ejemplo, el cierre del istmo de Panama hace 3 Ma, que influyó decisivamente en el establecimiento del

régimen climático mediterráneo en la península ibérica al interrumpir la corriente oceánica circunecuatorial; Lamb, 1982).

Los movimientos tectónicos asociados a la constitución de las cordilleras alpinas han influido en la configuración de toda el área oeste del Mediterráneo, especialmente a partir del Aquitaniense tardío (mioceno). Estos movimientos tectónicos regionales han afectado decisivamente al relieve de las zonas englobadas o adyacentes a las cordilleras béticas, incluidas la depresión del Guadalquivir (Sanz de Galdeano, 1990).

Los movimientos compresivos que afectan a la zona durante todo el mioceno comienzan a remitir en intensidad a partir del mioceno tardío, debido al cese de la subducción de la placa Africana, aunque se detectan deformaciones importante todo el Tortoniense (asociadas, por ejemplo, con las últimas transgresiones en la depresión del Guadalquivir o con la formación de las cuencas intramontanosas neógenas). A partir de esta etapa, comienza un periodo distensivo que corresponde ya con la actividad neotectónica. Son fallas y fracturas distensivas y plegamientos leves como los que se observan en los materiales miocenos de la depresión del Guadalquivir (Sanz de Galdeano, 1983).

La actividad neotectónica pliocena supone un levantamiento de la parte central de la cordillera Bética (Fernández et al. 1993) que provoca la subsidencia del Guadalquivir, la elevación de Sierra Morena y el establecimiento del primitivo sistema fluvial y las terrazas asociadas. Numerosas pruebas han demostrado la continuación del proceso neotectónico durante el cuaternario, incidiendo en el impacto que este ha tenido sobre la evolución del paisaje, especialmente en la dinámica de los ríos de la zona Bética (Harvey y Wells, 1987).

Para Montealegre (1976), el Cuaternario antiguo (terrazas altas en la margen sur del río) presenta un nivel de rañas de edad Pliocuaternaria, que presenta estrecha analogía con otros depósitos de la meseta. Estos materiales muestran un suave basculamiento hacia el Norte, lo que parece representar una contradicción porque su litología (clastos rodados heterométricos) indica un origen en Sierra Morena. Esto se atribuye a un suave basculamiento tectónico hacia el Norte, que sin duda influyó en el recorrido del Guadalquivir.

Calvache y Viseras (1997) achacan también a este movimiento basculante hacia el Norte, la captura por parte del Guadalquivir del río Guadiana menor y la intensa erosión de los materiales pliocuaternarios que rellenan la cuenca de Guadix. Este proceso lo atribuyen a fechas tan recientes como el pleistoceno superior (probablemente entre 100000 y 16300 años).

Los anteriores estudios confirman que las terrazas preholocénicas del presente trabajo (correspondientes al pleistoceno medio, como se ha comentado más arriba) han debido sufrir, en mayor o menor grado, actividad neotectónica. En cuanto a su comportamiento tectónico, los materiales de las terrazas del cuaternario antiguo, según Santos-García (1988), se ven afectados por deformación rígida, como prueban una red densa de lineaciones que se detectan en foto aérea, lo que prueba la una incipiente fracturación tectónica. Otra prueba la constituye el movimiento horizontal y vertical (hacia el SO y hacia abajo, respectivamente) de la directriz del río, y la ligera basculación hacia el norte de la T2. Al parecer, según este autor, el valle del Guadalquivir está sometido a un hundimiento de origen tectónico que baja el nivel de base del río.

Todos estos datos prueban la influencia del factor geodinámico interno en la constitución de las terrazas, que, actualmente, no podemos atribuir simplemente a la variación glacioeustática durante el cuaternario. Por tanto, y como conclusión al comentario sobre la constitución de las superficies geomórficas de las terrazas, podemos coincidir con Blum y Torbjörn (2000) en que se necesita mucha información para, a falta de datación geocronológica precisa, atribuir cada evento climático a un episodio de aterrazamiento determinado.

## **II.3. Clima**

### ***2.3.1 Clima actual***

El clima en la zona de estudio atiende a la dinámica general de la atmósfera en el valle del Guadalquivir y en Andalucía. Básicamente se configura por la influencia del anticiclón de las Azores sobre la circulación de las borrascas noratlánticas. En verano, debido a la alta tasa de insolación, se crea sobre el valle del Guadalquivir una depresión atmosférica estacionaria que, por estar situada al Este del anticiclón de las Azores crea una

disminución de las presiones de Oeste a Este. De todas formas, se trata de vientos poco húmedos y con dificultad para condensar, especialmente al llegar a la altura de la provincia de Jaén, pero sí pueden impedir que las temperaturas estivales se disparen. Los vientos procedentes del Norte, por el contrario, son vientos muy secos y de elevada temperatura que recogen el recalentamiento de la Meseta, se conocen en la zona como "solanos".

Las primeras lluvias del otoño son provocadas por borrascas atlánticas que penetran por el Norte (el Cantábrico) y atraviesan la península hacia el SE, en nuestra zona tienen poca entidad.

Al inicio del otoño (septiembre y octubre) existen una situación particular que favorece la lluvia: el fenómeno de Gota Fría mediterránea (provocado por el ciclón Balear).

Ya en pleno otoño comienzan los temporales que pueden prolongarse durante todo el invierno, originando el máximo de precipitaciones del año por la desaparición temporal del anticiclón de las azores en las latitudes normales, que permite que las borrascas atlánticas penetren hacia el mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar. Algunos años, no llega a desplazarse la zona de altas presiones y se recibe la influencia de aire frío y seco continental del norte de Europa.

En conjunto, el Valle del Guadalquivir recibe más cantidad de lluvia que el Valle del Ebro y que parte de la Meseta, pues cae por entero dentro de la isoyeta de 500 mm, salvo en la zona de la desembocadura del Guadiana Menor (Larva, Huesa y Quesada) por donde penetra la aridez de la depresión de Guadix.

En el caso del Alto Guadalquivir, se observa el papel decisivo que el relieve tiene en el reparto de las lluvias. Al Norte Sierra Morena, al Sur las Sierras Subbéticas y al Este la comarca de la loma de Úbeda actúan como núcleos condensadores de las borrascas que penetran desde el atlántico, aumentando la altura pluviométrica hasta 550 e incluso más de 600 mm.

Hemos seleccionado como estación meteorológica más representativa del área de estudio la ubicada en Andújar. Sus datos son los siguientes:

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Tª (°C)	9.1	10.7	14.3	17.2	21.6	25.7	28.8	28.5	24.8	18.9	13.3	9.5	18.5
Pp (mm)	74.7	85.2	69.0	40.3	31.6	16.5	2.7	1.3	20.6	65.7	63.5	92.6	563.7

Período de temperaturas: 1942-70; Período de precipitaciones: 1935-75

Basándonos en estos datos, exponemos a continuación algunas de las clasificaciones climáticas más frecuentes:

*Clasificación climática de Köppen.* La idea de Köppen es hacer una clasificación climática basada en el crecimiento de la vegetación, y en consecuencia, su criterio se basa en el grado de aridez y la temperatura, independientemente de su situación geográfica. La fórmula propuesta (parámetro K) se apoya en el índice de Lang (1916) ( $I_L$ ), e intenta explicar el grado de aridez de la forma más simple posible (**Elias y Ruiz, 1973**).

La temperatura media mensual del mes más frío ( $T_f$ ) y más cálido ( $T_c$ ) son, respectivamente, de Enero (9.1 °C) y de Julio (28.2 °C). En cuanto a la distribución estacional de las precipitaciones, la máxima acumulada se presenta en invierno (Diciembre, Enero y Febrero), por lo que utilizamos la fórmula  $K = P / (T + 13) \cdot 10$  donde  $P$  = precipitación anual media y  $T$  = temperatura anual media son, respectivamente, 563.7 mm y 18.5 °C. Esto arroja un valor de  $K = 1.73$ , entre los valores que definen las regiones áridas ( $K < 1$ ) y húmedas ( $K > 2$ ), luego nuestro área se sitúa en una región de tipo Seco (B), de subtipo Semiárido y de temperatura media anual superior a 18° C, también denominado Tipo climático de Estepa semiárida (*BSh*).

*Clasificación de Thornwaite.* Este autor introduce en 1948 el concepto de Evapotranspiración potencial (ETP). Para definir si un clima es húmedo o seco, cálido o frío y si existe variación estacional Thornwaite utiliza los valores de la precipitación, ETP, y distintos parámetros del Balance Hídrico como reserva de agua (R), utilización de la reserva ( $\Delta R$ ), exceso (S) y déficit de agua (D).

El índice de Humedad (Im) se calcula según la fórmula  $Im = Ih - Ia$ , donde  $Ih = (S/ETP)100$  y  $Ia = (D/ETP)100$ , en nuestro caso, el valor de Im es -4.47. Según la clasificación de tipos climáticos y sus límites de Thornwaite nuestra área de estudio se sitúa en una zona C1w2 de clima Seco (muy cerca del límite Seco-Subhúmedo) con falta intensa de agua en verano.

Por último, en la *clasificación climática* de Papadakis (1966), presenta los siguientes caracteres para la zona de estudio: 1) tipo de invierno: Citrus (Ci), 2) tipo de verano: Algodón más cálido (G), 3) régimen térmico: Subtropical cálido SU, 4) régimen de humedad: mediterráneo húmedo ME. El tipo climático es pues, Mediterráneo Subtropical (SU, ME).

Como ponen de manifiesto las anteriores clasificaciones, especialmente la de Papadakis, nos encontramos en una zona que presenta un patrón climático típicamente mediterráneo. Este se caracteriza por una distribución contrastada de las precipitaciones y de la temperatura a lo largo del año. En otoño, invierno y parte de la primavera se producen las principales precipitaciones. Sin embargo, cuando las temperaturas son más elevadas (verano) la precipitación es más escasa.

La distribución de las precipitaciones y las temperaturas tiene importantes repercusiones en el suelo respecto a los procesos de decarbonatación, iluviación de arcillas y rubefacción. Para la decarbonatación es necesaria una copiosa precipitación que disuelva y lave estas sales que, según Duchafour (1984) y Aguilar et al. (1987), es previo a una posterior acción de la ilimerización y rubefacción. Al considerar la precipitación media relativamente elevada (para un entorno mediterráneo de ombrotipo seco) del área, es probable que exista un significativo lavado (Torrent, 1995). Por otra parte, la ilimerización está especialmente favorecida en este tipo de clima, ya que se debe pasar por períodos húmedos (con suficiente exceso de agua para que la gravedad arrastre la arcilla), y por períodos lo suficientemente largos y secos como para que se dessequen los macroporos de los horizontes inferiores y se provoque la floculación de la arcilla en suspensión (Dorronsoro y Aguilar, 1988). Igualmente, la rubefacción (enrojecimiento de la masa del suelo causada por neoformación de formas libres de hierro, especialmente hematites) se favorece en climas de humedad y temperatura contrastados (Boero y Schwertmann, 1989; Martín-García et al, 1998).

La ficha hídrica, el cálculo de la reserva estimado y el balance hídrico se exponen en los apartados “Balance hídrico y Clasificación edafoclimática” de los capítulos correspondientes a cada uno de los perfiles.

## **II.4. Vegetación. Ambiente fitosociológico.**

### ***Bioclimatología***

Los datos de la estación termopluviométrica de Andújar son plenamente representativos, dado el terreno llano y la cercanía a esta localidad de todos los puntos del área de estudio (el perfil más alejado se encuentra a 6 Km). La zona pertenece al macrobioclima Mediterráneo (Rivas-Martinez, 1996) caracterizada por veranos que presentan un déficit hídrico importante, siendo al menos en dos meses (Julio y Agosto) la precipitación en mm inferior al doble de la temperatura medida en grados centígrados (temperatura positiva anual superior a 380, índices ombroestivales compensados mayores de 2).

Dentro de este macrobioclima, el área pertenece al tipo mediterráneo pluviestacional oceánico, con un índice de continentalidad,  $I_c = 19.7$ , ombrotipo seco inferior (índice ombrotémico,  $I_o = 2,4$ ) y termotipo termomediterráneo superior (índice de termicidad,  $I_t = 340$ ), que alcanza su límite en la depresión del Guadalquivir en el extremo oriental en la localidad de Espeluy, estando el resto de la comarca bajo un termotipo mesomediterráneo inferior. El piso bioclimático, por tanto, es termomediterráneo superior seco inferior.

### ***Biogeografía.***

Desde el punto de vista biogeográfico, la región pertenece al distrito Hispalense dentro del sector Hispalense de la provincia Bética. Limita al Norte con el sector Mariánico-Monchiquense, al Oeste con el distrito Jerezano, al Suroeste con el distrito Antequerano y al Sur y al Sureste con el sector subbético.

Dentro de la Provincia Bética el sector Hispalense es el que mayor extensión ocupa, estando muy bien representado en la Provincia de Jaén a través del Distrito Hispalense. A pesar de su sencillez topográfica podemos encontrar un amplio abanico de materiales de colmatación en gran parte relacionados con el sistema fluvial del río Guadalquivir.

En este distrito, por tanto, se pueden reconocer dos bandas bien definidas: una meridional que contacta con las sierras subbéticas (sector Subbético) y con la depresión del Guadiana Menor (sector Guadiciano- Bacense) y otra septentrional. La primera corresponde con margas del mioceno autóctono y margas, margocalizas, margas yesíferas y yesos del mioceno alóctono, correspondiendo la segunda de las bandas a materiales más propios del ambiente fluvial como terrazas y vegas e incluso materiales triásicos de la facies Bundsanstein. El área de estudio se encuentra en esta banda Norte del Distrito Hispalense.

La vegetación en este Distrito Biogeográfico pertenece a los pisos mesomediterráneo y termomediterráneo, correspondiendo a comunidades potenciales de encinares.

### ***Fitosociología. Series de vegetación, Sinasociaciones y Geoseries.***

En el área de estudio, limitada a un rectángulo de 10 Km de longitud por 6 de anchura centrado en el tramo del río Guadalquivir entre las localidades de Villanueva de la Reina y Andújar, sólo se define la presencia de una serie climatófila y una serie edafohigrófila riparia.

La vegetación potencial climatófila corresponde a la Serie termomediterránea Bética y Algarviense seco-subhúmeda basófila de la encina (*Quercus rotundifolia*) *Smilaco mauritanicae* - *Querceto rotundifoliae* *Sigmatum* (García-Fuentes y Cano-Carmona, 1995). La comunidad climácica de esta sinasociación es un bosque de encinas (*Smilaco mauritanicae*- *Quercetum rotundifoliae*) con abundantes acebuches (*Olea silvestris*) y algarrobos (*Ceratonia silicua*). Por degradación da un coscojar de *Asparragun-Rhamnetum oleoidis* y en último estadio un tomillar de *Theucrium lusitanici-Coridothymetum capitati*. Debido al alto valor agrícola de estos suelos, las etapas

avanzadas de la serie como el encinar o el coscojar se hallan prácticamente ausentes, siendo ocupadas por cultivos de cereales, vid u olivos. Sí es posible observar áreas de tomillar degradado en los barbechos, cultivos abandonados y bordes de las carreteras.

En nuestro caso concreto, este tipo de vegetación potencial climatófila ocupa todas las terrazas salvo la parte más próxima al río de la terraza 4 y la terraza 5 que corresponde al cauce mayor, vega o llanura de inundación actual del Guadalquivir.

La vegetación potencial edafohigrófila es de tipo ripario y se hallan directamente ligadas a la dinámica fluvial y el aporte de sedimentos, alcanzando principalmente la terraza 5 (vega del río) y muy esporádicamente la terraza 4. Se habla más que de una serie de vegetación, de una geoserie, es decir, un conjunto de series limítrofes que se ordenan por la acción de un factor ecológico común, en este caso, la proximidad al río Guadalquivir. En este sentido podemos hablar de franjas transversales de vegetación que se disponen según la proximidad a la corriente fluvial:

- Una primera franja que ocuparía el lecho menor del río (los primeros metros de la vega más próximos al cauce) caracterizada por suelos aluviales poco evolucionados, capaces de soportar fuertes y frecuentes avenidas pero muy sensibles al estiaje, con comunidades de saucedas arbustivas iberolevantineas de óptimo mesomediterráneas (pero que también se dan en termomediterráneo superior Hispalense) y de aguas carbonatadas de la serie *Saliceto neotrichae sigmetum*, que se compone de saucedas de baja talla de sauce blanco (*Salix neotrichae*).

- Una segunda franja que ocuparía el resto de la vega (de la terraza 5) caracterizada también por suelos aluviales poco evolucionados, resistencia a las avenidas, pero menos sensible a la prolongación del estiaje, con comunidades de choperas blancas termo-mesomediterráneas iberolevantineas y Béticas de aguas ricas en nutrientes de la serie *Rubio tinctoriae- Populeto albae sigmetum* ricas en elementos termófilos como adelfas (*Nerium oleander*). En los claros de la chopera se desarrollan zarzales de *Rubus ulmifolius* y adelfares junto con Tarayales de *Tamarix gallica* en sustratos más arenosos, y en las hondonadas donde se deposita material más fino, encharcados al subir el nivel freático, los juncales de *Scirpus holoschoenus* y los carrizales de *Phragmites australis*.

- La última franja donde se deja sentir la influencia freática del Guadalquivir, con tendencia a acumular materiales finos tipo "arcillas de decantación" y con los estiajes más prolongados de la geoserie, se caracterizaría por olmedas de la serie *Aro italici-Ulmeto minoris sigmetum*. Orlando a la olmeda característica de esta serie, que aún se conserva bien en algunos barrancos y riachuelos de la campiña, aparecen zarzales de la comunidad *lonicero-Rubetum ulmifoli*. En los claros de la olmeda accesibles al sol, en microdepresiones con sustrato arcilloso que forman pequeñas charcas, encontramos frecuentemente cañaverales de *Arundini donasci-Convolvuletum sepii*, juncales de *Holoschoenetalia* y granales de *Trifolio fragiferi-Cynodontetum dactylionis*. Además, distribuidos en general por todas las terrazas encontramos vegetación herbácea de la clase *ruderali-secaletea*, compuesta por herbazales nitrófilos (alianza *onopordion acanthii*) y ruderales y arbenses (alianza *hordeion leporini*) que, en determinadas circunstancias, el papel de malas hierbas del olivar.

Actualmente, las pequeñas y grandes manchas de vegetación y cultivos que cubren la zona son los cultivos de vega y los olivares de campiña baja (De Córdoba, 1997). La vega corresponde con las zonas donde están enclavadas las terrazas 4 y 5 y, parcialmente, la 3. Es la zona de máximo potencial agrícola, caracterizada por estar sometida a una agricultura intensiva de regadío con cultivos herbáceos (algodón, maíz...) huertas y frutales. En cambio, la campiña baja (terrazas 1, 2 y 3) corresponde con suelos de alto valor agrícola sobre los que se sustenta el olivar (Gil et al., 1987b), en su variedad picual, proporcionando altos rendimientos aceiteros. En la parte norte, los suelos son de menor potencial agrícola, por lo que aparecen combinados olivar y pastos.

## **II.5. Geografía humana y Uso del suelo.**

El área de estudio se inscribe en lo que se denomina complejo geográfico "Alto Guadalquivir" (De Córdoba, 1997; Higuera, 1961). En el contexto geográfico regional, las comarcas del Alto Guadalquivir se sitúan en una posición intermedia entre la baja Andalucía y las serranías béticas. Si bien sus campiñas y vegas son la prolongación natural del paisaje de la baja Andalucía, en este punto el valle del Guadalquivir se estrecha lateralmente encajonándose entre Sierra Morena y la Sierra de las Villas al Norte y Sierra Mágina al sur, al mismo tiempo que se acentúa el relieve. Así nos encontramos cotas de

más de seiscientos metros en algunos puntos de la Loma de Úbeda, en marcado contraste con un máximo de trescientos metros en el inicio de la baja Andalucía (campiña cordobesa).

Por su situación, el Alto Guadalquivir constituye un nexo de unión en el contexto regional Andaluz. Por una parte, enlaza con las altiplanicies de Guadix y Baza (Andalucía Oriental) al Sur, mientras que hacia el Norte con Sierra Morena y la Meseta, constituyendo desde la prehistoria, un paso obligado para llegar desde la baja Andalucía hasta el Levante Español.

Hasta llegar al paisaje actual, han sido precisas una serie de etapas históricas, en la colonización del territorio, que han durado milenios.

La riqueza arqueológica prehistórica de Andújar y de la zona de estudio es, según Molinos (1997), extraordinaria. En las terrazas del Guadalquivir se han localizado infinidad de restos líticos (realizados en cuarcitas del entorno del río o en sílex) pertenecientes al Paleolítico. La mayoría de estos se localizan en la margen derecha del Guadalquivir, justo en los puntos de confluencia del río con sus afluentes. Estos restos han servido para datar la edad de las terrazas más antiguas.

De las fases neolíticas (periodo en el que el hombre se sedentariza y se dedica a la agricultura) y el inicio de la Edad del Cobre cabe decir que la razón más clara de la aparición de un número elevado de asentamientos y de un espectacular crecimiento demográfico es, sin duda, la fertilidad de la vega del Guadalquivir, lo que supone una progresiva implantación de la agricultura.

En la Edad del Bronce, el desarrollo de la minería de Sierra Morena implica la aparición de nuevos asentamientos en la vertiente derecha del río, en el interior de la sierra y en la desembocadura de los afluentes del Guadalquivir, lo que permite suponer la existencia de un vínculo entre el mundo metalúrgico-pastoril de la sierra y las comunidades agrícolas de la vega.

En los últimos momentos de la Edad del Bronce y el período de formación del mundo ibérico, gentes provenientes del área de la campiña cordobesa intentan avanzar hacia la vega del Guadalquivir para colonizar las mejores tierras. Los pobladores de la

Campaña de Jaén reaccionan contra este avance estableciendo toda una red de torres defensivas y se consolida lo que será el mundo aristocrático ibérico del Alto Guadalquivir. Esta reacción consiguió sus objetivos, pero los pequeños asentamientos acabaron desapareciendo en la primera mitad del siglo VI antes de Cristo, y la vega sufrió prácticamente un total abandono.

En la ocupación romana según Molinos (1997), tiene lugar un notable aumento de asentamientos en la vega del Guadalquivir, apenas separados entre sí en algunos puntos doscientos metros y que ponen de manifiesto el proceso de centuriación romano. Los Villares de Andújar (Isturgi) se convierte en el centro administrativo de la zona. De este período nos han llegado multitud de restos.

En la época islámica, los musulmanes que habían participado en la conquista de Hispania se repartieron las tierras y se establecieron en ellas. Las antiguas ciudades romanas, entre ellas Istugi, fueron quedando progresivamente abandonadas. Durante casi dos siglos, en esta región sólo hubo pequeñas aldeas dedicadas a la agricultura, en ellas la población indígena pasó de una agricultura de secano a una agricultura de regadío, al adoptar las técnicas que árabes y bereberes traían de Oriente. Durante los siglos X, XI y parte del XII continua prosperando y tiene un crecimiento como población agrícola.

La reconquista por parte del mundo cristiano, de Andalucía, comenzó realmente con Fernando III. La instauración de nuevos pobladores cristianos en el valle del Guadalquivir llevó la transformación del paisaje. La preocupación de los reyes fue poblar el país conquistado. El reparto de tierras venía condicionado por las circunstancias de la conquista. Si las ciudades ofrecían resistencia a los cristianos, pasaban íntegramente a estos y entonces era posible la repartición. En cambio, si las ciudades pactaban con las armas cristianas, todo permanecía como estaba. Andújar fue organizada como concejo y en 1232, Fernando III le dio los mismos límites que había disfrutado en tiempos de los árabes.

En general, el paisaje del Alto Guadalquivir durante los siglos XIII y XIV podemos imaginarlo de la siguiente forma: en las zonas llanas, suavemente alomadas, el cereal; en las vertientes de las mesetas residuales y cerros testigo (olistostromas, materiales detríticos pliocuaternarios) la vid, y en las zonas más escarpadas y cimas, el olivar, ocupando pequeñas extensiones.

Durante el siglo XIV la penuria de la hacienda española obligó a los reyes de la Casa de Austria a manejar el patrimonio nacional, vendiendo las villas. Una vez independizadas las villas de sus antiguos concejos, los nuevos dueños solicitaron del Rey autorización para roturar nuevas tierras. Las roturaciones se hicieron en las dehesas, yermos y baldíos de propiedad comunal, a veces con la desaprobación de los señores, que veían en estas roturaciones un peligro para sus posesiones. Todavía se puede reconocer en los términos municipales las roturaciones efectuadas. Son campos alargados, trazados de arriba abajo, siguiendo la pendiente del terreno, y muy estrechos. Generalmente se encuentran alejados de los núcleos de población, pero cuando todo el pueblo es nuevo, la roturación parte en abanico desde el pueblo.

El siglo XIX vió renacer con más fuerza que las anteriores, las reivindicaciones territoriales. Las roturaciones de los siglos anteriores se habían hecho a favor de los pueblos, como entidades jurídicas territoriales. En el siglo XIX, como ya no había en los pueblos yermos o baldíos, o estos eran muy escasos, fue necesario roturar las dehesas del Común o de propios. Los olivares comienzan a extenderse por la campiña, debido a que las parcelas de reparto apenas si tenían media hectárea de superficie y era más remunerador plantar olivos que dedicarlos al cereal.

En la distribución actual (comienzos del siglo XXI) de los diversos cultivos y aprovechamientos como forma de utilización del suelo agrario, intervienen toda una serie de factores físicos: altitud, pendiente, tipo de roca y suelo, climatología, etc. Sin embargo, son los planteamientos económicos que surgen en un momento político determinado los que en última instancia explican esa utilización del suelo.

Así, la utilización y aprovechamiento agrícola que se hace en la campiña baja y valle de Andújar (Machado-Santiago, 1986), no escapa de la política agraria que en nuestro país aparece con una incidencia decisiva a partir de 1960, y altera las bases de una economía tradicional que, con una tendencia hacia la especialización en monocultivos, seguía apegada al sistema de autoconsumo y/o autarquía.

Dentro del espacio cultivado, en Andújar hay más dedicación a los cultivos herbáceos, mientras que en Villanueva de la Reina existe mayor desarrollo de cultivos arbóreos. En ambos municipios el regadío supone entre un 11-30% en relación a la

superficie cultivada, aunque a partir de finales de la década de 1990 se ha implantado de forma masiva el regadío en el olivar. El regadío es posible por la extracción de agua del cauce del Guadalquivir. A su vez, el secano ocupa el resto de la superficie cultivada, con predominio del cereal en Andújar y del olivar en Villanueva de la Reina.

La benignidad climática y el carácter predominante de solana, así como la constante presencia del regadío, hacen de Andújar un municipio de elevada productividad agrícola.

### **II.6. Edad de las terrazas.**

La ausencia de procesos de glaciación durante el cuaternario (fuera de un ámbito local y restringido a cotas montañosas elevadas) ha permitido la conservación de antiguas superficies pleistocenas e incluso pliocenas en los ambientes mediterráneos. La conservación de muchas de estas superficies se ha producido por varias razones, entre ellos una pendiente suave y una litología (detrítica, gravosa, muchas veces muy cementada) resistente a la erosión (Torrent, 1985). Ejemplos muy característicos son las terrazas altas de los ríos, entre ellos, el Guadalquivir, la mayoría de las cuales tienen edades entre  $10^5$  y  $10^6$  años.

Basándonos en la neotectónica (expuesta en el apartado II.2), Santos-García (1988) afirma que los terrenos más recientes en los que se han localizado las fallas (originadas por neotectónica) son aproximadamente contemporáneos del final del depósito de la terraza 2 o del principio de la terraza 3. Además, este autor supone movimientos horizontales y verticales (hundimiento) del Guadalquivir que hacen que todas las terrazas se asienten sobre materiales miocenos (no sobre materiales de una terraza más antigua). Estos movimientos, especialmente el hundimiento, provocan la existencia de saltos entre niveles de terrazas que son especialmente acusados entre T1 y T3 (41 m), mientras que son muy leves entre T3 y T5 (14 m). Estos movimientos, de origen neotectónico, son coincidentes con la detección de fallas en T1 y T2. La edad de dichas fallas no debe ser menor, para el autor mencionado, a  $10^5$  años. Por otra parte, la terraza más antigua es considerada como cuaternario medio por Carral et al. (1991) y por Rodríguez Ramírez et al. (1997), diferenciándose netamente de los niveles de terrazas altas (cuaternario antiguo) situados en la margen sur del río. La cronología de este cuaternario medio coincide aproximadamente con el pleistoceno medio, que se sitúa entre finales del pleistoceno inferior (700.000 años)

y el comienzo del corto período de polaridad negativa denominado “Blake”, dentro de la larga etapa de polaridad positiva “Bruhnes”. Esto sitúa la edad máxima de la T1 en 700.000 años, probablemente algo menor.

Otra de las vías para la datación relativa de las distintas terrazas del Guadalquivir es la bioestratigrafía a partir de posibles hallazgos prehistóricos. Según Santos-García et al. (1991) existen numerosas industrias del Paleolítico inferior en diversos lugares. Series del Acheliense medio se conocen en diversos puntos, especialmente en los alrededores de Córdoba, como también numerosos vestigios atribuibles al Musteriense (Paleolítico medio), cuyos niveles inferiores aparecen asociados a restos de Hombre de Neanderthal.

Se han encontrado más de mil útiles líticos de cuarcita (cantos tallados, triedros, bifaces, raederas, etc) en el km 313 de la nacional IV, en el lugar conocido como Arroyo Escobar (Corcoles, 1987), sobre la terraza 2. Estos restos de actividad humana podrían datarse con más de 200.000 años, correspondiendo al período Achelense del Paleolítico inferior. En este caso la edad de la terraza 2 sería más antigua que la de los citados restos (Santos-García, 1988).

Respecto a la terraza 4, pueden hacerse algunas consideraciones sobre su edad que permiten obtener una acotación aproximada de la misma (Santos-García et al., 1991). En los estratos más antiguos de lo que fue Isturgi (actualmente los Villares de Andújar), se han encontrado hachas de piedra pulimentada del Neolítico (Corcoles, 1987). Suponiendo que dicho núcleo, al igual que el actual, estuviese asentado sobre la T4, la edad de esta terraza sería, como mínimo, anterior a los restos hallados, datados entre 3000 y 5000 años antes de Cristo. Por otra parte, la existencia de los datos históricos sobre la periódica inundación de la T4 (afectada, por ejemplo, por la crecida de 1963), permite considerarla bajo la influencia del clima actual o bajo unas condiciones que presenten continuidad climática con las actuales, es decir, dentro del Holoceno (lo que supondría una edad inferior a los  $10^4$  años). La totalidad del período de construcción de la terraza 5, que aún se está constituyendo en la actualidad, puede ser incluido dentro del Holoceno.

Concluyendo, la edad de las terrazas 1 y 2 está comprendida entre los 700.000 y los 200.000 años. La terraza 3 tiene una edad entre los 100.000 y los 10.000 años. La terraza 4 entre los 10.000 y los 5.000-3.000 años y la terraza 5 es la llanura de inundación

## ASPECTOS GENERALES

---

actual, en formación. Podríamos realizar una división entre terrazas preholocénicas (T1, T2 y T3) y holocénicas (T4 y T5).

### **III. MATERIAL Y METODOS.**



### **III.1. Material**

En el presente trabajo se analizan cinco perfiles de suelos que constituyen una cronosecuencia localizada en las terrazas del río Guadalquivir, como se ha reseñado en los anteriores capítulos. Los perfiles de edad preholocénica (edad estimada superior a 10.000 años) se localizan en las terrazas medias del Guadalquivir: el perfil 1 (T1) se sitúa en la terraza más antigua y está compuesto por un siete horizontes; el perfil 2 (T2) está compuesto por cinco horizontes y el perfil 3 (T3), el más reciente de los preholocénicos, por una secuencia de ocho horizontes. Los perfiles holocénicos (edad estimada menor de 10.000 años) son dos: el perfil 4 (T4), situado en la terraza más próxima al río en el sector estudiado, presenta seis horizontes y el perfil 5 (T5) se muestreó en la actual llanura de inundación del río (a escasos cientos de metros del cauce) y está formado por siete horizontes.

Junto con los 34 horizontes se muestrearon tres localizaciones del sedimento recientemente depositado por el río, básicamente depósitos arenosos de *point bar* (aunque enriquecido en gravas en algunas zonas y en limo en otras). Posteriormente, el material destinado al análisis se homogeneizó con el objetivo de obtener un material aluvial representativo. Así mismo, como probable material original de los suelos de las terrazas, especialmente de la terraza 1, se tomaron muestras frescas de la pizarra de Sierra Morena.

Litológicamente, como puede deducirse de los datos expuestos en los capítulos anteriores, el material original será muy variado, constituido por aportes carbonatados (donde podemos darle una gran importancia a las calizas dolomitizadas y a las dolomías y las margas y margocalizas) y siliciclásticos, básicamente las rocas pizarrosas o cuarcíticas de zonas muy próximas de la Meseta.

### **III.2. Trabajo preeliminar de Gabinete.**

Se comenzó por recabar información bibliográfica tanto de los factores de los suelos de las terrazas (geología, tiempo de formación, clima, vegetación y relieve), como de anteriores estudios edáficos realizados en la zona.

### **III.3. Trabajo de campo.**

Posteriormente a la labor de gabinete se realizó la selección de los perfiles a muestrear. Esta fase llevaba implícitas numerosas dificultades. El principal problema consistía en muestrear puntos representativos de la terraza, conociendo la posible existencia de depósitos puntuales relativamente anómalos condicionados por la propia dinámica fluvial, como pueden ser los rellenos gravosos de canal o los depósitos de point bar. Otro de los problemas fue la realización de las calicatas, siendo necesaria la ayuda de una máquina retroexcavadora, ya que alguna de ellas tiene una profundidad de 2.20 m. Se describieron y se tomaron muestras de todos los horizontes de un total de cinco perfiles.

Además se muestrearon materiales sedimentarios de "point bar" del cauce actual del río Guadalquivir, sin evolución edáfica, con el objeto de tener un nivel de referencia.

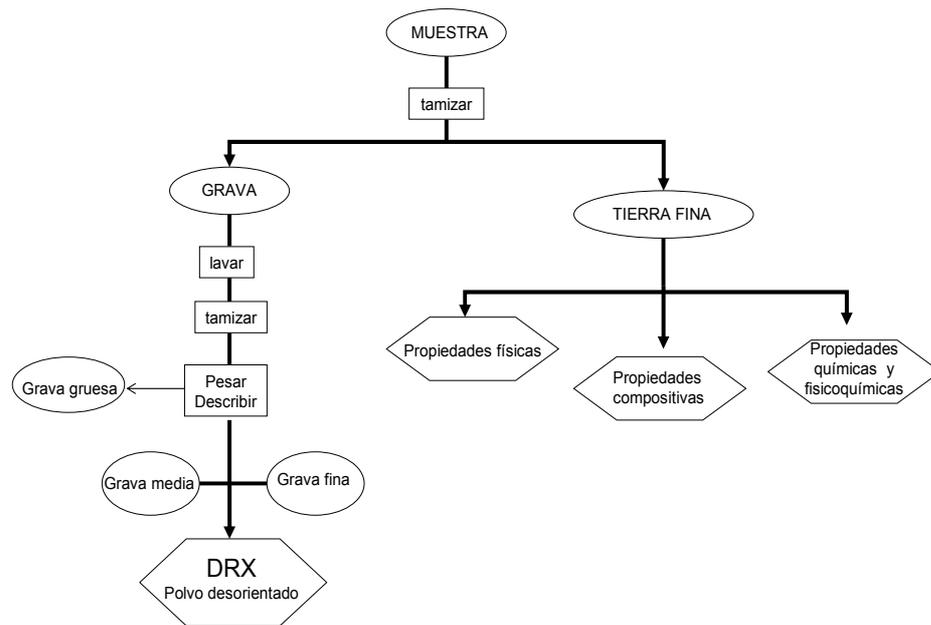
En la descripción de las características morfológicas se empleó las normas de la FAO (1977), y del Soil Survey Staff (USDA, 1951), con el método Munsell de medida del color (Munsell Color Company, 1990). Para la clasificación se usó la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1990).

### **III.4. Métodos analíticos.**

A continuación se muestra el esquema general de los procedimientos analíticos seguidos en el trabajo.

La grava se seleccionó después de un minucioso lavado y secado para eliminar la masa de suelo adherida. Posteriormente fue descrita con la ayuda de la lupa binocular, anotando rasgos litológicos, morfoscópicos y morfométricos tales como tamaño, forma, recubrimientos, rasgos de alteración y naturaleza.

La grava se separó según fracciones granulométricas mediante tamizado mecánico en tres fracciones: fina (2 – 5 mm), media (5 – 20 mm) y gruesa (> 20 mm), calculándose los porcentajes en peso de cada una de las fracciones. Las fracciones fina y media fueron molidas hasta un tamaño menor de 0,5 mm para su posterior determinación mineralógica por DRX. La grava también se separó, en medida de lo posible, en función de su litología, calculándose los porcentajes en peso de las distintas fracciones litológicas.



Para la descripción visual las gravas fueron lavadas con agua, empleándose siguiente separación granulométrica: de 2 a 5 mm, grava fina; de 5 a 20 mm grava media y mayor de 20 mm, grava gruesa.

Los parámetros morfológicos utilizados en la descripción fueron los siguientes:

- 1) Abundancia (FAO, 1977): muy pocos (< 5% en volumen); pocos (5-15% en volumen); Frecuentes (15-40% en volumen), Abundantes (40-80% en volumen).
- 2) Forma: Equigranular, Discoidal, Laminar, Alargado. (**Powers, 1953**).
- 3) Redondeamiento: Muy anguloso, Anguloso, Subanguloso, Subredondeado, Redondeado, Muy redondeado (**Powers, 1953**).
- 4) Esfericidad: Alta (1.0-0.8), Media (0.8-0.65), Baja (0.65-0.45) (**Powers, 1953**).
- 5) Grado visual de alteración: poco alterados, moderadamente alterados, muy alterados.

Los horizontes se seleccionaron para la observación al microscopio electrónico de barrido (SEM) mediante la observación de agregados con lupa binocular, eligiéndose

aquellos que presentaban un mayor grado de evolución en base a su morfología, principalmente por el tipo de estructura y la prominencia de los cútanos (en los horizontes Bt).

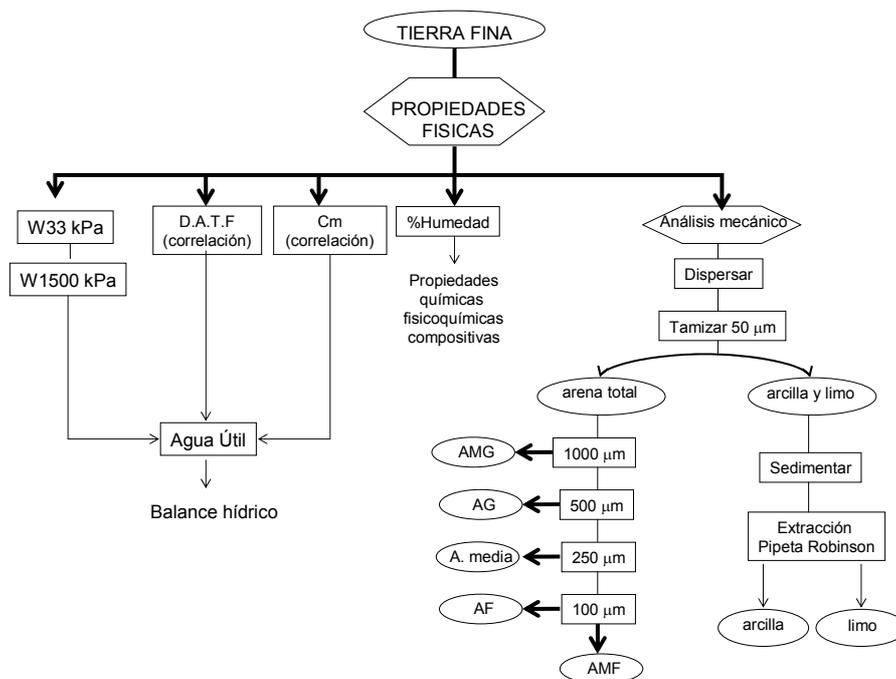
**III.4.2. Propiedades físicas, compositivas, químicas y fisicoquímicas.**

Los métodos empleados en el procesamiento analítico de las muestras han sido los siguientes:

El primer paso ha consistido en tamizar las muestras a 2 mm, extrayendo la tierra fina y las gravas. Los agregados fueron destruidos mediante una cuidadosa molienda con un tapón de goma debido al alto grado de alteración de algunas gravas, sobretodo de litología pizarrosa.

Una pequeña parte de la tierra fina obtenida se separó del conjunto para someterla a molienda mecánica en mortero de ágata hasta obtener un tamaño de polvo menor de 0,5 mm, necesario para alguno de los análisis.

De la fracción tierra fina se obtienen las siguientes propiedades físicas, expuestas en el esquema adjunto.



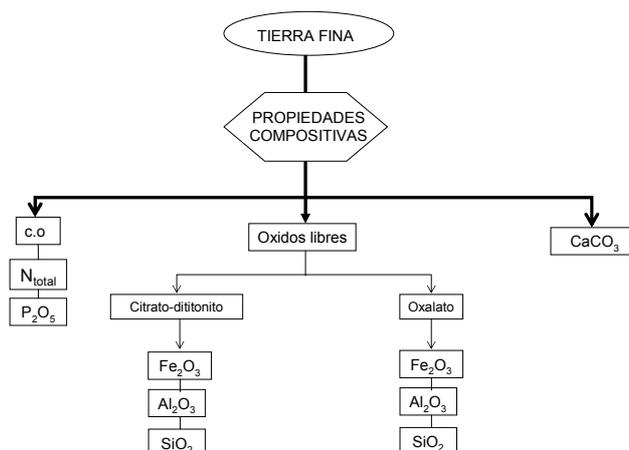
La granulometría de las arenas se establece por tamizado mecanizado, con los siguientes tamices:

- 1) Arena muy gruesa: fracción de la tierra fina retenida por el tamiz de 1000  $\mu\text{m}$ .
- 2) Arena gruesa: fracción constituida por las partículas de tamaño de grano entre 1000 y 500  $\mu\text{m}$ .
- 3) Arena media: fracción comprendida por las partículas de tamaño de grano entre 500 y 250  $\mu\text{m}$ .
- 4) Arena fina: fracción comprendida por las partículas de tamaño de grano entre 250 y 100  $\mu\text{m}$ .
- 5) Arena muy fina: fracción comprendida entre las 100 y 50  $\mu\text{m}$ , siendo este límite el límite de tamaños con la clase limo (USDA, ...).

Se calculó la retención de agua a 33 y 1500 Kpa con la membrana de Richards (1954). Estos datos, junto con las densidades aparentes y el  $C_m$  han permitido calcular el agua útil (mm. de agua retenidos por cm. de espesor de horizonte). Las densidades aparentes se obtuvieron mediante ecuaciones de correlación. En el caso de las terrazas 1, 2 y 3, con materiales predominantemente silíceos, se aplicó la fórmula establecida por Delgado (1980) y una densidad media de gravas de 2,4  $\text{g}/\text{cm}^3$ . Para el resto, se usó la fórmula de Santos-Francés (1979) y densidad media de gravas de 2,2  $\text{g}/\text{cm}^3$ . El  $C_m$  (Soil Conservation Service, 1972) o porcentaje de tierra fina en volumen fue establecido a partir del porcentaje en peso de gravas y la densidad de las gravas.

Previamente se calcula la humedad realizando distintas pesadas de muestra seca al aire y por calentamiento en estufa durante 8 horas a 110°C.

De la fracción tierra fina se obtienen las siguientes propiedades compositivas, expuestas en el esquema adjunto:



El **carbono orgánico** se obtiene mediante oxidación con dicromato potásico en medio ácido y valoración con Sal de Mohr (Kononova 1982).

El **nitrógeno total** se estableció por digestión de la tierra fina del suelo con  $H_2SO_4$  concentrado, utilizando una mezcla de sulfato ferroso, sulfato de cobre y selenio metálico como catalizador, y posterior valoración de amonio con un destilador Bouat Microkjeldahl (Soil Conservation Service, 1972; Soil Survey Staff, 1972).

La determinación de **fósforo asimilable** se realizó mediante colorimetría del complejo fosfomolibdico previa extracción con una solución de bicarbonato sódico (Ministerio de Agricultura, 1971).

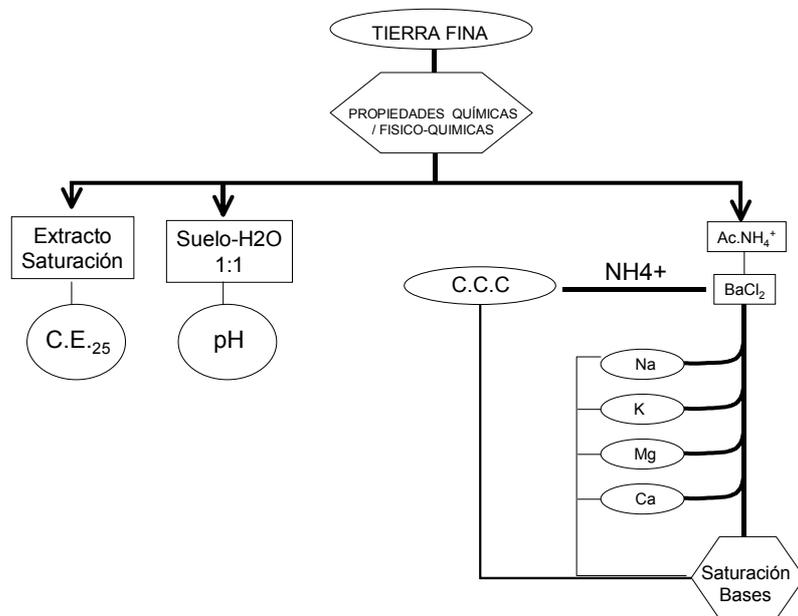
Los **Carbonatos** (Carbonato cálcico equivalente) mediante método volumétrico en Calcímetro de Bernard.

El **hierro, aluminio y sílice**, tanto amorfo como oxidos u oxihidróxidos de la fracción tierra fina, se extrajeron por complejación con oxalato amónico-ácido oxálico (McKeague y Day, 1966) y citrato-ditionito sódico (Holmgren 1967), determinando estos elementos en ambos extractos con espectrometría de absorción atómica. Los mismos procedimientos para la determinación de hierro, aluminio y sílice se aplicaron, una vez extraídas, a las fracciones limo y arcilla.

Por último también de la fracción tierra fina se obtienen las siguientes propiedades químicas y fisicoquímicas, expuestas en el esquema de la página siguiente:

El **pH** se obtuvo con pHmetro de electrodo de vidrio en suspensión de tierra fina en agua destilada y ClK 1N en proporción de peso 1:1.

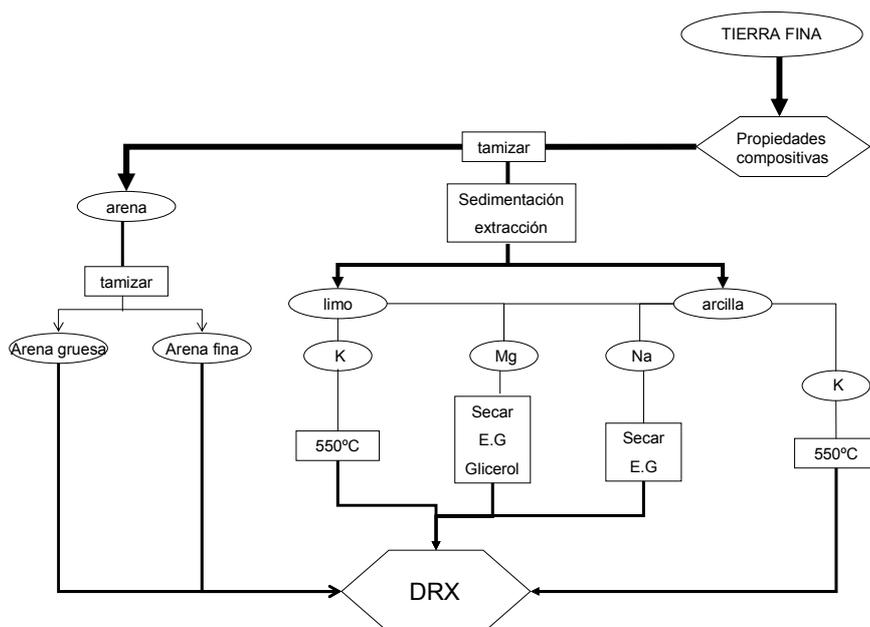
La **CEC** (capacidad de intercambio catiónico) y **bases de cambio** pasando las soluciones de desplazamiento de acetato amónico a pH 7 y cloruro bórico acidulado en tubos de percolación. El amonio se determina con el destilador Bouat Microkjeldahl; las bases Na y K se midieron con fotometría de llama, mientras que las bases Ca y Mg se midieron con espectroscopía de absorción atómica.



### III.5. Métodos de mineralogía.

#### III.5.1. mineralogía de polvo desorientado:

Como propiedad compositiva de especial interés para estudios de cronosecuencias se consideró la composición mineralógica.



La determinación semicuantitativa de la *mineralogía total*, *mineralogía de la fracción grava media y fina*, *arena gruesa y fina*, *limo y arcilla* de la tierra fina de los horizontes seleccionados, se realizó mediante la técnica de estudio en polvo cristalino desorientado, utilizando un portamuestras de carga lateral para favorecer la desorientación (Nistaken, 1964).

Se han empleado el método de poderes reflectantes según los factores establecidos por Schultz (1964), Barahona (1974) y Delgado et al. (1982).

Se ha empleado el difractor Rigaku Miniflex Ca 2005, empleando la radiación de  $\text{Cu K}\alpha$  (0.15406 nm) salvo para la fracción arcilla que se empleó Siemens D5000, utilizando radiación  $\text{Co K}\alpha$  a 35 kV y 15 mA, con tamaño de paso de  $0.05^\circ$  2- $\theta$  y un tiempo de 1 segundo.

### ***III.5.2. Metodos de estudio de las fracciones Limo y Arcilla mediante Agregado Orientado (A.O).***

La determinación semicuantitativa de la *mineralogía de la fase arcilla y limo* de los horizontes se realiza preparando agregados orientados por sedimentación y secado sobre platina de vidrio.

Se ha empleado el difractómetro Rigaku Miniflex Ca 2005 con radiación de Cu K $\alpha$  (0.15406 nm). El difractómetro Siemens D5000 con radiación Cu K $\alpha$  (0.15406 nm) se empleó en muestras de la fracción arcilla saturadas en Na y K.

Todos los A.O se rodaron en un rango de 3° 2 $\theta$  a 30° 2 $\theta$ .

Se efectuaron los siguientes tratamientos para la identificación y cuantificación de las fases filosilicatadas:

- 1) las arcillas y los limos, previamente extraídos mediante el método de sedimentación, fueron tratados con Citrato-Ditionito-Bicarbonato (CDB) (método Merha-Jackson, (1968) para extraer las formas amorfas y cristalinas de óxidos y oxihidróxidos de hierro. Tras la desferrificación se sometió la muestra a un proceso de diálisis para eliminar el exceso de sales.
- 2) Las muestras se saturaron en Na, Mg y K, manteniéndolas 24 horas en una suspensión con soluciones 1N de ClNa, Cl<sub>2</sub>Mg y ClK. Al finalizar la saturación se centrifugó hasta la total eliminación del exceso de sales.
- 3) Los Agregados orientados se prepararon por sedimentación y secado a temperatura ambiente sobre una placa de vidrio.
- 4) Las muestras Na y Mg se solvataron con Etilenglicol (E.G) introduciendo las placas en un desecador con atmósfera saturada del solvante durante 24 horas y procediendo a introducirlas en el difractómetro inmediatamente de sacarse del desecador.
- 5) Para la solvatación en Glicerol de las muestras Mg, dado que este solvante no es volátil, se procedió a suspender la muestra, una vez saturada en Mg, en una

solución agua destilada- Glicerol de proporción 8:1, tal y como se indica en **Methods of Soil Analysis**, durante 8 horas. Posteriormente, la muestra se dispersó enérgicamente mediante la aplicación de ultrasonidos y se prepararon los agregados orientados por el método común de sedimentación y secado en placa de vidrio.

- 6) Las muestras saturadas en K y Mg se calentaron a 550° C, guardando las placas calcinadas en un desecador para evitar posibles rehidrataciones.

### III.6. Métodos de microscopía electrónica.

#### *III.6.1. Microscopio electrónico de barrido (SEM):*

Se utilizó este método para la observación de la ultramicrofábrica de muestras de suelos inalteradas.

El SEM utilizado es un Hitachi S-500 a una aceleración de 25 kV. Las caras y fracturas de los agregados, se montaron en soporte de aluminio con tintura de plata coloidal y cubiertos con oro (corriente 50 –100 A) con el aparato Sempred 2 en dos orientaciones (20 –30°) como recomiendan Bohor y Hugues (1971).

#### *III.6.2. Microsonda electrónica (EMPA):*

Este método de análisis se ha empleado para estudiar una lámina delgada de las pizarras de Sierra Morena que actúan como material original al menos en la terraza 1 (ver discusión). La intención principal fue determinar la fórmula estructural de filosilicatos en general y de fases micáceas en particular. Se prefirió este método frente al HRTEM-AEM debido a su mayor exactitud en la determinación de los elementos presentes en la muestra (**cita como Nieto**) y debido a que el tamaño de cristal de los minerales en muestras petrográficas es suficientemente grande (no es raro encontrar cristales de mica de tamaño micrométrico) como para poder aplicar este método con fiabilidad, frente a las muestras de arcilla y limo donde el tamaño de las partículas minerales está en la mayoría de casos por debajo del tamaño mínimo requerido por la ventana de la microsonda (7µm) y requieren el estudio HRTEM/AEM.

La microsonda utilizada ha sido una CAMEBAX SX-50 WDS que utiliza la dispersión de las longitudes R-X características de cada elemento, con una tensión de aceleración de 20 Kv, una corriente de sonda de 20 nA y un haz de electrones de 7  $\mu\text{m}$ .

### ***III.6.3. Microscopio electrónico de transmisión de alta resolución (HRTEM):***

Las muestras de limo y arcilla, desferrificadas y dializadas, se incluyeron en resina (araldita) y se sometieron a un procedimiento de adelgazamiento iónico, montándose en aros de Cu para la posterior observación microscópica. Se empleó un microscopio-escáner de transmisión Philips CM20 (STEM) capaz de obtener alta resolución (HRTEM), dotado de difracción de electrones por selección de apertura (SAED), operando a un voltaje de aceleración de 200 kV y equipado con un detector EDAX de estado sólido de Energía de rayos X Dispersada (EDX).

Los patrones de difracción de electrones, orientados según el procedimiento descrito en Buseck (1992), se obtuvieron a partir de áreas seleccionadas (SAED) con aperturas de 10  $\mu\text{m}$ . En nuestro caso, esto corresponde aproximadamente a un área de la muestra de entre 700 nm y 1000 nm de diámetro para una magnificación de 100.000x (coincidente con el área STEM).

Debido al amplio rango de magnificaciones de las imágenes obtenidas (entre 60.000x de las fotos “texturales” y 500.000x e incluso algo mayores), se empleó una apertura del objetivo de 40  $\mu\text{m}$ , capaz de establecer un compromiso entre la nitidez necesaria para comprobar las relaciones espaciales entre los distintos dominios cristalográficos (nanofábrica) y la alta resolución requerida para establecer algunos detalles de la secuencia de apilamiento (por ejemplo, el colapsamiento de láminas de clorita a 10 Å). A pesar de todo, la mayor parte de imágenes reticulares de alta resolución fueron obtenidas a magnificaciones de 115.000, 125.000 y 250.000x.

Los análisis de energía dispersiva (AEM) se obtuvieron a partir del modo STEM (microscopio electrónico de transmisión trabajando en modo escáner, con lo que se evita dañar excesivamente la muestra), empleando un haz de diámetro de 4 nm y un área de scanning de 100x20 nm. El área de AEM suele ser, por tanto, más de 100 veces inferior a la de SAED, por lo que no puede establecerse, en principio, una correspondencia biunívoca

entre el patrón de difracción de electrones y los microanálisis. En nuestro caso no pueden emplearse áreas mayores dado el pequeño tamaño y la heterogeneidad de las partículas de la muestra, en muchos casos menores de 100x50 nm, y tampoco menores debido al excesivo daño que se le causaría a la muestra (daño de la radiación electrónica a este elevado voltaje, que induce pérdida de masa por migración y/o volatilización de elementos que pueden terminar por destruir completamente la estructura del mineral).

Al ser de tan reducido tamaño la ventana (100x200 nm) se incrementa la imprecisión del microanálisis debido a la difusión de álcalis volátiles, K y Na, fuera del área de la misma. Para compensar en lo posible este efecto, se emplearon cortos periodos de conteo (apertura de la ventana de microanálisis), de 30s para el K y el Na, además de un periodo estándar de 200s para la estimación de los elementos no volátiles. Tras obtener el espectro EDX a 200s, las proporciones de los elementos se corrigen de acuerdo a las proporciones de Na y K obtenidas en el periodo de conteo corto de 30s.

Lo primero que se ha inspeccionado ha sido el patrón de difracción de electrones (SAED *pattern*), que constituye el método más fiable para identificar la fase mineral y el politipo. Una vez identificadas las fases 2:1 (moscovitas, illitas, vermiculitas y beidellitas, así como sus posibles interestratificados), se ha ajustado su fórmula estructural a partir de los datos de EDX sobre la base de 22 cationes de carga (con la mencionada corrección de los porcentajes de elementos alcalinos volátiles Na y K). Todo el hierro se ajustó como  $Fe^{3+}$ , debido a la dificultad de distinguir, mediante los métodos analíticos empleados, los estados de oxidación de Fe en las micas. En el ajuste de las micas se siguieron las recomendaciones de Fleet (2003). El procedimiento para ajustar la fórmula de las esmectitas que nosotros hemos empleado, es el de Sawhney and Jackson (1958), citado en Borchardt (1989).

Tras ajustar las fórmulas estructurales se procedió a inspeccionar el aspecto general de la nanofábrica mediante una cuidadosa descripción de la imagen reticular de alta resolución. Se ha procurado seguir, siempre que ha sido posible, la siguiente secuencia de pasos:

- a) En primer lugar se describieron las imágenes texturales, es decir, fotografías a bajos aumentos ( $\approx 66.000x$ ) que permitan inspeccionar la morfología, el

tamaño, los límites, el aspecto general y la relación mutua de las partículas y dominios cristalinos entre sí.

- b) En el siguiente nivel de magnificación (de 110.000x a  $\approx$  200.000x) ya se analizan los dominios cristalinos dentro de las partículas, defectos cristalinos, zonas de baja densidad intracristalinas (huecos, vesículas...) y fronteras-grano entre paquetes de láminas. Se delimitan zonas homogéneas de dominios, cuyas fases minerales predominantes se han identificado previamente en base al microanálisis y el patrón de difracción de electrones. Gracias a esto, podemos correlacionar la composición mineralógica con el aspecto y la morfología del dominio.
- c) Por último, en los máximos niveles de magnificación (hasta magnificaciones de 500.000x o incluso algo superiores), se estudian detalladamente las distancias interlaminares, describiendo la continuidad lateral de las capas que constituyen las láminas del filosilicato, la posible alternancia y/o periodicidades de láminas contiguas, la nitidez o difusividad de los límites entre capas y láminas (que nos informa de la cristalinidad del paquete), etc. En este punto interesa correlacionar los datos de difracción de electrones y de microanálisis con el aspecto de las láminas, incluyendo información sobre politipos, pérdida de carga laminar...

A partir de las reflexiones ( $00l$ ) en el patrón SAED y de las imágenes reticulares unidimensionales, que nos informan únicamente del espaciado basal (en  $c^*$ ), se distinguieron las fases 2:1 de las 1:1 (caolinita) y de las 2:1:1 (clorita e interestratificados con clorita).

La distinción fiable entre fases 2:1 (micas y esmectitas) no pudo hacerse en función del espaciado basal, dado que las láminas suelen colapsar a 10 Å en el alto vacío requerido por el microscopio, por lo que se ha recurrido a inspeccionar el aspecto de los dominios cristalinos, como recomiendan Anh y Peacor (1986). Los dominios densos, relativamente opacos, con láminas rectas y nítidas o con efecto de textura moteada, corresponden a las micas, mientras que las áreas de aspecto laxo, translúcido y con láminas curvadas y difusas corresponden a dominios de esmectita (tactoides, en la terminología de

Tessier, 1984). A pesar de todo, la distinción entre dominios puros de esmectita y de mica resultó relativamente fácil de establecer incluso en SAED, ya que las esmectitas puras no solían mostrar ningún tipo de coherencia tridimensional (patrón turboestrático, con spot difusos incluso en  $(00l)$ ), mientras que las micas sí presentaron una estructura tridimensional y politípica (reflexiones  $(02l)$ ) más o menos nítida.

Para la identificación de los politipos de la mica en el patrón de difracción de electrones hemos tenido en cuenta que el espaciado  $d_{001}$  propio de todas las fases micáceas es de 10 Å, no es informativo del politipismo. Como las muestras han sido previamente orientadas en el plano recíproco  $c^*b^*$  (obteniendo difracciones perpendiculares a este) el politipo se ha determinado en base a las reflexiones  $(02l)$  ( $hkl$  con  $k \neq 3n$ ). Las periodicidades de 20 Å en este nivel las hemos asociado a micas con politipo 2M, mientras que los espaciados de 10 Å correspondieron a politipos 1M.

### **III.7. Métodos de interpretación de los resultados.**

Los datos resultantes de la descripción morfológica, de los análisis físicos, fisicoquímicos y químicos, y las distintas determinaciones mineralógicas se trataron estadísticamente mediante los procedimientos señalados con detalle en el apartado X.2 del capítulo X. Estos procedimientos incluyen análisis exploratorios de los datos, estadística descriptiva, diversos métodos factoriales (componentes principales clásicos y categóricos) aplicados con el objetivo de revelar la estructura implícita (factores) de la cronosecuencia y agrupamiento jerárquico (*hierarchical clustering*) de los perfiles y horizontes que indiquen las semejanzas o diferencias entre ellos (desde el punto de vista de numérico). Todos los análisis estadísticos se llevaron a cabo con el paquete estadístico **SPSS.11**.

Parte de los datos se emplearon, además, en la determinación de diversos índices de evolución morfológicos (Harden, 1982; Harden y Taylor, 1983) y analíticos (Birkeland, 1984). El procedimiento cálculo de estos índices se comenta minuciosamente en el apartado X.1 del capítulo X.

## **V. PERFIL 1.**



### **IV.1. Descripción geográfica de la terraza 1.**

La terraza 1 se localiza al Noroeste del área de estudio, formando una estrecha franja de aproximadamente 6 Km de longitud y 700-800 metros de anchura, con el eje principal orientado en dirección Este-Oeste. Tiene una extensión total (en la zona de estudio) de 746 Ha y un perímetro de unos 28 Km, siendo la terraza de menor superficie de la cronosecuencia.

La altitud varía entre la línea de ruptura de pendiente con las primeras laderas de Sierra Morena, que se sitúa aproximadamente en la cota 260 metros y la línea de contacto con la Terraza 2 situada a 240 metros, pero la altura media de la terraza es de 250 metros, es decir, unos 50 o 55 metros sobre el nivel del río. La pendiente media de la superficie es menor del 2%, aunque en algunas partes próximas a las lomas de la Sierra alcanza valores de hasta el 6%, estando las mismas orientadas al Sur o Suroeste.

La terraza 1 en el sector Andújar- Villanueva de la reina sólo se encuentra al norte del Guadalquivir.

## **IV.2. Caracteres morfológicos.**

### *IV.2.1. Caracteres Generales.*

**Ubicación:** Finca de Juanillo el millonario.

**Coordenadas UTM:** 30SVH106135.

**Altitud:** 255 metros.

**Orientación:** Suroeste.

**Posición fisiográfica:** Parte alta de una loma muy suave.

**Topografía del terreno circundante:** Ondulado.

**Microtopografía:** Rodadas de tractor y grietas de retracción.

**Pendiente:** 3%, clase 2: suavemente inclinado.

**Vegetación:** Cultivo de olivos.

**Clima:** Mediterráneo xérico.

**Material de partida:** Coluvio de ladera de Sierra Morena compuesto de rocas pelíticas tipo pizarra. En profundidad materiales aluviales de la terraza.

**Drenaje:** Clase 1: escasamente drenado.

**Condiciones de humedad del suelo:** Húmedo desde los 126 cm.

**Profundidad de la capa freática:** desconocida.

**Pedregosidad:** Clase 0: ninguna o con muy pocas piedras.

**Rocosidad:** Clase 0: sin afloramientos rocosos en superficie.

**Evidencias de erosión:** Erosión hídrica laminar moderada.

**Presencia de sales o álcalis:** No se aprecia.

**Influencia Humana:** Zona de cultivo y paso de tractores entre olivos.

#### ***IV.2.2.Descripción de los Horizontes del suelo.***

*Horizonte Ap:* profundidad de 0 a 14 cm. Color pardo fuerte (7,5 YR 5/6) en seco y pardo fuerte (7,5 YR 4/6) en húmedo. Textura franco arcillosa. Consistencia muy dura en seco y friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura laminar muy gruesa que rompe en bloques subangulares muy gruesos, moderada. Frecuentes poros finos, tubulares e intersticiales. La parte superior del horizonte es más porosa. Pocos fragmentos gruesos, tamaño grava, redondeados, silíceos. Aparecen muy pocas raíces finas y medianas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Bt:* profundidad de 14 a 54 cm. Color rojo amarillento (5 YR 4/6) en seco y pardo rojizo (5 YR 4/4) en húmedo. Textura arcillosa. Consistencia muy dura en seco y friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques angulares gruesos, fuerte. Presenta superficies de presión continua en caras de agregados y en contacto con la grava, delgadas, de iluviación de arcilla y hierro. Muy pocos poros de tipo intersticial (algunos son vesiculares) muy finos. Aparecen grietas de retracción. Abundantes fragmentos gruesos, tamaño grava, plano-redondeados, silíceos. Muy pocas raíces finas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Btg1:* profundidad de 54 a 90 cm. Color rojo amarillento (5 YR 4/6) en seco y pardo rojizo (5 YR 4/4) en húmedo. Aparecen escasas manchas de color verde pálido (5 Y 7/3) en seco y oliva pálido (5 Y 6/3) en húmedo debidas a la hidromorfía, pero domina el color de tonos rojizos. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia muy dura en seco y friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques angulares medianos, moderada. Discontinuos cútanos, delgados, de iluviación de arcilla que puentean los granos. Frecuentes poros finos y medianos, tubulares e intersticiales. Abundantes fragmentos gruesos pero menos que en el horizonte suprayacente, tamaño grava, plano-redondeados, silíceos. Horizonte calcáreo por zonas, presenta manchas de carbonato mezcladas con arcilla y óxidos de hierro, entre grietas. Muy pocas raíces medianas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Btg 2:* profundidad de 90 a 125 cm. Color rojo amarillento (5 YR 5/6) en seco y rojo amarillento (5 YR 4/6) en húmedo. Escasas manchas de color amarillo rojizo (5YR 6/8) en seco y rojo amarillento (5 YR 5/8) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa.

Consistencia muy dura en seco y friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques angulares medianos, de moderada a débil. Presenta cútanos discontinuos, delgados, de iluviación de arcilla que puentean los granos, más abundantes que en el horizonte suprayacente. Muy pocos poros, medianos y finos, intersticiales. Abundantes fragmentos gruesos tamaño grava, subredondeados y angulares, de naturaleza cuarcítica fundamentalmente, algunos de tamaño superior a la grava (piedras). Horizonte ligeramente calcáreo por zonas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 2Cg/Bt1:* profundidad de 125 a 165 cm. Color pardo muy pálido (10YR 7/4) en seco y pardo amarillento (10YR 5/8) en húmedo. Manchas de color rojo oscurecido (2,5YR 4/4) en seco y rojo amarillento (5 YR 4/6) en húmedo y manchas de color amarillo rojizo (7,5 YR 7/6) en seco y amarillo rojizo (7,5YR 6/8) en húmedo. Textura franca (material de Cg) y franco arcillosa (material Bt). Consistencia de muy dura a extremadamente dura en seco y friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura masiva. Cútanos zonales, discontinuos y delgados que forman, a veces, una especie de pápulas. Muy pocos poros, finos e intersticiales. Pocos fragmentos. Horizonte calcáreo por zonas. Límite inferior neto y plano. Se detectan muy pocos nódulos de carbonatos de pequeño tamaño.

*Horizonte 2C/Bt2:* profundidad 165 a 175 cm. Color amarillo empardecido (10YR 7/4) en seco y pardo fuerte (7,5YR 4/6) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia de ligeramente dura a dura en seco y friable en húmedo, ligeramente plástico y ligeramente adherente. Estructura en bloques angulares finos, muy débil. Cútanos discontinuos, delgados, de arcilla y hierro, que puentean cantos. Frecuentes poros medianos y finos. Abundantes fragmentos gruesos plano-angulosos, tamaño grava fina, de naturaleza silícea. Horizonte calcáreo por zonas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 3C:* profundidad mayor de 175 cm. Color pardo muy pálido (10YR 7/4) en seco y pardo amarillento (10YR 5/8) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia de ligeramente dura a dura en seco y muy friable en húmedo, ligeramente plástico y ligeramente adherente. Estructura masiva. Aparecen pocos fragmentos gruesos, plano-angulosos, tamaño grava, silíceos. Horizonte calcáreo por zonas.

### ***IV.2.3.Comentarios.***

En todo el perfil aparecen manchas de color negro (pirolusita), excepto en el horizonte Ap.

Los **colores en seco y en húmedo** de la tierra fina de este perfil corresponden a la gama de los pardos y amarillentos que, en profundidad, se van tornando pardos pálidos y amarillos parduzcos (terminología Munsell Soil Color, 1990). Los hues son más rojizos en los horizonte intermedios (5YR), que en el horizonte superior (7.5YR). En los horizontes C los values se incrementan tanto en seco como en húmedo, apareciendo tonos más claros. El croma muestra tendencias distintas en seco y en húmedo: los horizontes superiores son más cromáticos mientras que en húmedo la tendencia es inversa. En algunos horizontes de este perfil se han apreciado manchas de color grisáceo en una matriz rojiza producidas por condiciones locales de gley (“pseudogley” de Douchafour, 1984).

## **IV.3.Fragmentos gruesos.**

**Horizonte Ap:** La *Grava gruesa* consiste sólo en clastos de cuarcita de esfericidad alta, forma equigranular, angulosos. Poco alterados. La *Grava media* presenta frecuentes clastos de cuarcita de esfericidad alta, forma equigranular, angulosos, poco alterados y con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos, de óxidos de hierro; frecuentes fragmentos de pizarra, de esfericidad media, forma discoidal, subangulosos, poco alterados y con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro; y muy pocos nódulos de carbonatos de esfericidad alta, forma equigranular, subangulosos. La *Grava fina* presenta pocos clastos de cuarcita y pocos granos de cuarzo, de esfericidad alta, equigranulares, angulosos; los clastos de cuarcita se observan poco alterados y con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos, de óxidos de hierro; pocos nódulos de carbonatos, esfericidad alta, equigranulares, angulosos y entre pocos y frecuentes fragmentos de pizarra, de esfericidad media, forma discoidal, subangulosos, poco alterados y con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro.

**Horizonte Bt1:** la *Grava media* contiene abundantes clastos de pizarra, esfericidad media, discoidales-laminares, subredondeados, moderadamente alterados con pocos

recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro y muy pocos clastos de cuarcitas, esfericidad alta, equigranulares, angulosos, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro. En la fracción *Grava fina* se describen frecuentes clastos de pizarra, esfericidad media-alta, discoidales-equigranular, subangulosos, moderadamente a muy alterados con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro y muy pocos clastos de cuarcitas, esfericidad alta, equigranulares, angulosos, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro.

**Horizonte Btg1:** la *Grava media* se compone de abundantes clastos de pizarra, esfericidad media-baja, alargados-laminares, subangulares, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos finos, discontinuos, de óxidos y carbonatos; muy pocos nódulos de carbonato, esfericidad media-alta, equigranulares, subangulares, poco alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro y pocos clastos de cuarcita , esfericidad media-alta, equigranulares, subangulares, poco alterados, con pocos recubrimientos finos, discontinuos de óxidos de hierro y carbonatos. La *Grava fina* presenta abundantes clastos de pizarra, esfericidad media-baja, alargados-laminares, subangulares, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos finos, discontinuos, de óxidos y carbonatos.

**Horizonte Btg2:** la *Grava gruesa* está compuesta por muy pocos clastos de cuarcita, esfericidad alta, equigranulares, subangulares, poco alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro; Pocos clastos de pizarra esfericidad baja, alargados, subangulares, laminares, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro y muy pocos clastos de arenisca, esfericidad media, discoidales, subredondeados, muy alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro. En la *Grava media* se describen abundantes clastos de pizarra, esfericidad baja, alargados, subangulares, laminares, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro y muy pocos clastos de arenisca, esfericidad media, discoidales, subredondeados, muy alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro. Por último, en la *Grava fina* encontramos de frecuentes a pocos clastos de pizarra, esfericidad baja, alargados, subangulares, moderadamente alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos

de óxidos de hierro; muy pocos clastos de cuarcita, esfericidad alta, equigranulares, subangulares, poco alterados, con pocos recubrimientos muy finos, discontinuos de óxidos de hierro.

**Horizonte 2Cg/Bt1:** la *Grava media* presenta clastos de pizarra muy abundantes, forma laminar-discoïdal, esfericidad media-alta, subangular, moderadamente alterados, con recubrimientos muy finos, muy pocos y discontinuos de óxidos de hierro; muy pocos clastos de cuarcita, forma equigranular-alargada, esfericidad media-alta, subangulares, poco alterados con muy pocos y discontinuos recubrimientos de óxidos de hierro y muy pocos nódulos de carbonatos, forma equigranular, esfericidad alta, subredondeados, poco alterados y con muy pocos y discontinuos recubrimientos de óxidos de hierro. La *Grava fina* contiene clastos de pizarra abundantes, forma laminar-discoïdal, esfericidad media-alta, subangular, moderadamente alterados, con recubrimientos muy finos, muy pocos y discontinuos de óxidos de hierro; pocos clastos de cuarcita, forma equigranular-alargada, esfericidad media-alta, subangulares, poco alterados con muy pocos y discontinuos recubrimientos de óxidos de hierro y, por último, pocos nódulos de carbonatos, forma equigranular, esfericidad alta, subredondeados, poco alterados y con muy pocos y discontinuos recubrimientos de óxidos de hierro.

**Horizonte 2C/Bt2:** en la *Grava gruesa* observamos algunos clastos de cuarcitas y filitas, mientras que en la *Grava media* existen clastos de cuarcitas muy abundantes, de forma equigranular, esfericidad alta, subangulosos, de poco a moderadamente alterados y pocos clastos de pizarra, de forma laminar, esfericidad media, subangulosos, de poco a moderadamente alterados y con pocos recubrimientos finos y discontinuos de óxidos de hierro y muy pocos de carbonatos. Finalmente, en la *Grava fina* hay abundantes clastos de cuarcitas, de forma equigranular, esfericidad alta, subangulosos, de poco a moderadamente alterados y pocos clastos de pizarra, de forma laminar, esfericidad media, subangulosos, de poco a moderadamente alterados. Pocos recubrimientos finos y discontinuos de óxidos de hierro y muy pocos de carbonatos.

**Horizonte 3C:** hay de pocos a frecuentes clastos de cuarcitas de tamaños de grava fina a gruesa, de forma equigranular y alta esfericidad, moderadamente alterados, con recubrimientos finos, abundantes y discontinuos de arcilla y óxidos de hierro. Abundantes clastos de pizarra de tamaños de grava media y fina, de forma discoïdal-laminar,

esfericidad alta, subredondeados y poco alterados con muy pocos recubrimientos muy finos y discontinuos de óxidos de hierro. Muy pocos nódulos de carbonatos de tamaño grava fina, esfericidad alta, equigranulares, angulosos.

#### IV.4. Caracteres analíticos.

Los datos analíticos del Perfil 1 se recogen en las **Tablas IV.1., IV.2. y IV.3**

**Tabla IV.1.**Granulometría.

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Ap	10	47	24	29	10,0	2.5	3.8	6.8	17.6	11.7	24.1	33.4	cl
Bt	37	46	54	0	37.0	2.8	7.0	9.0	10.1	4.9	23.5	42.6	c
Btg1	29	60	40	0	29.0	3.6	9.6	14.3	14.6	5.3	21.3	31.2	scl
Btg2	41	36	53	11	41.0	4.9	15.3	19.1	10.6	3.1	19.6	27.4	scl
2Cg/Bt1	4	85	15	0	4.0	1.9	4.2	8.3	16.7	10.4	31.4	27.0	l/cl
2C/Bt2	30	67	33	0	30.0	7.5	10.3	12.0	14.9	6.1	25.6	23.6	scl
3C	9	52	24	24	9.0	2.1	4.1	8.7	29.3	12.7	22.2	20.9	scl

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975): **Textura:** lcos = arenosa franco gruesa, sl= franco arenosa, fsl= franco arenosa fina, vsl= franco arenosa muy fina, gsl= franco arenosa gruesa, l= franca, scl= franco arcillo arenosa, cl= franco arcillosa, sic= arcillo limosa, c= limosa.

La **textura** (Tabla IV.1. y IV.4.) de la mayoría de los horizontes es franco arcillo arenosa, observándose en los horizontes superiores una textura franco arcillosa y arcillosa en el Bt. Así pues, excepto este último horizonte, todo el material del perfil se clasifica como de textura media (FAO, 1988). El horizonte Bt presenta los mayores contenidos en arcilla (42.6%), disminuyendo en profundidad hasta llegar a la mitad de este valor en el horizonte 3C (20.9%). El contenido de limo desciende suavemente desde la superficie hasta el horizonte 2Cg/Bt1, donde presenta el mayor contenido de todo el perfil (31.4%), y luego vuelve a descender hasta el horizonte 3C. La arena se comporta de forma no uniforme en el perfil, presenta dos picos que coinciden con el horizonte Btg2 y 3C.

Por otra parte, la mayoría de los horizontes de este perfil presentan películas de arcilla iluvial (todos menos Ap y 3C). Estos cútanos, todos ellos ferriarcilanes, se hacen más abundantes en el horizonte Bt, coincidiendo con la mayor proporción de arcilla (42,6%, según **Nettleton et al., 1969**, con ese porcentaje de arcilla deberían haberse destruido en los ciclos de secado-humectación. Pero poco potencial expansible y poca esmectita comparada con la illita en la arcilla). En Ap no se describen cútanos sino superficies de presión, los cútanos, evidentemente han desaparecido. En los horizontes Bt

inferiores sí hay cútanos, y no se han destruido porque en esas profundidades los ciclos de secado y humectación son menos intensos.

El contenido de **fragmentos gruesos** (Tablas IV.1. y IV.2.) varía desde el 4% en 2Cg/Bt1 al 41% en Btg2. Sus valores oscilan de forma completamente irregular (en “diente de sierra”) con la profundidad del suelo, si bien las diferencias más llamativas se producen en el horizonte 2Cg/Bt1 y 3C. En cuanto a las fracciones de los fragmentos gruesos, se observa un incremento neto de grava fina (2 – 5 mm) en 2Cg/Bt1 y 2 Cg/Bt2, mientras que en 3C el incremento más llamativo es el de grava gruesa (> 20 mm). Todas estas fracciones de la grava presentan una dominancia de clastos de pizarra, seguida por fragmentos de cuarcitas, aunque en el horizonte 3C aumenta significativamente la proporción de estos últimos con respecto a los primeros.

**Tabla IV.2.** % en peso de fragmentos gruesos según su origen litológico en los horizontes del perfil 1.

<i>Horizonte</i>	<i>Fragmentos de rocas carbonatadas</i>	<i>Fragmentos de rocas pelíticas</i>	<i>Fragmentos de cuarcitas</i>	<i>Granos de cuarzo</i>	<i>Fragmentos de otras litologías</i>
Ap	0.0	45.0	48.8	3.4	2.5 <sup>1</sup>
Bt1	0.0	86.4	13.4	0.0	0.0
Btg1	0.0	88.8	8.12	0.0	3.0 <sup>1</sup>
Btg2	0.0	83.4	8.9	0.0	7.7 <sup>2</sup>
2Cg/Bt1	0.0	78.9	10.2	0.0	11.0 <sup>1</sup>
2C/Bt2	0.0	91.5	8.5	0.0	0.0
3C	0.0	62.5	33.0	0.0	4.5 <sup>1</sup>

<sup>1</sup> nódulos de carbonatos

<sup>2</sup> areniscas

El horizonte superficial Ap se diferencia netamente de los subyacentes por el contenido de grava gruesa (29.4%), y por la mayor proporción de fragmentos de cuarcitas que de pizarras.

Las dos **discontinuidades litológicas** se han establecido en función de varios rasgos relacionados principalmente con la granulometría y la litología de los fragmentos gruesos (Tablas IV.1. y IV.2.). La primera discontinuidad aparece entre Btg2 y 2Cg/Bt1 y se manifiesta por un fuerte descenso del contenido de grava total, un incremento brusco de la fracción grava fina (a la vez que desaparece la grava gruesa y disminuye mucho la grava media) y en la aparición de algunos nódulos de carbonatos. La segunda discontinuidad

(horizonte 3C) se evidencia en base a un descenso notable de la grava total, un aumento brusco del contenido de grava gruesa que además refleja una litología con mayor proporción de cuarcita, y también en un incremento significativo de la arena muy fina (del 15 al 29% desde 2C/Bt2 a 3C, respectivamente).

El horizonte Bt aparece a escasa profundidad, lo que podría indicarnos la decapitación parcial del suelo. Las altas proporciones de arcilla del horizonte Ap podrían apoyar esta hipótesis, siendo muy plausible además que las intensas labores agrícolas hayan eliminado los vestigios de cútanos en este horizonte.

En los valores del **potencial de retención de agua** ( $\Psi_p^m$ ) a 33 kPa (**Tabla IV.3.**) se aprecia una gran influencia de la textura, principalmente del contenido de arcilla, mitigándose los efectos de la materia orgánica por su escaso contenido en el perfil. El valor máximo de humedad es de 21.78% correspondiente al horizonte Bt, que es el más arcilloso. Igual tendencia sigue el contenido de agua a 1500 kPa, cuyo valor máximo de humedad es 13.05%, también correspondiente al horizonte Bt. Ambos parámetros siguen las tendencias marcadas por el contenido de arcilla.

La tierra fina de los horizontes de este perfil tiene bajos contenidos en **carbono orgánico (C.O)** (**Tabla IV.3.**), entre el 0.51% (Ap) y el 0.12% (2Cg/Bt2). Los contenidos en **nitrógeno total** son, igualmente, bajos o muy bajos, oscilando entre el 0.07% (Bt1) y el 0.03% (Btg2). El C.O tiende a disminuir con la profundidad, mientras que el nitrógeno total, que es mayor en los dos horizontes más superficiales, no presenta ninguna tendencia (lo que puede atribuirse a valores tan bajos). Ambos elementos, relacionados con los horizontes organominerales, presentan valores bajos propios de suelos cultivados en clima mediterráneo, donde, por una parte, se acelera la mineralización gracias a las relativamente altas temperaturas medias y a la remoción provocada por la labranza y, por otra parte, existe poca materia orgánica disponible para que se incorpore al suelo.

La tierra fina de los horizontes presenta contenidos medios de **hierro libre** extraído con citrato-ditionito (que extrae formas cristalinas y amorfas de hierro libre), estando los valores por encima del 2%, mientras que presenta bajos valores del mismo en la extracción con oxalato (menores del 0.5%). Esto nos indica que las fases son en su mayoría cristalinas. El valor medio de las diferencias entre las formas libres de hierro estimadas por

ambos métodos son las máximas en este perfil, siendo el horizonte Bt1 el que presenta el valor máximo de la cronosecuencia. Esto le confiere un carácter rubificado al suelo, que presenta un máximo en el horizonte Bt (3.52%). Además, se aprecia una tendencia a disminuir con la profundidad, paralela a la disminución del contenido de arcilla. Esto se explica por la movilización conjunta de ambas fases en el perfil, que forma cútanos de tipo ferriarcilán.

Los contenidos de **aluminio libre** en tierra fina presentan valores medios en el perfil bajos (0.65 y 0.27% en citrato-ditionito y en oxalato, respectivamente). Los valores por horizonte de la fracción citrato-ditionito, al contrario que en el hierro libre, mantienen una tendencia ascendente con la profundidad, siendo el valor máximo el del horizonte Btg2. La diferencia entre ambas fracciones nos indica que, excepto en el horizonte Ap, existen cantidades relativamente similares de formas amorfas y cristalinas (la diferencia no es tan manifiesta como en el caso del hierro libre), si bien es posible un ligero predominio de estas últimas. Además, la diferencia entre fracciones (% citrato-ditionito menos %oxalato) se incrementa con la profundidad (excepto en 3C), lo que podría indicar que se produce un enriquecimiento en formas libres alumínicas cristalinas.

El **sílice libre** es el menos abundante de los óxidos libres analizados en la tierra fina. Sus contenidos no superan en ningún caso (ni en la fracción citrato-ditionito ni oxalato) el 1% y en el caso del sílice extraído con oxalato apenas llegan al 0.04%. La fracción citrato-ditionito presenta un máximo en Btg2 (0.74%), pero los contenidos de ambas fracciones no muestran una tendencia clara en el perfil. Las diferencias, relativamente elevadas (sobre todo en Btg1), pueden indicarnos la existencia de pocas formas amorfas pero una cierta cantidad de formas cristalinas fácilmente atacables.

Los valores de **fósforo asimilable** no se consideran elevados a efectos taxonómicos, ya que no superan en ningún horizonte los 1500 mg/kg, el límite de diagnóstico del epipedon Antrópico (**Soil Taxonomy, 1998**), ni los 250 mg/kg, límite para el horizonte A Fímico (**FAO, 1988**) o Plágico (**FAO, 1998**). Sin embargo hemos de precisar que no conocemos hasta qué punto son comparables los resultados del método aplicado (Olsen) con respecto al método de extracción al que se refieren ambas taxonomías (extracción con ácido cítrico al 1%).

Desde el punto de vista agronómico, los contenidos de fósforo (extraídos por este método) para suelos de secano de texturas medias y finas son considerados de altos en los horizontes superficiales Ap y Bt1, muy altos en Btg1 y normales en el resto de horizontes (Watanabe-Olsen, 1965). Los altos niveles de fósforo de los horizontes superiores reflejan el persistente abonado al que está sometido el suelo. El hecho de que, de forma general, los mayores contenidos de fósforo se presenten en los horizontes más arcillosos y con mayor contenido de hierro libre extraído con citrato-ditionito (Ap, Bt1 y Btg1), se relaciona con la adsorción por parte de los óxidos de hierro de la parte más importante de fósforo en suelos aluviales no calcáreos (Peña y Torrent, 1984).

En este perfil se aprecian muy bajos contenidos en **carbonatos (CaCO<sub>3</sub> equi.)**, no superando en ningún caso el 2.3% del horizonte 2Cg/Bt1, que es el nivel más inferior que llega a manifestarlos (probablemente por la presencia de unos escasos nódulos). Si, como hemos destacado anteriormente, este perfil presenta un marcado carácter iluvial, debería mostrar un lavado en profundidad. El hecho de presentarse en niveles superiores es indicativo de la existencia de contaminación por aportes en superficie (debido a enmiendas agrícolas o, más probablemente, al polvo atmosférico decantado), con lo que no se puede deducir la antigüedad de los mismos. (descarbonatación inicial, rápida y total, seguida de iluviación; seguida de uno o varios episodios de recarbonatación atmosférica, freática o antrópica que es lo que se está lavando actualmente).

El **pH** de la tierra fina de este suelo presenta valores próximos a la neutralidad, si bien en el Ap es medianamente alcalino (7.9). El menor valor los presenta el Bt (6.8), clasificándose en el rango de los materiales ligeramente ácidos. No se aprecian claras tendencias en profundidad. El repunte del pH en 3C, a pesar de la total descarbonatación, posiblemente se deba a la hidrólisis de minerales primarios. La **conductividad eléctrica (C.E)** en todos los horizontes está muy por debajo del límite de la clase normal (2 dSm<sup>-1</sup>).

En lo referente a la **Capacidad de Cambio de Cationes (CEC)**, observamos que la tierra fina de este perfil presenta unos valores ligeramente bajos, siendo de tipo medio en los horizontes superiores (debido, principalmente, al mayor contenido de arcilla).







## IV.5. Composición mineralógica.

A continuación se comentarán los resultados obtenidos mediante difracción de rayos X (DRX), empleando la técnica del polvo desorientado, de cada una de las fracciones granulométricas de los horizontes del perfil. Los resultados se exponen en las **Tablas** de la **IV.5.** a la **IV.11.**

Los minerales que destacan en el total de la fracción tierra fina (<2 mm) son los laminares (que incluye, como principales fases, los filosilicatos mica, paragonita, esmectita y caolinita) y el cuarzo. Los **laminares** superan en todos los horizontes el 50% del total (con una media del 57%), lo cual concuerda con las texturas finas (arcillosas, franco arcillosas y franco arcillo arenosas) del perfil, mientras que el **cuarzo** supone entre el 20 y 30% (con una media del 27%).

**Tabla IV.5.** Mineralogía (%) de tierra fina (<2 mm) del Perfil 1. Técnica del polvo desorientado

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	58	31	6	trazas	2	3	trazas	trazas	trazas
Bt1	57	17	8	1	2	13	trazas	1	1
Btg1	65	24	3	trazas	1	3	trazas	3	trazas
Btg2	57	26	5	4	3	3	trazas	1	1
2Cg/Bt1	51	31	9	trazas	2	3	trazas	3	1
2C/Bt2	51	29	8	2	2	3	trazas	3	1
3C	58	30	3	1	2	4	trazas	1	1
media	57	27	6	1	2	5	trazas	2	1

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Estos valores son muy parecidos a los de la fracción grava fina (57 y 31% para laminares y cuarzo, respectivamente) y, algo menos, a los de la grava media (laminares 50% y cuarzo 41%), lo que en cierta medida, nos indica que en general, la constitución mineralógica del perfil es heredada del material original.

**Tablas IV.6.** Mineralogía de grava media (%) del Perfil 1. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	29	52	3	4	8	4	trazas	trazas	trazas
Bt1	42	51	4	trazas	2	1	trazas	trazas	trazas
Btg1	44	40	6	trazas	2	2	trazas	7	trazas
Btg2	61	28	5	trazas	4	1	trazas	1	trazas
2Cg/Bt1	50	41	4	trazas	4	2	trazas	trazas	trazas
2C/Bt2	59	33	4	trazas	3	2	trazas	trazas	trazas
3C	51	40	4	trazas	2	2	trazas	trazas	trazas
media	48	41	4	1	4	2	trazas	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**Tablas IV.7.** Mineralogía de grava fina (%) del Perfil 1. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	53	36	4	2	1	3	trazas	2	trazas
Bt1	52	35	3	1	trazas	4	trazas	4	trazas
Btg1	63	28	4	trazas	trazas	3	trazas	2	trazas
Btg2	55	34	4	trazas	1	2	trazas	4	trazas
2Cg/Bt1	61	23	6	trazas	2	1	trazas	7	trazas
2C/Bt2	58	33	6	trazas	1	2	trazas	trazas	trazas
3C	56	30	8	trazas	1	2	trazas	2	trazas
media	57	31	5	trazas	1	2	trazas	3	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

El máximo valor de laminares en todas las fracciones (excepto en el limo) lo da el horizonte Btg1, y el más enriquecido en cuarzo es el horizonte Ap, también en todas las fracciones granulométricas (excepto la arcilla). El alto % de cuarzo en el horizonte superior puede ser heredado del material original y de la grava (la grava media, enriquecida en clastos de cuarcitas, presenta un 52% de cuarzo en este horizonte) o provenir del polvo atmosférico (ventifactos).

**Tabla IV.8.** Mineralogía de arena gruesa (2000-250 $\mu$ m) (%) del Perfil 1. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	29	62	2	trazas	1	5	trazas	trazas	trazas
Bt1	41	54	3	trazas	1	1	trazas	trazas	trazas
Btg1	70	26	1	trazas	1	1	1	1	trazas
Btg2	55	38	3	1	trazas	2	trazas	trazas	trazas
2Cg/Bt1	49	42	4	trazas	trazas	2	trazas	3	trazas
2C/Bt2	41	52	2	trazas	1	3	trazas	1	trazas
3C	48	47	2	trazas	trazas	2	trazas	trazas	trazas
media	48	46	2	trazas	1	2	trazas	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

La fracción arena fina es la que, con diferencia, presenta un mayor contenido medio en cuarzo, con una media del 62% y valores por horizontes habitualmente superiores al 60% y que llegan hasta el 78% (Ap). Además es la única fracción donde los contenidos en cuarzo superan a los de laminares en todos los horizontes. Dado que esta fracción granulométrica es muy fácilmente transportada por el viento, es probable que buena parte del enriquecimiento en cuarzo del horizonte Ap antes resaltado se deba a este proceso (ventifactos).

**Tabla IV.9.** Mineralogía de arena fina (250-50 $\mu$ m) (%) del Perfil 1. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	14	78	1	trazas	trazas	5	2	trazas	trazas
Bt1	22	69	3	trazas	1	6	trazas	trazas	trazas
Btg1	39	54	2	trazas	trazas	3	trazas	1	trazas
Btg2	35	48	5	trazas	3	8	1	trazas	trazas
2Cg/Bt1	31	63	1	trazas	trazas	3	trazas	1	trazas
2C/Bt2	27	64	3	trazas	1	5	trazas	1	trazas
3C	28	57	2	trazas	trazas	12	trazas	trazas	trazas
media	28	62	2	trazas	1	6	trazas	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

La fracción arena gruesa es, sin embargo, más rica en laminares que la arena fina (48% de valor medio), por lo que se asemeja más a la tierra fina y a la grava que la arena fina.

Exceptuando la arena fina, el resto de fracciones presenta una tendencia previsible para los valores medios en el perfil de laminares y cuarzo: un incremento progresivo desde la arena gruesa a la arcilla en laminares (48, 50 y 80% en arena gruesa, limo y arcilla, respectivamente), parejo a una disminución en cuarzo (46, 35 y 7% respectivamente).

**Tabla IV.10.** Mineralogía de la fracción limo (20 - 2 µm) del perfil 1. Técnica del polvo desorientado

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	81	9	5	trazas	3	2	trazas	1	trazas
Bt1	76	8	6	2	4	4	trazas	1	trazas
Btg1	84	9	4	trazas	1	1	trazas	trazas	trazas
Btg2	81	6	6	trazas	5	1	trazas	1	trazas
2Cg/Bt1	81	4	5	3	4	2	trazas	1	trazas
2C/Bt2	79	6	5	1	6	2	trazas	2	trazas
3C	75	4	10	2	3	3	trazas	2	trazas
media	80	7	6	1	4	2	trazas	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

La forma libre y cristalina de hierro que predomina en la tierra fina, con cantidades semejantes en la fracción arcilla, es la **goethita**, detectándose muy pequeñas cantidades de **hematites** (entorno al 1%, difíciles de estimar por su escasez). Los contenidos en estas formas de hierro en arenas y limos son menores aún. El hecho de que los valores en estas fases en la arcilla no sean significativamente mayores a los de la tierra fina (cuando debería producirse un enriquecimiento con respecto a esta) puede achacarse a los bajos % estimados, muy cercanos al propio error metodológico (entorno al 5%).

**Tabla IV.11.** Mineralogía de la fracción arcilla (> 2 µm) del perfil 1. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	25	65	1	1	trazas	5	trazas	2	trazas
Bt1	48	32	3	trazas	9	3	trazas	4	trazas
Btg1	55	27	4	trazas	6	4	trazas	4	trazas
Btg2	54	28	3	1	7	3	trazas	4	trazas
2Cg/Bt1	62	20	5	trazas	8	5	trazas	trazas	trazas
2C/Bt2	51	37	2	trazas	6	2	trazas	trazas	trazas
3C	51	34	5	trazas	6	4	trazas	1	trazas
media	50	35	3	trazas	6	4	trazas	2	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Los feldespatos se presentan, como norma general, en muy bajas proporciones en todas las fracciones granulométricas del perfil. De hecho, la cantidad de **feldespato sódico** (albita) es incuantificable en todos los horizontes y fracciones (excepto en la arena fina del Ap con el 2%), siendo la fracción más rica en **feldespato potásico** la arena fina. En este sentido, muestra un comportamiento parecido al cuarzo. También, como ocurría con el cuarzo, aparecen más feldespato potásico en la arena fina que en las gravas, lo que podría indicarnos una procedencia similar (eolismo). Los feldespatos, especialmente la albita, al igual que la **clorita**, son considerados minerales alterables, por lo que sus bajos porcentajes en todas las fracciones pueden indicarnos, además de su poca abundancia en el material parental, un grado de alteración relativamente avanzado en este suelo.

Por último, podemos destacar la presencia de una escasa cantidad de **calcita**, inferior en todos los casos al 5%, pero que se acumula principalmente en aquellos horizontes con presencia analítica de carbonatos y algún rasgo morfológico relacionado como manchas o nódulos (alrededor del 3% en Btg1 y 2Cg/Bt1). Los datos mineralógicos son, por tanto, consistentes con los analíticos y morfológicos.

## **IV.6. Balance Hídrico. Clasificación edafoclimática.**

**Reserva del suelo de la Terraza 1.** Según la descripción morfológica, la profundidad que consideramos probable que exploren las raíces coincide con el espesor del solum (horizontes Ap, Bt, Btg1 y Btg2, hasta los 125 cm). Con estos espesores y el agua util de los mencionados horizontes (**Tabla IV.3.**) calculamos 108 mm de reserva del suelo. En la página siguiente aparece el balance hídrico para este suelo.

El periodo de Uso de la reserva comienza el día 20 de abril (a una tasa de ETP homogénea de 2.05 mm/día, 40,3 mm de precipitación duran 19,6 días), el Déficit comienza el día 3 de junio, la Recarga de la reserva podemos considerarlo el 15 de octubre (Soil Survey Staff, 1998) y el Sobrante comienza el 28 de Diciembre (72,3 mm que le faltan a la reserva a principios de mes a una tasa neta de recarga de 3,08 mm/día). Debido a la existencia de un horizonte de baja permeabilidad con rasgos de hidromorfía (Btg), el exceso del periodo desde diciembre a marzo puede no ser drenado del suelo por percolación y es posible que se provoque un cierto encharcamiento superficial. Este efecto posiblemente incrementaría la alteración de los minerales de estos horizontes, así como una hipotética escorrentía superficial y erosión hídrica incluso en muy baja pendiente.

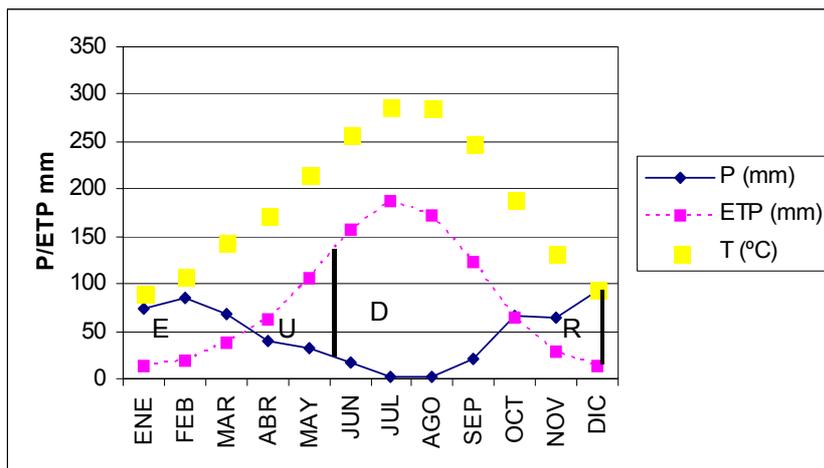
**Sección control del suelo P1:** Según se indica en Soil Survey Staff (1998) en el caso de no existir capas endurecidas, el límite superior de la sección control se haya en la profundidad que alcanza el frente de humectación de 25 mm que se añaden a un suelo completamente seco, tras drenar durante 24h; el límite inferior es la profundidad del frente cuando se añaden 75 mm, drenando durante 48 horas. En base a estas directrices, la sección control se sitúa entre 21 y 75 cm.

**Termoclima del suelo P1.** A falta de datos precisos referentes a la temperatura del suelo, la estimamos según el procedimiento explicitado en Soil Survey Staff (1998): la temperatura media anual del suelo se calcula añadiendo 1° C a la atmosférica, lo que nos da 19.5 °C; la media estival se obtiene restando 0.6 °C a la media estival atmosférica (27.3°C) lo que da 26.8°C; y por último, la media invernal se obtiene restando la diferencia entre la media edáfica estival y la media edáfica anual a la misma media edáfica anual, es decir, una temperatura de 12.2 °C.

**Clasificación edafoclimática del P1.** El suelo cumple los siguientes criterios: los inviernos son húmedos y fríos y los veranos cálidos y secos, la sección control está completamente seca 45 días consecutivos a partir del 21 de Junio (existe un fuerte déficit en los meses de Julio, Agosto y Septiembre); la sección control esta húmeda, al menos en parte, durante tres meses (por ejemplo, Enero, Febrero y Marzo en los que hay exceso) dado que la temperatura media anual del suelo es mayor de 8°C y la media anual es menor de 22°C y la diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno es más de 6°C. Con estas condiciones, el régimen de Humedad del suelo es **Xérico**. En cuanto al régimen térmico, se cumple que: la media edáfica anual está entre 15 y 22°C y tiene una amplitud térmica entre invierno y verano es mayor de 6°C. El régimen es **Térmico**.

## Balance hídrico

	Balance Hídrico T1											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
T <sup>a</sup>	9.1	10.7	14.3	17.2	21.6	25.7	28.8	28.5	24.8	18.9	13.3	9.5
Pp	74.7	85.2	69.0	40.3	31.6	16.5	2.7	1.3	20.6	65.7	63.5	92.6
ETP	12.7	19.4	38.6	61.7	106.1	156.4	187.2	173.1	122.4	63.8	28.3	13.5
R	108	108	108	86.6	12.1	0	0	0	0	1.4	37.1	108
ΔR	0	0	0	21.4	-74.5	-12.1	0	0	0	1.4	35.7	72.3
Ex	62	65.8	30.5	0	0	0	0	0	0	0	0	8.2
Df	0	0	0	0	0	28.6	184.6	171.8	101.8	0	0	0
ETR	12.7	19.4	38.6	61.7	72.2	16.5	2.7	11.3	20.6	63.8	28.3	13.5



## IV.7. Clasificación.

### *IV.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources. 1998.*

A continuación se clasificará el perfil por los dos sistemas de referencia más empleados a escala mundial, efectuándose un breve comentario crítico sobre el resultado de la clasificación.

Horizonte superficial: no cumple, tras mezclar los primeros 20 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: value húmedo menor de 3.5, ni croma húmedo menor de 3.5, ni % de carbono orgánico mayor de 0.6. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. A pesar de que el suelo está cultivado desde antiguo, no se considera de tipo antropopedogénico por las siguientes razones: no contiene de forma usual restos de actividad humana, ni presenta una clara evidencia de aportes continuos de material que supongan una elevación significativa del terreno (suponemos que la no-uniformidad textural con la profundidad se debe a procesos naturales. Esta no-uniformidad textural se manifiesta principalmente en que el horizonte superficial está enriquecido en grava gruesa frente a las otras fracciones de grava, y en un cambio en la litología de esta grava, que es más cuarcítica), ni ha sido sometido a irrigación intensiva ni a riego por inmersión.

Sí cumple las siguientes condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 20 cm de suelo mezclados: carencia de estratificación fina, croma mayor de 3.5 en húmedo, value mayor de 3.5 en húmedo y contenido de carbono orgánico menor de 0.6%.

Horizontes subsuperficiales: la diferenciación textural en cuanto al contenido de arcilla con respecto al horizonte superficial, y la presencia de claros indicios de iluviación de arcilla (ferriarcilanes) nos induce a pensar que existe un horizonte Árgico. Este horizonte cumple los siguientes requerimientos: espesor mayor de la décima parte del horizonte superior y mayor de 7.5 cm, ausencia de la estructura de roca en más de la mitad del volumen, textura más fina que franco-arenosa con más del 8% de arcilla en valor absoluto, una proporción de arcilla mayor de 1.2 con respecto al contenido de arcilla del horizonte suprayacente y, por último, un incremento neto de arcilla dentro de una distancia vertical de 30 cm si la arcilla procede de iluviación. La naturaleza claramente iluvial de la arcilla se pone de

manifiesto en que los cútanos son continuos en las caras de los agregados, además de las evidencias ultramicroscópicas expuestas en el capítulo X (el estudio microscópico en lámina delgada o, mejor aún (Birkeland, 1999), mediante microscopio electrónico de barrido –SEM- es especialmente necesario cuando sabemos que ha existido erosión de los horizontes superficiales). Por todo lo anterior, diagnosticamos un horizonte **Árgico**. Por otra parte, se descarta la presencia de un horizonte **Álbico** suprayacente al horizonte **Árgico**, ya que no cumple, entre otras, las exigencias de valores en seco y húmedo superiores a 6. También se descarta la presencia de un horizonte **Cálcico**, debido a la práctica decarbonatación de todo el perfil.

Propiedades de Diagnóstico: el horizonte **Ócrico** cumple todos los requerimientos de las propiedades **Áridicas**, excepto actividad eólica manifestada como una cantidad apreciable de arena media y gruesa rellenando las grietas del perfil (existe una proporción significativa de arena media y gruesa de cuarzo, pero, como evidencia el estudio con SEM, esta se encuentra preferentemente en la matriz del interior de los peds). Tampoco podemos diagnosticar propiedades **Gleycas** o **Stagnicas** debido a la poca abundancia de manchas (en suelos laboreados deberían presentarse en todos los horizontes). Se detectan nódulos de carbonatos, especialmente en el horizonte **2Cg/Bt**, pero en muy poca cantidad en volumen, luego tampoco posee como propiedad diagnóstica **Carbonatos Secundarios**. Por lo tanto, no presenta ninguna Propiedad de diagnóstico.

Material de Diagnóstico: No presenta ningún material de diagnóstico.

Grupo de Referencia del Suelo: la anterior combinación de horizontes, propiedades y materiales de diagnóstico hacen que el perfil 1 se clasifique dentro del Grupo de los **Luvisoles**: tiene un horizonte **Árgico** dentro de los 100 primeros cm desde la superficie del suelo y con una CEC igual o mayor de  $24 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$  de arcilla.

Cualificadores para nombrar las Unidades de Suelos: **Profondic**, debido a que tiene un horizonte **Árgico** en el que el contenido de arcilla no desciende más del 20% relativo al máximo dentro de los primeros 150 cm; **Cutanic**, pues presenta películas de arcilla en el horizonte **Árgico**. **Chromic**, el horizonte B tiene hue 7.5YR y croma húmedo mayor de 4 ó hue mayor de 7.5YR.

La clasificación de este suelo sería, por tanto, **Profondi-Chromic Luvisol (Cutanic)**.

#### ***IV.7.2. Clasificación FAO 1988.***

Horizontes de diagnóstico: el horizonte de diagnóstico superficial se define con los mismos criterios que el horizonte superficial en el WRB (1998), siendo un **horizonte A ócrico**. La diferencia más apreciable para definir el **horizonte B Árgico**, es que WRB aumenta la exigencia en el contenido de arcilla iluvial a un 5% de las superficies (en la presente clasificación basta un 1%). El horizonte B Árgico tendría un espesor de 107 cm (desde 18 cm ócrico hasta el Cg/Bt1)

Propiedades de diagnóstico: presenta minerales alterables (76% laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1).

Clasificación: se clasifica dentro del Grupo de los **Luvisoles** porque: tiene un horizonte Árgico con una CEC igual o mayor de  $24 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  de arcilla y un grado de saturación de bases mayor del 50%. Dentro de este Grupo de suelos, pertenece a la Unidad de **Luvisoles Crómicos**, porque cumple el siguiente criterio: un horizonte B Árgico de color pardo fuerte a rojo (suelos *molidos* con hue 7.5YR y croma mayor de 4 ó hue mayor de 7.5YR; si no cumpliera esto último quedaría en Luvisol háplico).

#### ***IV.7.3. Clasificación Soil Taxonomy. Soil Survey Staff, 1998.***

Horizonte de diagnóstico superficial (Epipedon): no cumple, tras mezclar los primeros 18 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: value húmedo menor de 3, ni croma húmedo menor de 3, ni al menos dos unidades menos de croma en seco que el horizonte C, ni un 0.6 % de carbono orgánico más que C. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. Sí cumple las siguientes condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 18 cm de suelo mezclados: croma mayor de 3 en húmedo, value mayor de 3 en húmedo y al menos dos unidades menos de croma en seco que el horizonte C, con menos del 0.6 % de carbono orgánico que C.

Horizonte de diagnóstico subsuperficial (Endopedon): la presencia de claros indicios de iluviación de arcilla y el elevado porcentaje de arcilla filosilicatada nos induce a pensar que existe un horizonte Argillico. Este horizonte cumple los siguientes requerimientos: espesor

mayor de la décima parte del horizonte superior y mayor de 7.5 cm. La naturaleza claramente iluvial de la arcilla se pone de manifiesto en que los cútanos son continuos en las caras de los agregados, además de las evidencias ultramicroscópicas expuestas en el capítulo X . Por todo lo anterior, diagnosticamos un horizonte **Argílico**. También se descarta la presencia de un horizonte Cálxico, debido a la práctica decarbonatación de todo el perfil.

Características de diagnóstico: Se detectan nódulos de carbonatos, especialmente en el horizonte 2Cg/Bt1, pero en muy poca cantidad en volumen, luego no posee como propiedad diagnóstico Carbonatos Secundarios. Presenta **discontinuidades litológicas** en 2Cg/Bt1 y 3C manifiestas en las notables variaciones en la grava total, en la granulometría de la fracción grava fina y en la granulometría y la composición litológica de la grava gruesa (proporción entre clastos de cuarcitas/pizarras) y también

en la fracción arena muy fina. Presenta una significativa cantidad de cuarzo (mineral resistente) en la fracción de 0.02 a 2.0 mm ( $\approx$  50%) y a la vez de minerales alterables (76% laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1). Presenta un régimen de humedad del suelo **Xérico** y un régimen de temperatura **Térmico**.

Clasificación: presenta un horizonte Argílico con una saturación de bases mayor del 35%, criterio que basta para incluirlo en el orden **Alfisoles**. Presenta un régimen de humedad Xérico, por lo que pertenece al Suborden **Xeralfs**. Cumple los siguiente criterios del Gran grupo de **Palexeralfs**: el descenso en el contenido de arcilla con la profundidad hasta los 150 cm no es del 20% o más con relación al horizonte con mayor contenido absoluto de arcilla (máximo, 42.6% Bt, mínimo 27% 2Cg/Bt1) y la base del horizonte a más de 150 cm de profundidad. Pertenece al subgrupo de **Haplic Palexeralfs** por su incremento suave en el contenido de arcilla en su límite superior.

Se considera interesante, dados los objetivos del trabajo, establecer la familia del suelo en función de las clases textural y mineralógica. Para ello ha de establecerse la sección control, que es idéntica para ambas clases.

La sección control estaría constituida por los 50 primeros cm del argílico (Alfisoles con un argílico de más de 50 cm, cuyo límite superior está dentro del primer metro de

profundidad y su límite inferior a más de 25 cm). En toda la sección control, el perfil posee menos del 35% del volumen en fragmentos gruesos (en algunos horizontes existen “abundantes f. gruesos” pero suponemos que menos del 35%) y posee una textura entre arcillosa y franco arcillo arenosa con el 39.4% de arcilla. Lo anterior corresponde a la clase textural **Fina (Fine)**.

En la sección control mineralógica (que es la misma que la textural) existe mas de la mitad de peso de illita, ya que la mica (que es principalmente illítica) supone más del 75% de la fracción limo y más del 65% de la fracción arcilla, y entre ambas suponen más del 50% del peso de la tierra fina (para todo el horizonte argillico, y por supuesto, para la sección control). La familia mineralógica es **illitica**. Por último, la clase de temperatura es **Thermic**.

El perfil 1 se clasifica, por tanto, como **Fine, Illitic, Thermic, Haplic Palexeralf**.

## **IV.8. Comentario general del perfil.**

Estamos ante un suelo muy viejo, desarrollado sobre una terraza fluvial que presenta rasgos poco habituales: relieve circundante ondulado y pendiente media del 3%. La existencia de actividad neotectónica (fallas) en esta superficie, confirma su antigüedad y explica su relieve ondulado.

Estos factores condicionan que el perfil, muestreado en la parte alta de una loma muy suave, presente signos de erosión hídrica laminar moderada.

La erosión sufrida se evidencia repetidamente en base a datos morfológicos y analíticos: 1) el horizonte más arcilloso (Bt) se presenta sólo a 14 cm de la superficie, siendo además el horizonte más superficial (Ap) el segundo horizonte con mayor contenido de arcilla de todo el perfil; 2) a partir de Bt, disminuye de forma regular y progresiva el contenido de arcilla en el perfil; 3) esta tendencia también se da en las propiedades estrechamente relacionadas con el % de arcilla: potencial de retención de agua a 33 y 1500 kPa, hierro libre y CEC.

La erosión puede ser considerada en algunas circunstancias como un rasgo de edafogénesis regresiva en una cronosecuencia, ya que puede provocar una pérdida neta de constituyentes. En este caso, se ve agravada por el desarrollo de una capa de baja permeabilidad (Bt y Btg) que puede provocar un incremento en la humedad de los horizontes superiores hasta el punto de incrementar la escorrentía superficial (agravando por tanto la pérdida de material). Esto puede manifestarse, como en nuestro caso, en un contenido de arcilla máximo en el Bt superior (Birkeland, 1999). Sin embargo, dadas las pruebas de actividad tectónica, la erosión en este perfil también puede atribuirse a un cambio en el factor formador relieve (topocronosecuencia), más que a un proceso regresivo intrínseco, o a la acción simultánea de ambos.

El proceso edafogenético más importante que ha conformado este suelo ha sido la ilimerización. Todos los horizontes del perfil, excepto el más profundo (3C), muestran rasgos muy evidentes de iluviación de arcilla y de formas libres de hierro (ferriarcilanes), siendo muy probable que el horizonte Ap presentase cútanos antes de sufrir una degradación de su estructura por la práctica agrícola. La pertenencia del suelo al grupo de

los Palexeralf (**Soil Survey Staff, 1998**) ilustra el avanzado desarrollo alcanzado por la ilimerización en este suelo.

El extenso proceso de iluviación de arcilla habría condicionado un lavado previo de los carbonatos del suelo. De haberse producido, este lavado habría sido total, pues no existe un perfil típico de acumulación en profundidad (de hecho, los dos horizontes inferiores están completamente descarbonatados).

Ocasionalmente, se describe un enriquecimiento muy leve en carbonatos, con aparición de rasgos morfológicos tales como manchas o escasos nódulos que afectan principalmente a los horizontes Btg1 y Cg/Bt11. La acumulación en estos horizontes puede deberse a la existencia de una capa de agua colgada (pseudogley) que impide el lavado a mayor profundidad (Boettinger, 2002). Como la capa de agua colgada se debe a la disminución brusca de la permeabilidad provocada por la iluviación de arcilla, estas acumulaciones de carbonatos serían posteriores al proceso mismo de ilimerización. El origen de los carbonatos suele atribuirse a un aporte superficial, en forma de polvo o disuelto en el agua de lluvia (Gile et al. 1966). Este ligero proceso de recarbonatación debe ser, en todo caso, o poco intenso, o relativamente reciente en el tiempo, pues no ha llevado al desarrollo de ningún rasgo más de evolución morfológica de carbonatos (Harden y Taylor, 1983).



## **V. PERFIL 2.**



## **V.1. Descripción geográfica de la terraza 2.**

La terraza 2 ocupa una estrecha franja que se extiende a lo largo de todo el sector y cuya anchura varía entre 0.5 y 1.5 Kilómetros. Tiene una superficie de 1636 Ha incluidas en nuestro área de estudio, y un perímetro de unos 45 Km. La altura de la terraza está entre los 230 y 235 metros, es decir, a unos 30 o 35 metros sobre el nivel del río. La pendiente media es siempre menor del 2%.

Esta terraza también se encuentra exclusivamente al lado norte del río en el área estudiada.

## V.2. Caracteres morfológicos.

### V.2.1. Caracteres generales.

**Ubicación:** Finca y casa de Esteban.

**Coordenadas UTM:** 30SVH15119.

**Altitud:** 230 metros.

**Orientación:** Sur.

**Posición fisiográfica:** Terraza fluvial, degradada, ligeramente convexa.

**Topografía del terreno circundante:** Ondulado.

**Microtopografía:** Surcos provocados por el arado y rodadas de tractor.

**Pendiente:** 3%, clase 2, suavemente inclinado.

**Vegetación:** Cultivo de algodón con nuevas plantaciones de olivar.

**Clima:** Mediterráneo xérico.

**Material de partida:** Aluviones de terraza que forman costra caliza en la parte superior de la misma.

**Drenaje:** Clase 2: imperfectamente drenado.

**Condiciones de humedad del suelo:** Húmedo a partir de los 50 cm.

**Profundidad de la capa freática:** desconocida y a más de 6 metros.

**Pedregosidad:** Clase 0: ninguna o con muy pocas piedras.

**Rocosidad:** Clase 0: sin afloramientos rocosos en superficie.

**Evidencias de erosión:** Erosión hídrica laminar moderada-ligera.

**Presencia de sales o álcalis:** No se aprecia.

**Influencia Humana:** Zona de cultivo y paso de tractores entre olivos.

***V.2.2..Descripción de los Horizontes del suelo.***

*Horizonte Ap.* Profundidad de 0 a 26 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 4/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Manchas de color amarillo rojizo (7,5YR 7/8) en seco y amarillo rojizo (5YR 6/8) en húmedo, pertenecientes a carbonatos mezclados con las arcillas. Los carbonatos proceden de los horizontes Ck subyacentes, levantados por el subsolado y en proceso de redisolución. En estas zonas amarillo rojizas se produce una efervescencia débil con el ácido clorhídrico. Textura franco arcillosa. Consistencia muy dura en seco y muy firme en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques subangulares gruesos, moderada. Frecuentes poros intersticiales, finos y muy finos. Frecuentes fragmentos rocosos, tamaño grava, subredondeados, inalterados, de naturaleza silícea y fragmentos de costra subredondeado, muy alterada. Ligeramente carbonatado, debido a tales fragmentos de costra que están redisolviéndose. Aparecen pocas raíces medianas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Bt1.* Profundidad de 26 a 46 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 4/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Manchas de color amarillo rojizo (7,5YR 7/8) en seco y amarillo rojizo (5YR 6/8) en húmedo y manchas de color amarillo pálido (2,5Y 7/4) en seco y pardo oliva claro (2,5Y 5/4) en húmedo. Textura arcillosa. Consistencia muy dura en seco y friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques angulares gruesos, moderada. Continuos cútanos, delgados, en caras de agregados y poros, de presión y de iluviación, ferriargilanes. Pocos poros muy finos, intersticiales y tubulares. Frecuentes fragmentos gruesos, tamaño grava, subredondeados, inalterados, de naturaleza silícea y fragmentos de costra subredondeada, muy alterada. Aparecen muy pocos nódulos de manganeso pequeños y negros. Horizonte ligeramente carbonatado (fragmentos de costra en redisolución). Pocas raíces medianas. Límite inferior gradual y plano.

*Horizonte Btg.* Profundidad de 40a 50/65 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 4/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Aparecen pocas manchas de carbonatos color amarillo rojizo (7,5YR 7/8) en seco y amarillo rojizo (5YR 6/8) en húmedo y muchas manchas de hidromorfia de color amarillo pálido (2,5Y 7/4) en seco y pardo oliva claro (2,5Y 6/4) en húmedo. Textura arcillosa. Consistencia muy dura en seco y muy firme en húmedo, de adherente a muy adherente y plástica. Estructura en bloques subangulares

medianos, fuerte. Cútanos discontinuos, delgados, en caras de los agregados y poros, ferriargilanes. Pocos poros muy finos, intersticiales y tubulares. Presenta frecuentes fragmentos gruesos de tamaño grava, inalterados de naturaleza silícea y fragmentos de costra subredondeada, muy alterada. Pocos nódulos de manganeso, pequeños y negros. Ligeramente carbonatado (fragmentos de costra en redisolución). Pocas raíces medianas. Límite inferior neto e irregular.

*Horizonte Bt/Ck.* Profundidad de 50/65 a 89 cm. Color pardo rojizo (5YR 4/4) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo pertenecientes al horizonte Bt. Aparecen muchas manchas de carbonatos que pertenecen al horizonte Ck, de color rosa (7,5YR 8/4) en seco y amarillo rojizo (7,5YR 7/6) en húmedo, con nódulos y frecuentes manchas de color amarillo pálido (2,5Y 7/4) en seco y pardo amarillento claro (2,5Y 6/4) en húmedo. Textura arcillo limosa. Consistencia muy dura en seco y muy friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques subangulares medianos, fuerte. Cútanos zonales, delgados, en caras de agregados y poros, ferriargilanes. Pocos poros muy finos, intersticiales y tubulares. Presenta frecuentes fragmentos gruesos de naturaleza carbonatada rodeados de carbonatos secundarios, de tamaño grava y poco alterados. Muy pocos nódulos de manganeso, pequeños y de color negro. Horizonte calcáreo, que está redisolviéndose y cuya masa total está dominada por tierra fina rojiza de carácter iluvial. Límite inferior gradual y plano.

*Horizonte Cmk/Bt.* Profundidad mayor de 89 cm. El horizonte Cmk presenta un color rosa (7,5YR 8/4) en seco y amarillo rojizo (7,5YR 7/6) en húmedo, con manchas de color amarillo pálido (2,5Y 7/4) en seco y pardo amarillo claro (2,5Y 6/4) en húmedo. El horizonte Bt es pardo rojizo (5YR 4/4) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Textura arcillo limosa. Consistencia muy dura en seco y muy friable en húmedo, plástico y adherente. Estructura en bloques subangulares medianos, fuerte. Cútanos zonales, delgados, en caras de agregados y poros, ferriargilanes. Pocos poros, muy finos, intersticiales y tubulares. Presencia de fragmentos gruesos carbonatados rodeados de carbonatos secundarios, tamaño grava, alterados. Muy pocos nódulos de manganeso, pequeños y de color negro. Al igual que el horizonte suprayacente, este corresponde a una

mezcla de horizonte calcáreo y de horizonte arcilloso iluvial, con mayor proporción que el anterior en zonas cementadas y con una cementación más intensa.

### ***V.2.3. Comentarios.***

Los **colores en seco y en húmedo** de la tierra fina de esta perfil pertenecen a la gama de los pardos que, en el horizonte Cmk/Bt, se hacen rosados (terminología de Munsell Soil Color, 1990). Los hues son fundamentalmente 7.5YR en seco y 5YR en húmedo. El value es constante en todos los horizontes excepto en el Cmk/Bt, donde se incrementa debido principalmente a los altos contenidos de carbonatos. El croma se mantiene prácticamente constante. En el horizonte Btg existen manchas grisáceas y verdosas provocadas por condiciones de gley (o pseudogley) locales que sufre este horizonte, probablemente debido a la baja permeabilidad que supone su alto contenido en arcilla.

Todos los horizontes presentan una **estructura** en bloques. La clase de estos bloques es gruesa en los dos primeros horizontes y mediana en el resto. Conforme descendemos en el perfil, el grado de estructura es incrementa haciéndose más fuerte. El mayor contenido de arcilla en el horizonte Bt da lugar a la aparición de bordes de agregados con aristas angulares, mientras que el resto presenta una estructura en bloques subangulares.

## **V.3.Fragmentos gruesos.**

**Horizonte Ap:** la *grava fina* de este horizonte está compuesta por frecuentes clastos de cuarcita y algunos granos de cuarzo (de un tamaño máximo de 0.5 mm), de esfericidad alta, forma equigranular, aristas angulosas, bajo grado aparente de alteración y con ocasionales recubrimientos finos y discontinuos de oxidos de hierro; también frecuentes nódulos duros de carbonatos, medianamente esféricos, forma equigranular y subangulosos, con moderado grado de alteración, muy recubiertos con gruesas pátinas de matriz y oxidos de hierro; y frecuentes clastos de pizarra discoidales, de esfericidad media y aristan angulosas, con grado de alteración de escaso a moderado y algún recubrimiento fino y discontinuo de oxidos de hierro. La *grava media*, por su parte, se halla compuesta por

algunos clastos de pizarra y nódulos de carbonato de características morfológicas semejantes a la fracción grava fina.

**Horizonte Bt1.** Como en el horizonte anterior, no se ha aislado grava gruesa. La *grava fina* se compone de abundantes nódulos duros de carbonatos, medianamente esféricos con formas equigranulares y subangulosos (aunque es común encontrar nódulos de formas irregulares con aspecto de estar disolviéndose), muy recubiertos por pátinas de óxidos de hierro y arcilla y apariencia de moderado a alto grado de alteración; los clastos de otras litologías son escasos, con pocos fragmentos de pizarras discoidales, de esfericidad media y aristan angulosas, con grado de alteración de escaso a moderado y algún recubrimiento fino y discontinuo de óxidos de hierro y muy pocos fragmentos de cuarcita y granos de cuarzo esfericidad alta, equigranulares, angulosos, con aspecto poco alterado y sólo algún leve recubrimiento de óxidos de hierro. La *grava gruesa* se compone de unos pocos fragmentos de pizarra y mayoritariamente por nódulos de carbonatos, presentando ambas litologías las características morfológicas comentadas para la grava fina, si bien, con un grado de alteración menor (por ejemplo, los nódulos presentan menores recubrimientos y pocas señales de disolución).

**Horizonte Btg.** Tampoco se ha muestreado en este horizonte grava gruesa, por lo que debe ocupar un volumen poco significativo en el perfil. El volumen de la *grava fina como la media* se compone casi exclusivamente de nódulos duros de carbonatos de características morfológicas muy parecidas a los del horizonte anterior, con un aspecto bastante alterado (grietas donde penetra la matriz del suelo, recubrimientos de arcilla y óxidos, manchas...), y algún pequeño fragmento de pizarra o cuarcita también con aspecto alterado (las cuarcitas presentan golfos de corrosión evidentes).

**Horizonte Bt/Ck.** En este horizonte sí aparecen frecuentes fragmentos gruesos de tamaño superior a los 20 mm (*grava gruesa*), exclusivamente compuestos por nódulos duros de carbonatos alguno de los cuales presentan formas irregulares (más que nódulos, serían fragmentos de costra). Las fracciones *fina* y *media* también se hallan dominadas por este

tipo de nódulos de carbonatos, pero encontramos muy pocos fragmentos de cuarcitas y pizarras con morfología parecidas a las del horizonte Bt1.

**Horizonte Cmk/Bt.** Todas las fracciones de la grava de este horizonte son fragmentos de la costra caliza, de apariencia bastante fresca. Solamente se aislan muy pocos clastos de pizarra y algunos granos de cuarzo de tamaño cercano a los 2 mm.

#### V.4. Caracteres analíticos.

Los datos analíticos del Perfil 2 se recogen en las **Tablas V.1, Tablas V.2 y Tablas V.3.**

**Tablas V.1.** Granulometría del perfil 2

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Ap	4	67	33	0	0,4	1,5	2,2	17,3	19,3	40,6	24,0	35,4	cl
Bt	4	62	38	0	0,9	1,3	2,0	4,7	7,2	16,1	33,9	50,0	c
Btg	10	17	83	0	0,2	1,7	2,4	11,5	10,4	26,1	32,2	41,7	c
Bt/Ck	32	13	47	40	0,9	1,3	1,3	2,9	4,0	10,4	48,2	41,4	sic
Cmk/Bt	39	22	45	33	0,2	1,0	1,4	2,8	4,2	9,6	44,4	46,0	sic

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franco gruesa, sl= franco arenosa, fsl= franco arenosa fina, vsl= franco arenosa muy fina, gsl= franco arenosa gruesa, l= franca, scl= franco arcillo arenosa, cl= franco arcillosa, sic= arcillo limosa, c= limosa.

La **clase textural** (Tablas V.1 y V.3) varía en profundidad, siendo franco arcillosa en el Ap, arcillosa en el Bt y Btg, y arcillo limosa en los dos últimos horizontes. Según las clases texturales de **FAO (1988)** Ap pertenecería a la clase de textura media y el resto de horizontes a la clase textural fina. Todos los horizontes tienen altos porcentajes en arcilla (entre el 35.4 y el 50%), alcanzando el máximo en el Bt. Con la profundidad, desde Ap se incrementa a Bt y a partir de este horizonte el contenido de arcilla decrece y/o se mantiene en valores similares. Por otra parte, todos los horizontes de este perfil excepto el Ap presentan rasgos de ilimerización de arcillas expresados en forma de películas de arcilla iluviales. Estos cútanos, de tipo ferriarcilán, se hacen más abundantes en el horizonte Bt, coincidiendo con la mayor proporción de arcilla. El contenido de gravas oscila entre el 4% (horizontes Ap y Bt) y 39% (Cmk/Bt), creciendo de forma gradual en profundidad.

Igual que en el perfil T1, en este suelo también se aprecia que el horizonte iluvial Bt aparece a escasa profundidad (de 26 a 40 cm), lo que podría deberse a una decapitación parcial del suelo. En este caso, obsérvese también las altas proporciones de arcilla en Ap, lo que concordaría con la hipótesis de la decapitación parcial del suelo. Es muy probable que las labores agrícolas hayan borrado los vestigios de cútanos de la parte superior del suelo, razón por la que no los describimos en Ap.

**Tablas V.2.** % en peso de fragmentos gruesos según su origen litológico en los horizontes del perfil 2.

Horizonte	Fragmentos de rocas carbonatadas	Fragmentos de rocas pelíticas	Fragmentos de cuarcitas	Granos de cuarzo	Fragmentos de otras litologías
Ap	0.0	31.0	31.8	5.4	31.9 <sup>1</sup>
Bt	0.0	10.4	6.4	4.4	78.5 <sup>1</sup>
Btg	0.0	3.1	1.3	1.0	94.6 <sup>1</sup>
Bt/Ck	0.0	4.0	2.0	1.3	92.7 <sup>1</sup>
Cmk/Bt	0.0	1.0	0.0	1.0	98.0 <sup>1</sup>

<sup>1</sup> nódulos de carbonatos y fragmentos de costra caliza.

En los valores del **potencial de retención de agua** ( $\Psi_p^m$ ) a 33 kPa (**Tabla V.3.**) se aprecia una influencia conjunta de la textura (contenidos en limo y arcilla principalmente) y la materia orgánica. El valor máximo de humedad es de 27.74% correspondiente al horizonte Btg. En los horizontes subyacentes y suprayacentes se sigue una tendencia apuntada hacia ese máximo. Igual tendencia sigue el contenido de agua a 1500 kPa, cuyo valor máximo de humedad es de 16.59%, también correspondiente al horizonte Bt.

El contenido en **carbono orgánico (C.O.)** decrece en profundidad, siendo máximo en el Ap con un 0.68% y mínimo en el Cmk/Bt con un 0.12% (**Tabla V.3.**). Los valores de Ap se consideran normales en un cultivo de secano (entre 1.0 – 1.5% de materia orgánica), mientras que en el resto son bajos o muy bajos. Obviando el Ap, el contenido apenas varía entre horizontes. Al igual que en el suelo de la terraza anterior, los bajos valores de C.O. se atribuyen a que, en general, en las tierras dedicadas al cultivo la mineralización predomina sobre la humificación, además de existir un escaso aporte de materia orgánica fresca a la parte superior del suelo. Los contenidos de **nitrógeno total** siguen la misma tendencia, es decir, presentan un máximo en el horizonte Ap (0.096%) y un descenso con la profundidad, siendo en general bajos (entre 0.05 y 0.10%).





El contenido de **hierro libre** en tierra fina extraído con citrato-ditionito, que está íntimamente relacionado con el contenido en formas de hierro cristalinas (responsables, en principio, del color rojo de los suelos), no supera en ningún caso el 3%, por lo que pueden considerarse medios-bajos. El máximo valor lo presenta el horizonte Btg (2.88%) y el mínimo el Cmk/Bt (1.88%), presentando valores bastante parecidos los horizontes Bt. La fracción de hierro libre extraída con oxalato, muestra contenidos aún más bajos (como máximo 0.2%) exhibiendo una tendencia a disminuir con la profundidad, lo que en podría achacarse parcialmente al descenso del % C.O. La diferencia entre ambas fracciones (% citrato-ditionito menos % oxalato), relativamente elevada, nos indica que el hierro libre permanece principalmente en formas cristalinas.

El **aluminio libre** en tierra fina presenta valores bajos tanto para la fracción citrato-ditionito como para la fracción oxalato. Las diferencia entre ambas fracciones son mucho menos acusadas que para el hierro libre, lo que nos indica que parte significativa del aluminio libre (aproximadamente la mitad o algo menos de la mitad del total) se haya en forma no cristalina, por ejemplo, formando geles o complejos con la materia orgánica (los contenidos de aluminio oxalato descienden con la profundidad, tal y como lo hace en %C.O.).

El **silice libre** en tierra fina, tanto en la fracción citrato-ditionito como en oxalato, presenta valores bajos (aunque en el caso del silice citrato-ditionito no muy lejanos a los del aluminio), especialmente en el caso de la fracción oxalato (media de 0.04%), donde los valores apenas varían entre horizontes. Esta última fracción no debe ser muy significativa en el perfil, por lo que la mayor parte de las formas libres de silicio estimadas han de ser cristalinas y de difícil ataque por estos extractantes. Los valores más elevados citrato-ditionito los encontramos en los horizontes Bt, con lo que coinciden con las formas libres de hierro y aluminio de esta fracción.

**El fósforo asimilable** de este perfil presenta el segundo valor medio por perfil más alto de toda la cronosecuencia (92.85 mg/kg), aunque no supera en ningún caso los niveles límite de los horizontes Antrópicos (1500 mg/kg, según **Soil Survey Staff, 1998**), Fímicos o Plágicos (250 mg/kg, tanto para **FAO, 1988** como para **WRB for Soil Resource, 1998**). Desde el punto de vista agronómico, los contenidos para suelos de

secano de texturas medias y finas se clasifican como altos en todos los horizontes (Watanabe-Olsen, 1965), lo que refleja el persistente abonado al que está sometido el suelo. De forma general, los mayores contenidos de fósforo se presentan en los horizontes más carbonatados (Bt/Ck y Cmk/Bt), aunque el elevado % de arcilla presente en todos los horizontes se relaciona con la adsorción por parte de los óxidos de hierro cantidades altas de fosfatos (Peña y Torrent, 1984), lo que mantiene la cantidad de fósforo elevada en todo el perfil.

El contenido en **carbonatos (CaCO<sub>3</sub> equi.)** crece progresivamente con la profundidad, desde 0.9% en Ap hasta 43.3% en Cmk/Bt, lo que claramente evidencia el proceso de lavado de estas sales. Los altos contenidos en este último horizonte se deben a zonas cementadas por carbonato cálcico secundario (Cmk) que se intercalan con restos de horizonte Bt.

El **pH** de la tierra fina de todos los horizontes de este suelo presenta valores igual o muy próximos a 8.0, dentro del rango de moderadamente básicos (**USDA, 1971**) no apreciándose variaciones con la profundidad. La **conductividad eléctrica (C.E)** en todos los horizontes está muy por debajo del límite de la clase normal (2 dSm<sup>-1</sup>).

Los valores de **Capacidad de Cambio de Cationes (CEC)** están comprendidos entre 18.2 cmol(+)/kg en Cmk/Bt y 10.8 cmol(+)/kg en Cmk/Bt (rangos considerados de normales o ligeramente bajos en suelos de texturas predominantemente finas), no apreciándose una distribución clara en el perfil.

## V.5. Composición mineralógica.

A continuación se comentarán los resultados obtenidos mediante DRX, empleando la técnica del polvo desorientado, de cada una de las fracciones granulométricas de los horizontes del perfil. Los resultados se exponen en las **Tablas** de la V.5 a la V.11.

**Tablas V.5.** Mineralogía total (%) de tierra fina (<2 mm) del Perfil 2.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	46	42	6	trazas	1	3	trazas	2	1
Bt	65	16	7	1	2	3	1	4	1
Btg	59	22	7	trazas	2	3	trazas	5	1
Bt/Ck	53	14	6	trazas	1	1	trazas	24	1
Cmk/Bt	48	9	6	1	1	2	trazas	32	1
media	54	21	6	trazas	1	2	trazas	14	1

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Los contenidos medios de la mayor parte de las fases minerales son parecidos a los del perfil 1, si bien la presencia de horizontes carbonatados (Bt/Ck y Cmk/Bt) provoca que, en términos relativos, disminuya la proporción de cuarzo y laminares en casi todas las fracciones, comparadas con T1.

**Tablas V.6.** Mineralogía de arena gruesa (%) del Perfil 2. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	14	68	2	trazas	2	10	4	1	trazas
Bt	24	14	2	1	1	1	trazas	57	trazas
Btg	19	27	2	1	1	2	trazas	48	trazas
Bt/Ck	11	16	1	trazas	trazas	1	1	69	1
Cmk/Bt	22	14	1	trazas	1	1	trazas	61	trazas
media	18	28	2	trazas	1	3	1	47	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

El proceso de lavado y acumulación de carbonatos se refleja muy bien en la mineralogía. En todas las fracciones, salvo en la arena gruesa y en las gravas, se detecta un

brusco incremento de los carbonatos en los horizontes más profundos. En la arena gruesa y en las gravas los contenidos de carbonatos son más homogéneos en el perfil. Este hecho posiblemente se deba a la ruptura en el pasado del horizonte petrocálcico subyacente y la posterior mezcla de los fragmentos del mismo (de tamaños groseros) con el material de los horizontes superiores. Por esta razón, los carbonatos de los horizontes superiores se acumulan en las fracciones arena gruesa y grava, eliminando el contraste con los horizontes inferiores.

**Tablas V.7.** Mineralogía de arena fina (%) del Perfil 2. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	7	66	trazas	trazas	trazas	26	trazas	1	trazas
Bt	20	66	3	trazas	trazas	5	trazas	5	trazas
Btg	18	63	trazas	1	trazas	16	1	1	trazas
Bt/Ck	21	58	2	1	trazas	4	2	12	trazas
Cmk/Bt	21	47	1	1	1	2	2	25	trazas
media	17	60	1	trazas	trazas	10	1	9	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Dentro de los carbonatos, sólo se detecta calcita. Especialmente significativo es el contenido de esta en la arcilla del horizonte Cmk/Bt (18%), el más alto para esta fracción granulométrica de todo el perfil. Ambos hechos, la existencia exclusiva de calcita y el alto contenido en el horizonte más profundo, quizás esté indicando la acumulación y neoformación actual de carbonatos secundarios (calcita).

**Tablas V.8.** Mineralogía de la fracción limo (20 - 2 µm) del perfil 2. Técnica del polvo desorientado

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	28	61	2	trazas	2	5	trazas	2	trazas
Bt	47	43	2	trazas	2	4	trazas	2	trazas
Btg	37	46	2	trazas	4	8	trazas	2	trazas
Bt/Ck	26	21	1	trazas	1	2	trazas	49	trazas
Cmk/Bt	25	17	2	trazas	trazas	2	trazas	55	trazas
media	18	28	2	trazas	1	3	1	47	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Los contenidos de laminares en tierra fina, limo y arcilla muestran una variación en la profundidad similar al del % de fracciones finas (especialmente al % de limo), mientras que en la grava media varían de acuerdo al contenido en fragmentos de rocas pelíticas (en las grava fina y las arenas, la variación no está muy clara). El cuarzo se acumula especialmente en la arena fina, como en el resto de perfiles, con valores muy altos (entorno al 60%) en la mayoría de horizontes. En la arena fina también es destacable la presencia de dos horizontes (Ap y Btg) con porcentajes de Feldespato potásico relativamente elevados (un 26 y un 16%, respectivamente).

**Tablas V.9.** Mineralogía de la fracción arcilla (> 2  $\mu$ m) del perfil 2. Técnica del polvo desorientado (tubo Co).

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	80	6	5	1	5	2	trazas	1	trazas
Bt	90	4	4	trazas	trazas	1	1	1	trazas
Btg	89	4	2	1	1	1	1	1	trazas
Bt/Ck	87	6	4	trazas	trazas	2	trazas	1	trazas
Cmk/Bt	70	3	4	1	1	2	trazas	18	trazas
media	83	5	4	1	2	2	trazas	4	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Por último, los óxidos de hierro y la clorita presentan % medios en el perfil bastante bajos, siendo las variaciones en la profundidad poco importantes (aunque es necesario recordar que los valores de óxidos en la arcilla no son significativos debido a que se emplea radiación de Co). El principal óxido que se detecta en tierra fina es la goethita. La clorita se acumula principalmente en el limo y la arcilla, aunque sus valores no son significativos (2% o menores).

**Tablas V.10.** Mineralogía de grava media (%) del Perfil 2. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	13	33	1	trazas	1	1	trazas	51	trazas
Bt	14	5	1	trazas	trazas	trazas	trazas	80	trazas
Btg	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	100	trazas
Bt/Ck	7	3	trazas	1	trazas	trazas	trazas	89	trazas
Cmk/Bt	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	100	trazas
media	7	8	1	trazas	trazas	trazas	trazas	84	trazas

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**Tablas V.11.** Mineralogía de grava fina (%) del Perfil 2. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	28	29	4	trazas	1	1	trazas	37	trazas
Bt	18	3	2	trazas	trazas	trazas	trazas	76	trazas
Btg	20	3	1	trazas	trazas	1	trazas	75	trazas
Bt/Ck	11	3	trazas	trazas	trazas	trazas	trazas	84	trazas
Cmk/Bt	27	6	1	trazas	1	trazas	trazas	65	trazas
media	31	15	3	trazas	1	1	trazas	49	trazas

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

## **V.6. Balance Hídrico. Clasificación edafoclimática.**

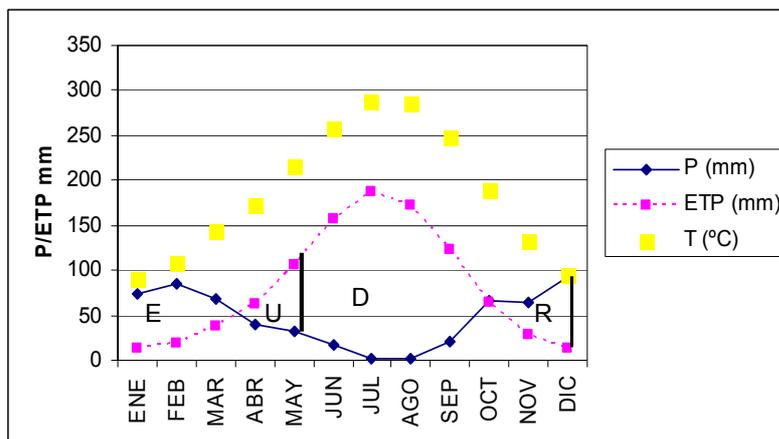
Reserva del suelo de la Terraza 2. Según la descripción morfológica (ver apartado V.2), la profundidad que consideramos probable que exploren las raíces coincide con el espesor del solum (horizontes Ap, Bt y Btg). Con estos espesores y el agua útil de los mencionados horizontes (**Tabla V.4**) calculamos 62 mm de reserva del suelo. En la página siguiente aparece el balance hídrico para este suelo. El periodo de Uso de la reserva comienza el día 20 de abril, el Déficit comienza el día 20 de mayo, la Recarga de la reserva podemos considerarlo el 15 de octubre (Soil Survey Staff, 1998) y el Sobrante comienza el 18 de diciembre. En cuanto a la existencia de capas colgadas de agua, puede hacerse la misma observación que en perfil anterior.

Sección control del suelo P2: la sección control se sitúa entre 23 y 66 cm, calculada en base a los mismos criterios que en P1.

Clasificación del suelo P2. Dado que se han tomado los mismos datos térmicos que en P1, el régimen es también **Térmico**. En cuanto al régimen hídrico, el suelo P2 cumple las mismas características, siendo su régimen **Xérico**.

## Balance hídrico

	Balance Hídrico T2											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Tª	9.1	10.7	14.3	17.2	21.6	25.7	28.8	28.5	24.8	18.9	13.3	9.5
Pp	74.7	85.2	69.0	40.3	31.6	16.5	2.7	1.3	20.6	65.7	63.5	92.6
ETP	12.7	19.4	38.6	61.7	106.1	156.4	187.2	173.1	122.4	63.8	28.3	13.5
R	62.0	62.0	62.0	40.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	37.1	62.0
ΔR	0.0	0.0	0.0	-21.4	-40.6	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	35.2	24.9
Ex	62.0	65.8	30.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	54.2
Df	0.0	0.0	0.0	0.0	33.9	139.9	184.5	171.8	101.8	0.0	0.0	0.0
ETR	12.7	19.4	38.6	61.7	72.2	16.5	2.7	1.3	20.6	63.8	28.3	13.5



## V.7. Clasificación.

### *V.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources. 1998.*

Horizonte superficial: no cumple, tras mezclar los primeros 20 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: value húmedo menor de 3.5, ni value seco menor de 5.5, ni cromas húmedo menor de 3.5. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. A pesar de que el suelo está cultivado desde antiguo, no se considera de tipo antropopedogénico por las siguientes razones: no contiene de forma usual restos de actividad humana, ni presenta una clara evidencia de aportes continuos de material que supongan una elevación significativa del terreno, ni ha sido sometido a irrigación intensiva ni a riego por inmersión.

Sí cumple las siguientes condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 26 cm de suelo mezclados (que coincide con Ap): carencia de estratificación fina, cromas mayor de 3.5 en húmedo, value mayor de 3.5 en húmedo y de 5.5 en seco.

Horizontes subsuperficiales: la diferenciación textural en cuanto al contenido de arcilla con respecto al horizonte superficial, y la presencia de claros indicios de iluviación de arcilla (ferriarcilanes) nos induce a pensar que existe un horizonte **Árgico**. Este horizonte cumple los siguientes requerimientos: espesor mayor de la décima parte del horizonte superior y mayor de 7.5 cm, ausencia de la estructura de roca en más de la mitad del volumen, textura más fina que franco-arenosa con más del 8% de arcilla en valor absoluto, una proporción de arcilla mayor de 1.2 con respecto al contenido de arcilla del horizonte suprayacente y, por último, un incremento neto de arcilla dentro de una distancia vertical de 30 cm, si la arcilla procede de iluviación. La naturaleza claramente iluvial de la arcilla se pone de manifiesto en que los cútanos son continuos o muchos en las caras de los agregados, además de las evidencias ultramicroscópicas expuestas en el capítulo X (el estudio microscópico en lámina delgada o, mejor aún (Birkeland, 1999), mediante microscopio electrónico de barrido –SEM- es especialmente necesario cuando sabemos que ha existido erosión de los horizontes superficiales). Por todo lo anterior, diagnosticamos un horizonte **Árgico**. Por otra parte, se descarta la presencia de un horizonte **Álbico** suprayacente al horizonte **Árgico**, ya que no cumple, entre otras, las exigencias de values en seco y húmedo superiores a 7 y 6, respectivamente.

Se diagnostica, bajo el horizonte Árgico (coincidiendo con Bt/Ck y Cmk/Bt) un horizonte **Cálcico**, ya que tenemos las siguientes propiedades: más del 15% de  $\text{CaCO}_3$  equivalente en la fracción tierra fina y espesor mayor de 15 cm. A pesar de existir costra calcárea por zonas, no cumple los criterios de continuidad para diagnosticar un horizonte Petrocálcico.

Propiedades de Diagnóstico: No podemos diagnosticar propiedades Gleycas ni Stagnicas debido a que el criterio de abundancia de manchas no se cumple en toda la masa del suelo. Se detectan manchas, recubrimientos y/o nódulos de carbonatos secundarios en todos los horizontes, siendo los nódulos especialmente abundantes en Cmk/Bt donde son muy abundantes los nódulos de carbonatos y los fragmentos de costra. Dado, pues, que las cantidades de carbonatos secundarios en volumen son significativas, el suelo posee como propiedad diagnóstica **Carbonatos Secundarios**.

Material de Diagnóstico: presenta material de diagnóstico **Calcárico**.

Grupo de Referencia del Suelo: Este suelo presenta un horizonte Cálcico dentro de los 100 cm primeros del suelo y ningún otro horizonte de diagnóstico que un Órico en superficie y un Árgico que es calcárico (más del 2% de  $\text{CaCO}_3$  equivalente). Con estos rasgos el perfil 2 se clasifica dentro del Grupo de los **Calcisoles**.

Cualificadores para nombrar las Unidades de Suelos: **Endopetric**, debido a que tiene una capa muy cementada entre los 50 y 100 cm (horizonte Cmk/Bt), y **Luvic**, pues posee un horizonte Árgico dentro de los 100 primeros cm desde la superficie del suelo y con una CEC igual o mayor de  $24 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  de arcilla y % de Saturación mayor del 50%. **Chromic**, el horizonte B tiene hue 7.5YR y croma húmedo mayor de 4 ó hue mayor de 7.5YR (no se aplica a Calcisoles).

La clasificación de este suelo sería, por tanto, **Endopetri-Luvic Calcisol**.

### ***V.7.2. Clasificación FAO 1988.***

Horizontes de diagnóstico: el horizonte de diagnóstico superficial se define con los mismos criterios que el horizonte superficial en el WRB (1998), siendo un **horizonte A ócrico**. La diferencia más apreciable para definir el **horizonte B Árgico**, es que WRB aumenta la exigencia en el contenido de arcilla iluvial a un 5% de las superficies (en la presente clasificación basta un 1%).

El horizonte Bt/Ck no presenta el carácter de horizonte Cálxico porque no tiene, como mínimo, un 5% más de CaCO<sub>3</sub> equivalente que el horizonte más profundo (de hecho, Cmk/Bt tiene más carbonato cálcico). El horizonte Cmk/Bt no cumple el criterio de continuidad (es penetrable por las raíces, al menos en las inclusiones de Bt) del Petrocálxico. Es muy difícil establecer si habríamos de considerar al horizonte Cmk/Bt como **horizonte Cálxico**, pero nos inclinamos a que sí. Para esto, el porcentaje de CaCO<sub>3</sub> equivalente habría de disminuir en profundidad o presentarse sobre un material fuertemente calcáreo de origen no edáfico, lo que es muy complicado de establecer dado que el horizonte de acumulación de carbonatos se encuentra en el horizonte más profundo (llegando a más de 140 cm). Tanto el sistema **FAO 1998 (WRB for Soil Resources)** como la clasificación **Soil Taxonomy (1998)** evitan este problema haciendo valer como suficientes la presencia de más del 15% de CaCO<sub>3</sub> equivalente en la fracción tierra fina, suficientes indicios de acumulación secundaria de carbonatos (nódulos, pseudomicelios...) y espesor mayor de 15 cm.

Propiedades de diagnóstico: Es **calcáreo**, pues presenta más del 2% de CaCO<sub>3</sub> equivalente en la mayor parte de la tierra fina (todos los horizontes menos Ap, incluyendo el árgico), además, se detectan manchas, recubrimientos y/o nódulos de carbonatos secundarios en todos los horizontes, siendo los nódulos especialmente abundantes en Cmk/Bt donde son muy abundantes junto a los fragmentos de costra. Dado, pues, que las cantidades de carbonatos secundarios en volumen son significativas, el suelo posee como propiedad diagnóstica **caliza pulverulenta blanda**. Presenta **minerales alterables** (76% laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1).

Clasificación: se clasifica dentro del Grupo de los **Calcisoles lúvicos** porque presenta, dentro de una profundidad de 125 cm, un horizonte cálcico y, además, un horizonte árgico que es calcáreo en toda su extensión. Es muy probable que la carbonatación del horizonte árgico se deba a la destrucción por laboreo de un horizonte petrocálcico que provoca el ascenso y la presencia de fragmentos de costra en todos los horizontes suprayacentes. La recarbonatación de los mismos puede deberse a la disolución de estos fragmentos *ex situ*, que provocarían una nueva acumulación en forma de incipientes manchas de carbonatos. Sin esta recarbonatación, muy probablemente debida a las labores agrícolas, estaríamos ante un árgico no calcáreo y el suelo se clasificaría como Luvisol cálcico.

### *V.7.3. Clasificación Soil Taxonomy.*

Horizonte de diagnóstico superficial (Epipedon): no cumple, tras mezclar los primeros 18 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: value húmedo menor de 3, ni croma húmedo menor de 3, ni al menos dos unidades menos de croma en seco que el horizonte C, ni un 0.6 % de carbono orgánico más que C. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmblico. Sí cumple las siguientes condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 18 cm de suelo mezclados: croma mayor de 3 en húmedo, value mayor de 3 en húmedo y al menos dos unidades menos de croma en seco que el horizonte C, con menos del 0.6 % de carbono orgánico que C.

Horizonte de diagnóstico subsuperficial (Endopedon): la presencia de claros indicios de iluviación de arcilla y el elevado porcentaje de arcilla filosilicatada (ver capítulo XIII.) nos induce a pensar que existe un horizonte Argillico. Este horizonte cumple los siguientes requerimientos: espesor mayor de la décima parte del horizonte superior y mayor de 7.5 cm. La naturaleza claramente iluvial de la arcilla se pone de manifiesto en que los cútanos son continuos en las caras de los agregados, además de las evidencias ultramicroscópicas expuestas en el capítulo X . Por todo lo anterior, diagnosticamos un horizonte **Argillico**, con un espesor de 39.5 cm.

Se diagnostica, bajo el horizonte Argillico (coincidiendo con Bt/Ck y Cmk/Bt) un horizonte **Cálcico**, ya que tenemos las siguientes propiedades: más del 15% de CaCO<sub>3</sub>

equivalente en la fracción tierra fina con más del 5% de carbonato cálcico secundario (en forma de nódulos, trozos de costra y recubrimientos) y espesor mayor de 15 cm. La atribución del Petrocálcico es dudosa y hay que discutirla.

Características de diagnóstico: Se detectan manchas, recubrimientos y/o nódulos de carbonatos secundarios en todos los horizontes, siendo los nódulos especialmente abundantes en Cmk/Bt donde son muy abundantes los nódulos de carbonatos y los fragmentos de costra. Dado, pues, que las cantidades de carbonatos secundarios en volumen son significativas, el suelo posee como propiedad diagnóstico **Carbonatos Secundarios**. Presenta **minerales alterables** (más del 50% de laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1). Presenta un régimen de humedad del suelo **Xérico** y un régimen de temperatura **Térmico**.

Clasificación: presenta un horizonte Argílico con una saturación de bases mayor del 35%, criterio que basta para incluirlo en el orden **Alfisolos**. Presenta un régimen de humedad Xérico, por lo que pertenece al Suborden **Xeralfs**. Pertencería al grupo de **Palexeralf**, si diagnosticamos el petrocálcico en Cmk/Bt. Si no lo diagnosticamos pertenecería al grupo de **Haploxeralf**. En el primer caso sería del Grupo de **Petrocalcic Palexeralf**; en el segundo caso sería **Calcic Haploxeralf** por la presencia del horizonte cálcico (en vez del petrocálcico). En realidad, la alteración, muy probablemente debida a labores de subsolado, de los horizontes de acumulación de carbonato cálcico, nos impide decantarnos por una u otra opción de forma completamente fiable.

La sección control del perfil para establecer las clases texturales y mineralógicas serían los 50 primeros cm del argílico (Alfisolos con un argílico de más de 50 cm, cuyo límite superior está dentro del primer metro de profundidad y su límite inferior a más de 25 cm). La textura de la sección control es primordialmente arcillosa, con un % en volumen de grava inferior al 35% y un contenido medio de arcilla de 42.98 %, lo que incluye a este suelo en la clase textural **Fina (Fine)**. En cuanto a la clase mineralógica, como existe más de la mitad de peso de illita, ya que la mica (que es principalmente illítica) supone más del 75% de la fracción limo y más del 65% de la fracción arcilla, y entre ambas suponen más

del 50% del peso de la tierra fina (para todo el horizonte argílico, incluida la sección control), se clasifica como **illítica**. Por último, la clase de temperatura es **Thermic**.

El perfil 2 se clasifica, por tanto, como **Fine, Illitic, Thermic, Calcic Haploxeralf** o **Fine, Illitic, Thermic, Petrocalcic Palexeralf**.

## V.8. Comentario general del perfil.

La superficie geomorfológica donde se sitúa este suelo exhibe las mismas características que las del perfil T1: pendiente media del 3% y relieve circundante ondulado, lo cual, como se comentó no es un rasgo muy habitual en terrazas fluviales y condiciona la aparición de una cierta degradación por erosión hídrica laminar, en grado moderado, de los horizontes superiores (erosión sin duda agravada por el uso agrícola del suelo).

Numerosos datos apoyan la tesis de la decapitación de los horizontes superiores del suelo: presencia de un Bt con el máximo contenido de arcilla inmediatamente subyacente al horizonte Ap, tendencia a la disminución progresiva de la arcilla (y algunas propiedades asociadas como humedad retenida a 33 y 1500 kPa) y la presencia en superficie de un Ap de textura franco arcillosa y rubefactado (hue de 5YR en húmedo y croma de 6, con un contenido de hierro libre elevado con respecto a la media del suelo) que probablemente sea un antiguo Bt con rasgos iluviales degradados. A pesar de todo, la disminución de arcilla con la profundidad es mucho más suave que en el T1 (incluso con un ligero repunte en el horizonte inferior, Cmk/Bt) lo que interrumpe la tendencia de otras propiedades asociadas a disminuir con la profundidad (CEC, hierro libre). Los datos anteriores demuestran la importancia del proceso de ilimerización en la génesis de este suelo.

Se detecta un importante proceso de movilización de carbonatos, presentándose un perfil característico de aumento de estas sales en la profundidad (desde un 0.94% en Ap hasta un 43.3% en el horizonte más profundo Cmk/Bt). Se trata de un incremento progresivo, suave en los tres primeros horizontes y brusco en el Bt/Ck y Cmk/Bt, que son los horizontes de acumulación de carbonatos. La naturaleza mineralógica (calcita) y los rasgos morfológicos descritos (nódulos duros y/o fragmentos de costra caliza, manchas de colores muy claros...) indican sin ninguna duda que los carbonatos presentes en los dos horizontes inferiores son formas secundarias. Estas pueden provenir de las movilizadas de la parte superior del perfil.

Ambos horizontes de acumulación de carbonatos se entremezclan con horizontes Bt; en el primer caso (Bt/Ck) predomina el material del Bt, mientras que en segundo caso

(Cmk/Bt) predomina el horizonte carbonatado. Tal mezcla con los horizontes iluviales suprayacentes probablemente sea debida a labores agrícolas de subsolado, que han provocado el ascenso de fragmentos de costra caliza (con morfología de nódulos duros, de aspecto masivo, sin laminación) hasta los horizontes superficiales. Sin embargo, esta mezcla puede deberse también a un desarrollo incompleto de la costra caliza que no ha llegado a presentar el grado de evolución de un verdadero petrocálcico (y por tanto, no ha excluido la totalidad del material matricial).

La morfología de la acumulación de carbonatos en ambos horizontes siguió, probablemente, la evolución propia de suelos relativamente gravosos (ambos horizontes presentan entorno al 25% de su peso en grava): una acumulación en forma de colas de carbonatos discontinuas entorno a los fragmentos gruesos (Bt/Ck, estadio I y II de Harden et al. 1991 y Gile et al. 1966), recubrimientos que se fueron haciendo más espesos y continuos hasta englobar gran parte de la matriz (Cmk/Bt, costra masiva no laminada, estadio III de Harden et al. 1991 y Gile et. al, 1966). Sin embargo, el estado de mezcla con material de horizontes Bt hace imposible determinar si realmente se formó o no un verdadero horizonte petrocálcico.

Cabría preguntarse la razón de que este perfil, comparado con el T1 (ligeramente recarbonatado) y el T3 (completamente descarbonatado), presente una acumulación tan importante de carbonato cálcico (tanto que llega a clasificarse como Calcisol en el **WRB for Soil Resources, 1993**).

La litología del material parental, en principio, es parecida, y la principal fuente de influjo de carbonato, el polvo atmosférico (Gile et al. 1983), no debe variar entre localizaciones tan próximas. Es probable que la diferencia esencial se deba a que el suelo T2 se sitúa en la parte convexa de la ladera, mientras que el suelo T1 está en la parte superior y el T3 en una topografía completamente plana. El factor diferencial sería, pues, el aporte por lavado lateral de carbonatos. La formación de horizonte de acumulación de carbonato cálcico debida al lavado lateral es considerado por algunos autores como mucho más frecuente e importante que la debida a la redistribución vertical (Ruellan, 2002). De ser cierta esta hipótesis, implicaría la actuación del factor formador relieve, que como hemos visto más arriba, podría manifestarse también en los rasgos erosivos.

## **VI. PERFIL 3.**



### **VI.1. Descripción geográfica de la terraza 3.**

La terraza 3 ocupa una franja de anchura variable que se extiende a lo largo de todo el sector en el lado norte del río. En el extremo occidental del área de estudio, la terraza limita con el este y el norte del casco urbano de Andújar. Es en la zona occidental donde la anchura de la terraza es menor, de apenas 0.5 Kilómetros en algunos puntos; sin embargo, conforme nos desplazamos hacia el este la terraza se abre, alcanzando una anchura máxima de 2 Kilómetros. Tiene una superficie de 2277 Ha, siendo la terraza de mayor extensión de toda el área de estudio y un perímetro de unos 45 Km. La altura de la terraza está entre los 210 y 230 metros, es decir, a unos 15 o 20 metros sobre el nivel del río. La pendiente media es siempre menor del 2%.

Esta terraza también se encuentra exclusivamente al lado norte del río.

## VI.2. Caracteres morfológicos.

### *VI.2.1. Caracteres Generales.*

**Ubicación:** finca de Germán Borrajo.

**Coordenadas UTM:** 30SVH151103.

**Altitud:** 227 metros.

**Orientación:** Suroeste.

**Posición fisiográfica:** Terraza fluvial.

**Topografía del terreno circundante:** Plano o casi plano.

**Microtopografía:** Superficie muy plana con algunos fragmentos de grava y arena gruesa puestos al descubierto por la precipitación, también rodadas de tractor.

**Pendiente:** 3%, clase 2, suavemente inclinado.

**Vegetación:** Cultivo de olivar en no laboreo.

**Material de partida:** Material aluvial del Guadalquivir y posibles depósitos de materiales procedentes de terrazas superiores (aguas arriba).

**Drenaje:** Clase 3. moderadamente bien drenado.

**Condiciones de humedad del suelo:** Húmedo a partir de los 49 cm.

**Profundidad de la capa freática:** desconocida.

**Pedregosidad:** Clase 0: ninguna o con muy pocas piedras.

**Rocosidad:** Clase 0: sin afloramientos rocosos en superficie.

**Evidencias de erosión:** Erosión hídrica laminar moderada, erosión en surcos moderada-ligera.

**Presencia de sales o álcalis:** No se aprecia.

**Influencia Humana:** Paso de tractores entre los árboles. Tierra apelmazada y posiblemente compactada.

### ***VI.2.2. Descripción de los Horizontes del Suelo.***

*Horizonte Ap1.* Profundidad de 0 a 13 cm. Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo oscuro (7,5YR 3/4) en húmedo. Textura franca arenosa fina. Consistencia ligeramente dura en seco y friable en húmedo, ligeramente adherente y de ligeramente plástica a plástica. Estructura laminar gruesa fuerte que rompe en estructura de grano suelto. Presenta frecuentes poros intersticiales muy finos. Muy pocos fragmentos redondeados, tamaño grava, inalterados, cuarcíticos. Aparece un resto de cerámica. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Ap2.* Profundidad de 13 a 30 cm. Color pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco y pardo (7,5YR 4/4) en húmedo. Presenta manchas de color pardo fuerte (7,5YR 4/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo, debido a mezcla con el horizontes superior e inferior. A partir de este horizonte empiezan a aparecer manchas de color negro correspondientes a pirolusita. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia dura en seco y friable en húmedo, ligeramente adherente y ligeramente plástica. Estructura en bloques angulares gruesos, moderada. Aparecen muchos poros finos y muy finos, pocos medianos, inped y exped, algunos tubulares. Nódulos de manganeso pequeños y de color negro. Algunas raíces gruesas y muy pocas finas. Límite inferior gradual y plano.

*Horizonte Bt1.* Profundidad de 30 a 60 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Pequeñas manchas de color negro, posiblemente de manganeso. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia dura en seco y de friable a firme en húmedo, adherente y plástica. Estructura en bloques angulares medianos, fuertes. Cútanos discontinuos, delgados, en caras de agregados, de naturaleza arcillosa y colores oscuros. Frecuentes poros finos y muy finos, pocos medianos, inped y exped, algunos tubulares. Algunos fragmentos de granulometría grava fina y arena gruesa, de cuarzo. Pequeños nódulos de manganeso. Algunas raíces gruesas y medianas y muy pocas muy finas. Límite inferior gradual y plano.

*Horizonte Bt2.* Profundidad de 60 a 74/90 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco y pardo fuerte (7,5YR 4/6) en húmedo. Aparecen manchas de color rojizo oscuro que corresponden a cútanos y, por zonas, manchas de hidromorfía de color pardo grisáceo (2,5Y 5/2) en seco y pardo grisáceo oscuro (2,5Y 4/2) en húmedo. Textura franco arcillo

arenosa. Consistencia muy dura en seco y de friable a firme en húmedo, adherente y plástica. Estructura en bloques angulares gruesos, fuerte. Presenta cútanos discontinuos, delgados, en caras de agregados, oscuros, de naturaleza arcillosa (arcilanes). De pocos a frecuentes poros intersticiales, muy finos. Pequeños nódulos de manganeso. Límite inferior neto y ondulado.

*Horizonte Bt3.* Profundidad de 74/90 a 112 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Por algunas zonas aparecen manchas de hidromorfía de color pardo amarillento claro (2,5Y 6/3) en seco y gris empardecido claro (2,5Y 6/2) en húmedo. Textura franco arcillosa. Consistencia muy dura en seco y de firme en húmedo, de adherente a muy adherente y muy plástica. Estructura prismática gruesa, fuerte, que rompe en bloques subangulares también fuerte. Presenta cútanos continuos, de presión y de iluviación, sobretodo en las caras verticales de los agregados, de naturaleza arcillosa (arcilanes). Hay grietas de retracción. Aparecen muy pocos fragmentos muy finos, de tamaño grava fina, cuarcíticos y algo alterados. Pequeños nódulos de manganeso. Pocas raíces medianas y finas. Límite inferior gradual y plano.

*Horizonte Bt4.* Profundidad de 112 a 129 cm. Color amarillento (5YR 4/6) en seco y pardo rojizo (5YR 4/4) en húmedo. Textura arcillosa. Consistencia muy dura en seco y de friable a firme en húmedo, adherente y plástica. Estructura prismática gruesa, fuerte, pero algo menos manifiesta, que rompe a bloques angulares también fuertes. Presenta cútanos y superficies de presión, continuos, sobretodo en las caras verticales de los agregados, más rojizos y espesos que en el horizonte anterior. Hay grietas de retracción. Aparecen pocos fragmentos de tamaño grava fina, cuarcíticos, poco alterados y pocos restos de costra caliza tamaño grava. Presenta algunos nódulos de carbonatos duros, con formas de disolución, y nódulos de manganeso. Lateralmente aparecen nódulos de antigua costra redisolviéndose. Hay carbonatos concentrados por zonas. Muy pocas raíces y muy finas. Límite inferior gradual y plano.

*Horizonte 2Bt5.* Profundidad de 129 a 155 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Algunas manchas de carbonatos de color blanco rosáceo (2,5YR 8/2) en seco y rosa (5YR 8/3) en húmedo. Textura franco arcillosa. Consistencia muy dura en seco y de friable a firme en húmedo, de ligeramente adherente a adherente y ligeramente plástica. Estructura en bloques angulares gruesos, fuerte.

Aparecen cútanos de arcilla, discontinuos y espesos, en caras de agregados. Presenta frecuentes poros, muy finos, intersticiales y vesiculares. Pocos fragmentos de tamaño grava fina, cuarcíticos y poco alterados. Pequeños nódulos de manganeso. Hay carbonatos concentrados en algunas zonas. Límite inferior gradual y plano.

Horizonte 2BCt1. Profundidad de 155 a 183 cm. Color pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia ligeramente dura en seco y friable húmedo, ligeramente adherente y ligeramente plástica. Estructura en bloques entre angulares y subangulares finos, moderada. Existen puentes de arcilla entre los cantos. Mucha porosidad de tipo intersticial. Fragmentos abundantes-dominantes, tamaño grava, redondeados, muy alterados, de diversas litologías. Límite inferior gradual y plano.

Horizonte 2BCt2. Profundidad mayor de 183 cm. Color amarillento (5YR 4/6) en seco y rojo amarillento (5YR 4/6) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia ligeramente dura en seco y friable húmedo, ligeramente adherente y ligeramente plástica. Estructura en bloques subangulares finos, débil. Existen puentes de arcilla entre los cantos. Hay mucha porosidad de tipo intersticial. Los fragmentos que aparecen son más abundantes y gruesos que en los horizontes suprayacentes, encontrándose también algunas piedras. En la base de algunos cantos hay colas de carbonatos.

### ***VI.2.3. Comentarios.***

No está clara la discontinuidad. 2,20 metros es la profundidad máxima del perfil.

Muchos de los horizontes presentan una **estructura** en bloques angulares, observándose incluso agregados de tipo prismático (bibliografía que diga que este tipo es el de mayor evolución de arcilla) en los horizontes con mayor contenido en arcilla (Bt3 y Bt4). La estructura es de tipo laminar en el horizonte superior del perfil, Ap1, como cabría esperar en un suelo que soporta de forma persistente prácticas agrícolas. La clase estructural de estos bloques es gruesa en casi todos los horizontes excepto en Bt1, que es mediana, y en 2BCt1 y 2BCt2 que es fina. El grado de estructura generalmente es fuerte.

Los mayores contenidos de arcilla suelen corresponder a materiales de consistencia más dura y firme, y con estructuras más desarrolladas, angulares y prismáticas.

Los **colores en seco y en húmedo** de la tierra fina de este perfil corresponden a la gama de los pardo amarillentos en superficie, pardos fuertes en los horizontes Bt que, cuando se humedecen, se tornan rojos amarillentos (terminología **Munsell Soil Color, 1990**). Los hues son claramente más rojizos en los horizontes Bt. El value se mantiene constante a lo largo de todo el perfil. En cambio el croma se incrementa en los Bt respecto a los Ap (tanto en seco como en húmedo) apareciendo tonos más rojizos motivados por la mayor abundancia de formas de hierro.

### **VI.3.Fragmentos gruesos del perfil 3:**

**Horizonte Ap1.** El volumen de la grava de este horizonte corresponde en gran parte a fragmentos de cuarcita. La *grava gruesa* se compone exclusivamente de esta litología (clastos de cuarcita), el tamaño es grande (hasta 50 mm) y la morfología es esferoidal, equigranular, con aristas relativamente angulosas y un aspecto poco alterado (escasos y finos recubrimientos rojizos de óxidos de hierro). En la fracción *grava media*, además de frecuentes cantos de cuarcita de características similares a la grava gruesa, aparecen unos pocos clastos de pizarra, de esfericidad media/baja y forma discoidal y subangulosa, escasamente alterados pero con frecuentes recubrimiento finos de limo y arcilla; también aparece algún clasto de roca carbonatada, esferoidales, de equigranulares a discoidales, frescos y con recubrimientos de la misma naturaleza que las pizarras, y muy pocos clastos de litología tipo arenisca, de esfericidad media-alta, de equigranulares a alargados, subangulosos, poco alterados, sin recubrimientos. La grava fina se compone mayoritariamente de granos de cuarzo de pequeño tamaño (hasta 3 mm), con aspecto relativamente cristalino (euédrico), y también por algún fragmento de arenisca y roca carbonatada de morfología similar a la descrita.

**Horizonte Ap2.** Este horizonte no presenta grava gruesa, estando la mayor parte de su volumen constituido por fragmentos de cuarcitas y granos casi euédricos de cuarzo (de hasta 10 mm) de tamaño *grava fina* (con características morfológicas semejantes a Ap1).

Tanto en la grava media como fina aparecen pocos clastos de pizarra, de esfericidad alta, discoidales y subangulosos, de aspecto bastante poco alterado.

**Horizonte Bt1.** La *grava media* de este horizonte se compone exclusivamente de clastos de cuarcita, esferoidales, equigranulares, angulosos, poco alterados, mientras que en la *grava fina* observamos, además, abundantes granos de cuarzo del tipo que se ha descrito en los horizontes suprayacentes. No se detectan fragmentos de otras litologías.

**Horizontes Bt3 y Bt4.** Son horizontes muy homogéneos entre sí, que presentan características muy parecidas al Bt1, si bien toda la grava pertenece a la fracción de *grava fina* (no recogemos nada en el tamiz de 5mm) y está compuesta por granos de cuarzo y cuarcita de muy pequeño tamaño (aproximadamente 3 mm).

**Horizonte 2Bt5.** Las características de este horizontes son semejantes a las de Bt1, pues detectamos *grava media* compuesta por clastos de cuarcitas, aunque también encontramos un clasto de litología no descrita hasta ahora en el perfil, con aspecto de conglomerado (granos redondeados de cuarcita embutidos en una matriz pardo-rojiza, arenosa). La *grava fina*, menos abundante que la grava media, está compuesta principalmente de granos de cuarzo y cuarcita.

**Horizonte 2BCt1:** En este horizonte la grava, en general, es mucho más abundante que en los anteriores, presentando clastos de todas las fracciones. En la *grava gruesa* aparecen frecuentes clastos de cuarcita, con aspecto subanguloso, y también aparecen frecuentes fragmentos de arenisca (color pardoamarillento), de esfericidad media, forma discoidal y muy redondeados y unos pocos clastos con aspecto de conglomerados, subangulosos. La *grava media* se enriquece en fragmentos de cuarcita, aunque siguen apareciendo cantos areniscosos y de conglomerados. Por último, en la *grava fina* se describen principalmente granos de cuarzo.

**Horizonte 2BCt2:** En cuanto a litología es muy parecido al horizonte anterior, si bien aumenta significativamente el volumen de *grava gruesa*, en el que se hacen dominantes los clastos de arenisca. En la *grava media* también aumenta la proporción de cantos de conglomerados, muchos de los cuales están recubiertos de películas de arcilla (probablemente caras de presión), y las cuarcitas aparecen muy alteradas, con muchas grietas recubiertas de pátinas rojizas y amarillentas y consistencia bastante deleznable. Por último, la *grava fina* se ve dominada por granos de cuarzo.

#### VI.4. Caracteres analíticos.

Los datos analíticos del Perfil 3 se recogen en las **Tablas VI.1**, **Tabla VI.2** y

**Tabla VI.3.**

**Tablas VI.1.** Granulometría del perfil 3

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Ap1	8,0	15	13	72	4,2	10,0	13,9	19,5	14,9	62,5	19,6	17,9	fsl
Ap2	1,0	68	32	0	5,2	11,0	13,1	20,4	11,4	61,1	14,3	24,6	scl
Bt1	1,0	73	27	0	5,7	12,2	13,5	19,2	9,7	60,3	12,6	27,1	scl
Bt2	1,0	100	0	0	3,5	8,3	11,6	20,0	9,0	52,5	15,6	31,9	scl
Bt3	1,0	100	0	0	2,5	6,4	9,9	17,4	8,3	44,4	15,7	39,9	cl
Bt4	2,0	75	25	0	4,3	5,3	6,1	9,5	8,3	33,4	24,3	42,0	c
2Bt5	6,0	18	82	0	7,3	8,6	8,6	12,4	7,6	44,5	21,2	34,3	cl
2BCt1	43,0	52	36	11	15,6	13,0	10,4	12,4	5,1	56,5	12,5	31,0	scl
2BCt2	47,0	47	18	35	24,9	21,0	10,0	6,6	2,6	65,1	7,2	27,7	scl

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franco gruesa, sl= franco arenosa, fsl= franco arenosa fina, vfsl= franco arenosa muy fina, gsl= franco arenosa gruesa, l= franca, scl= franco arcillo arenosa, cl= franco arcillosa, sic= arcillo limosa, c= limosa.

La **clase textural** de la mayoría de los horizontes es franco arcillo arenosa, siendo, no obstante, franco arenosa fina en Ap1, franco arcillosa en Bt3 y 2Bt5, y arcillosa en Bt4. Según las clases texturales de **FAO (1988)**, todos los horizontes se clasifican como de textura media, salvo Bt3 y Bt4 que son de textura fina. Se observa un aumento progresivo en el contenido de arcilla hacia el horizonte Bt4, donde se alcanza el valor máximo del perfil (42.0%). A partir de este horizonte, el porcentaje de arcilla desciende también de manera gradual. La tendencia con la profundidad en los contenidos de arena es justamente la inversa a la de la arcilla. Los contenidos en grava son muy bajos, casi nulos, en la

práctica totalidad del perfil, excepto en el horizonte más superficial Ap1 (8%), y en los dos horizontes B de transición situados en la parte inferior del perfil 2BCt1 y 2BCt2 (43 y 47%, respectivamente). La grava del primero es predominantemente de la fracción gruesa (> 50 mm) (**Tabla VI.1.**) y de litología cuarcítica (**Tablas VI.2.**), mientras que la grava de los últimos es más rica en grava media (20 – 50 mm) y fina (2 -20 mm) (**Tablas VI.1.**).

La **discontinuidad litológica** se ha establecido en función de varios rasgos relacionados principalmente con la granulometría y la litología de los fragmentos gruesos (**Tablas IV.1. y IV.2.**). La primera discontinuidad aparece entre Btg2 y 2Cg/Bt1 y se manifiesta por un fuerte descenso del contenido de grava total, un incremento brusco de la fracción grava fina (a la vez que desaparece la grava gruesa y disminuye mucho la grava media) y en la aparición de algunos nódulos de carbonatos. La segunda discontinuidad (horizonte 3C) se evidencia en base a un descenso notable de la grava total, un aumento brusco del contenido de grava gruesa que además refleja una litología con mayor proporción de cuarcita, y también en un incremento significativo de la arena muy fina (del 15 al 29% desde 2C/Bt2 a 3C, respectivamente).

**Tablas VI.2.** % en peso de fragmentos gruesos según su origen litológico en los horizontes del perfil 3.

Horizonte	Fragmentos de rocas carbonatadas	Fragmentos de rocas pelíticas	Fragmentos de cuarcitas	Granos de cuarzo	Fragmentos de otras litologías
Ap1	10.2	4.3	70.1	10.8	4.5 <sup>1</sup>
Ap2	0.0	23.5	32.1	43.7	0.0
Bt1	0.0	0.0	41.0	59.0	0.0
Bt2	0.0	0.0	44.4	55.6	0.0
Bt3	0.0	0.0	44.9	55.1	0.0
Bt418	0.0	0.0	27.4	35.0	37.6 <sup>2</sup>
2Bt519	0.0	0.0	40.0	30.0	30.0
2BCt120	0.0	1.0	64.0	16.4	20.6
2BCt221	0.0	0.0	43.0	27.0	30.0

<sup>1</sup> Arenisca

<sup>2</sup> Arenisca, nódulos de carbonatos.

La mayor parte de los horizontes de este perfil presentan **cútales** de arcilla iluvial (todos excepto Ap1 y Ap2). Estas películas de arcilla y hierro, clasificadas como ferriarcilanes, se hacen más abundantes en los horizontes Bt3 y Bt4, coincidiendo con los máximos contenidos de arcilla del perfil.

El valor máximo del **potencial de retención de agua** ( $\Psi_p^m$ ) a 33 kPa se observa en el horizonte Bt4 (24.23%), apreciándose una distribución idéntica a la descrita para el contenido de arcilla. Una tendencia análoga sigue el contenido de agua a 1500 kPa, presentando, en este caso, el máximo en Bt3 (12.25%).

Este perfil presenta contenidos de **Carbono Orgánico (C.O.)** muy bajos, por lo general menores del 0.30%, solo el horizonte superficial Ap presenta un valor bajo (% de materia orgánica entre 0.5 y 1.0%). Los valores de **nitrógeno total** son también bajos o muy bajos (menores de 0.10%), aunque hay que destacar la presencia de valores relativamente anómalos de nitrógeno total en dos horizontes de discontinuidad litológica (2Bt5 y 2BCt1), en que los valores son superiores al 0.10%.

La tierra fina de los horizontes de este perfil presenta contenidos bajos en **hierro libre** extraído con citrato-ditionito (aproximadamente la mitad de los valores promedio en las terrazas 1 y 2) estando los valores generalmente por encima del 1%. En contraste, los valores de hierro libre extraído mediante oxalato son superiores a los de dichas terrazas (valor promedio para el perfil de 0.15%). Esto hace que la diferencia entre ambas fracciones (%citrato-ditionito menos %oxalato) sea la menor para los suelos preholocénicos, lo que puede interpretarse como una mayor proporción de formas férricas no cristalinas. A pesar de todo, las formas cristalinas siguen predominando, lo que confiere un carácter rubificado al suelo. En cuanto a los valores en los horizontes, el Bt4 presenta el valor máximo de la fracción citrato-ditionito (1.94%), apreciándose una tendencia con la profundidad idéntica a la descrita para el contenido de arcilla. Esta coincidencia en ambos componentes, arcilla y hierro libre cristalino, nos permite reafirmar la hipótesis de una movilización conjunta en el perfil, y corroborar el carácter de ferriarcilanes de las películas iluviales de arcilla. En cuanto a las formas férricas extraídas con oxalato, muestran la misma variación en la profundidad, si bien el máximo se localiza en Bt3 y no en Bt4.

Los valores de **aluminio libre** en tierra fina son bajos para ambas fracciones, y la diferencia entre ellas es mínima (diferencia media entre ambas fracciones de 0.02%, la menor de toda la cronosecuencia), lo que implica la existencia de una cantidad muy parecida (o incluso superior) de fases aluminicas cristalinas con respecto a las fases no

cristalinas. La variación con la profundidad es menos clara en ambas fracciones que en el caso del hierro libre y presenta varias secuencias ascendentes y descendentes.

El **sílice libre** en tierra fina es el óxido menos abundante de los analizados. Los valores son muy bajos, menores por lo general que en los suelos más viejos, para la fracción cristalina (extracción con citrato-ditionito), y también muy bajos los de la fracción no cristalina (extracción con oxalato), pero semejantes en término medio a los de los demás suelos de la cronosecuencia. La fracción de oxalato no muestra apenas variación en profundidad lo que nos induce a pensar que no existe mucho sílice en formas relativamente solubles. Los valores de la fracción citrato-ditionito son bastante homogéneos en profundidad, presentando un máximo en Bt3 (0.53%).

El **fósforo asimilable** (extraído con el método Olsen) es bajo desde el punto de vista clasificatorio, siendo el valor medio del perfil es el más bajo de toda la cronosecuencia (589.20 mg/kg). Desde el punto de vista agronómico, los contenidos para suelos de secano de texturas medias y finas son altos, excepto en los horizontes 2Bt5 y 2BCt2, que son normales (**Watanabe-Olsen, 1965**), lo que refleja el persistente abonado al que está sometido el suelo. El hecho de que los valores de fósforo sean los menores de la cronosecuencia podría atribuirse a varios factores: menores contenidos en materia orgánica que el resto de perfiles (por tanto, baja contenido ligado al humus), perfil prácticamente descarboxinado (nula o casi nula retención por adsorción o precipitación por parte del carbonato cálcico) y % de óxidos de hierro y arcilla inferiores a los otros suelos preholocénicos (menor retención por adsorción o precipitación por parte de cútanos o concreciones de óxidos de hierro y aluminio). También puede influir la textura más gruesa del suelo, especialmente del horizonte superficial (Ap1, franco arenosa fina) que puede provocar una mayor pérdida por escorrentía o percolación.

El perfil se muestra completamente descarboxinado en toda su extensión, por lo que se infiere que el proceso de lavado de **carbonatos** ha actuado íntegramente en todo el perfil.

Los valores de **pH** están comprendidos entre 8.1 en el horizonte Ap1 y el 7.3 del horizonte Bt3, no tomando en ningún caso, pues, carácter ácido. No se aprecian tendencias claras con la profundidad, si bien los horizontes más enriquecidos en arcilla también

presentan los menores valores de pH. La **conductividad eléctrica (C.E)** en todos los horizontes está muy por debajo del límite de la clase normal ( $2 \text{ dSm}^{-1}$ ).

Los valores de **Capacidad de Cambio de Cationes (CEC)** oscilan entre los bajos valores de los horizontes superficiales ( $4.2 \text{ cmol}(+)/\text{kg}$  en Ap1) y los altos de los horizontes Bt ( $29.1 \text{ cmol}(+)/\text{kg}$  en Bt4). Cuanto mayor es el porcentaje de arcilla, mayor es la CEC.





## VI.5.Composición mineralógica.

A continuación se comentarán los resultados obtenidos mediante difracción de rayos X (DRX), empleando la técnica del polvo desorientado, de cada una de las fracciones granulométricas de los horizontes del perfil. Los resultados se exponen en las **Tablas** de la **IV.5.**, a la **IV.11.**

Lo más llamativo de la mineralogía de este perfil es la proporción de feldespatos que posee. Esto hace que sea el perfil de la cronosecuencia con mayor contenido de estos minerales en todas las fracciones granulométricas.

**Tablas VI.5.** Mineralogía de tierra fina (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	25	45	3	trazas	1	22	2	1	trazas
Ap2	20	48	2	1	1	22	5	1	trazas
Bt1	52	16	7	1	2	18	1	1	2
Bt2	40	29	3	1	1	23	1	1	1
Bt3	58	24	6	trazas	1	9	2	1	trazas
Bt4	51	23	5	trazas	1	15	5	1	trazas
2Bt5	55	25	3	2	1	11	2	1	trazas
2BCt1	44	22	3	trazas	1	25	4	1	1
2BCt2	38	25	7	1	1	26	trazas	2	trazas
media	43	28	4	1	1	19	2	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

La relativamente elevada cantidad de feldespatos es paralela a un % de cuarzo considerable, de tal manera que es único perfil en que la suma cuarzo + feldespatos supera a los valores de laminares en todas las fracciones granulométricas (excepto en la arcilla).

El alto contenido en cuarzo y feldespatos va asociado al elevado contenido de arena de este perfil (53%), que es en sus valores medios es también el mayor de la cronosecuencia, incluidos los suelos holocénicos.

**Tablas VI.6** Mineralogía de arena fina (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	10	51	1	trazas	trazas	30	8	trazas	trazas
Ap2	3	41	trazas	1	1	34	19	1	trazas
Bt1	4	70	2	trazas	1	13	10	trazas	trazas
Bt2	5	66	trazas	trazas	trazas	21	7	trazas	trazas
Bt3	3	67	2	1	1	10	15	1	trazas
Bt4	6	57	1	trazas	1	23	8	3	trazas
2Bt5	6	60	1	1	trazas	17	13	1	trazas
2BCt1	8	59	2	trazas	trazas	11	12	7	trazas
2BCt2	.	.	.	.	.	.	.	.	.
media	6	59	1	trazas	1	20	12	2	trazas

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

La asociación entre los feldespatos, el cuarzo y la arena se produce tanto en la arena fina como en la arena gruesa, donde esta suma (cuarzo+feldespatos) constituye entorno al 90% de los minerales estimados (concretamente, el 88 y el 92% del total en arena gruesa y arena fina, respectivamente). Esta composición refleja la mineralogía de las escasas gravas del perfil, compuesta casi exclusivamente de fragmentos de cuarcita y granos de cuarzo de granulometría grava fina, con valores medios muy semejantes a las arenas (7% de laminares, 88% de cuarzo+feldespatos).

**Tablas VI.7.**Mineralogía de arena gruesa (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	2	48	1	1	2	39	5	1	trazas
Ap2	13	58	trazas	trazas	1	21	5	1	trazas
Bt1	3	59	trazas	trazas	3	26	9	trazas	trazas
Bt2	2	40	trazas	trazas	1	36	19	1	trazas
Bt3	7	55	1	trazas	1	26	10	trazas	trazas
Bt4	6	37	1	trazas	2	31	19	4	trazas
2Bt5	7	54	1	trazas	1	25	11	1	trazas
2BCt1	14	56	3	trazas	1	22	2	1	trazas
2BCt2	19	43	2	trazas	3	22	11	trazas	trazas
media	8	50	1	trazas	2	28	10	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**Tablas VI.8.** Mineralogía de limo (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	23	55	1	trazas	1	17	4	trazas	trazas
Ap2	16	68	2	trazas	trazas	10	4	trazas	trazas
Bt1	19	66	1	trazas	trazas	9	4	trazas	trazas
Bt2	21	65	1	trazas	trazas	9	4	1	trazas
Bt3	20	61	0	2	trazas	9	7	trazas	trazas
Bt4	30	62	0	trazas	trazas	9	trazas	trazas	trazas
2Bt5	36	53	1	trazas	2	7	trazas	trazas	trazas
2BCt1	19	68	0	1	1	7	3	trazas	trazas
2BCt2	44	45	2	1	1	6	2	trazas	trazas
media	23	53	1	trazas	trazas	8	3	trazas	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

En la fracción limo, la proporción de feldespatos sigue siendo la mayor de la cronosecuencia, aunque las diferencias con los demás perfiles no son tan pronunciadas, mientras que en la arcilla, los contenidos de feldespatos son similares a los del resto de perfiles, incluso en el caso del cuarzo, es ligeramente más elevado en el suelo T1 (7% frente al 5% en T1 y T3, respectivamente).

**Tablas VI.9.** Mineralogía de arcilla (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado (tubo Co).

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	81	7	5	1	2	2	trazas	2	trazas
Ap2	83	7	3	2	2	3	trazas	1	trazas
Bt1	87	5	4	trazas	trazas	2	trazas	trazas	trazas
Bt2	84	7	5	trazas	1	2	trazas	1	trazas
Bt3	87	5	5	trazas	trazas	2	trazas	trazas	trazas
Bt4	83	7	5	1	trazas	2	trazas	trazas	trazas
2Bt5	91	2	5	trazas	trazas	2	trazas	trazas	trazas
2BCt1	90	5	2	1	trazas	3	trazas	trazas	trazas
2BCt2	88	5	4	trazas	trazas	2	trazas	1	trazas
media	86	5	4	1	1	2	trazas	1	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Por tanto, se observa un decrecimiento importante desde la fracción arena a las fracciones más finas, especialmente a la arcilla, en el contenido de feldespatos. Este fenómeno refleja la relativa facilidad de alteración de estos minerales, propios de la fracción arena y limo de suelos jóvenes o moderadamente desarrollados, de horizontes con

aportes de material fresco (coluvial, aluvial, eólico...) o de horizontes profundos escasamente meteorizados (**Huang, 1989**). La proporción de feldespatos en este suelo es incluso mayor de lo que cabría esperar, teniendo en cuenta que se trata de un suelo con un grado de evolución moderado-alto (Palexeralf), y se debe con toda probabilidad al material original de la terraza con litologías ricas en feldespatos (arenas aluviales procedentes de la alteración de granitos) (Allen and Hajek, 1989), aunque no se puede descartar posibles aportes eólicos o de otro tipo. Por otra parte, la cantidad de feldespato potásico es más importante que la de feldespato sódico, lo cual es previsible conociendo que los términos sódicos y cálcicos son mucho menos estables en el suelo que los potásicos (**Huang, 1989**).

La menor proporción de laminares de este suelo, comparado con los otros suelos preholocénicos (T1 y T2), es paralela a un contenido ligeramente menor de formas libres de hierro en la tierra fina. Esto demuestra la interrelación entre ambas fases, demostrada también mediante la morfología y la analítica, y confirma el carácter de ferriarcilanes de las películas de arcilla iluvial.

**Tablas V.10.** Mineralogía de grava media (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2Bt5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2BCt1	23	36	1	0	1	27	8	4	0
2BCt2	23	31	1	0	1	29	12	2	0
media				0	0				

Otras fases, como la clorita, la calcita y la dolomita están prácticamente ausentes en todas las fracciones granulométricas de este perfil; en el caso de la clorita probablemente se deba a que el material original de la terraza es, en general, pobre en clastos pelíticos; la ausencia de carbonatos es debida a la completa descarbonatación del perfil.

**Tablas V.11.** Mineralogía de grava fina (%) del Perfil 3. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	8	40	2	trazas	2	32	11	6	trazas
Ap2	5	59	1	trazas	2	26	6	1	trazas
Bt1	7	50	trazas	trazas	2	31	9	1	trazas
Bt2	8	58	2	trazas	trazas	23	9	1	trazas
Bt3	4	66	3	trazas	1	18	7	1	trazas
Bt4	13	38	1	trazas	1	33	10	3	trazas
2Bt5	4	29	1	trazas	1	49	14	1	trazas
2BCt1	0	37	trazas	trazas	1	46	15	1	trazas
2BCt2	9	44	2	trazas	1	26	8	9	trazas
media									

## **VI.6. Balance Hídrico. Clasificación edafoclimática.**

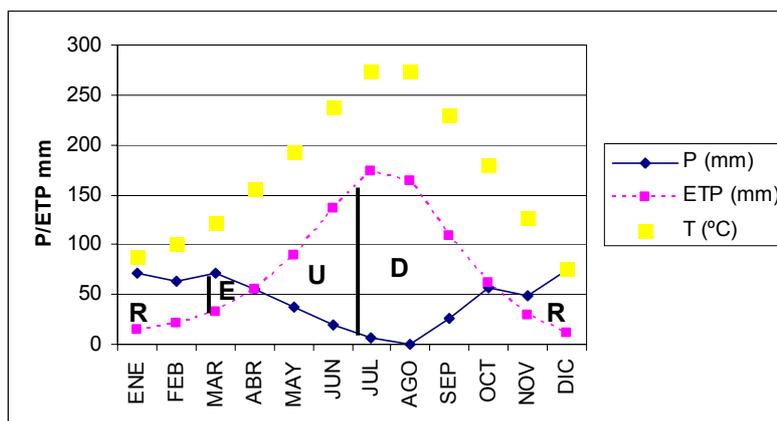
Reserva del suelo de la Terraza 3. Según la descripción morfológica (ver capítulo 6), la profundidad que consideramos probable que exploren las raíces llega hasta el horizonte 2Bt5 (129 cm). Con estos espesores y el agua util de los mencionados horizontes (**Tabla VI.3**) calculamos 185 mm de reserva del suelo. En la página siguiente se muestra el balance hídrico para este suelo. Como podemos deducir del balance hídrico, el periodo de Uso de la reserva comienza el día 29 de abril, el Déficit comienza el día 4 de julio, la Recarga de la reserva podemos considerarlo el 15 de noviembre (Soil Survey Staff, 1998) y el Sobrante comienza el 13 de marzo.

Sección control del suelo P3: la sección control se situa entre 25 y 60 cm, calculada en base a los mismos criterios anteriormente empleados.

Clasificación del suelo P3. Dado que se han tomado los mismos datos térmicos que en P1, el régimen es también **Térmico**. En cuanto al régimen hídrico, el suelo P4 cumple las mismas características, siendo su régimen **Xérico**.

## Balance hídrico

	Balance Hídrico T3											
	Enero	Febre.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
T <sup>a</sup>	9.1	10.7	14.3	17.2	21.6	25.7	28.8	28.5	24.8	18.9	13.3	9.5
Pp	74.7	85.2	69.0	40.3	31.6	16.5	2.7	1.3	20.6	65.7	63.5	92.6
ETP	14.7	20.9	32.0	55.5	89.8	136.7	173.6	163.0	108.8	62.3	29.3	11.0
R	141.3	184.3	185.0	184.4	132.4	15.6	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	84.1
ΔR	57.3	42.9	0.7	-0.6	-52.0	-116.9	-15.6	0.0	0.0	0.0	20.0	84.1
Ex	0.0	0.0	38.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Df	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	152.1	162.6	82.6	6.1	0.0	0.0
ETR	14.7	20.9	32.0	55.5	89.8	135.7	21.6	0.4	26.2	56.2	29.3	11.0



## VI.7. Clasificación.

### *VI.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources. 1998.*

Horizonte superficial: no cumple, tras mezclar los primeros 20 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: croma húmedo menor de 3.5, % de carbono orgánico mayor de 0.6%. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. A pesar de que el suelo está cultivado desde antiguo, no se considera de tipo antropopedogénico por las siguientes razones: no contiene de forma usual restos de actividad humana, ni presenta una clara evidencia de aportes continuos de material que supongan una elevación significativa del terreno, ni ha sido sometido a irrigación intensiva ni a riego por inmersión.

Sí cumple las siguientes condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 13 cm de suelo mezclados (que coincide con Ap): carencia de estratificación fina, croma mayor de 3.5 en húmedo, espesor menor de 25 cm para solum de más de 75 cm, y contenido de carbono orgánico menor de 0.6%.

Horizontes subsuperficiales: la diferenciación textural en cuanto al contenido de arcilla con respecto al horizonte superficial, y la presencia de claros indicios de iluviación de arcilla (ferriarcilanes) nos induce a pensar que existe un horizonte **Árgico**. Este horizonte cumple los siguientes requerimientos: espesor mayor de la décima parte del horizonte superior y mayor de 7.5 cm, ausencia de la estructura de roca en más de la mitad del volumen, textura más fina que franco-arenosa con más del 8% de arcilla en valor absoluto, una proporción de arcilla mayor de 1.2 con respecto al contenido de arcilla del horizonte suprayacente y, por último, un incremento neto de arcilla dentro de una distancia vertical de 30 cm desde que comienza a aparecer los signos de iluviación. La naturaleza claramente iluvial de la arcilla se pone de manifiesto en que los cútanos son continuos o comunes en las caras de los agregados, además de las evidencias ultramicroscópicas expuestas en el capítulo X (el estudio microscópico en lámina delgada o, mejor aún (Birkeland, 1999), mediante microscopio electrónico de barrido –SEM- es especialmente necesario cuando sabemos que ha existido erosión de los horizontes superficiales). Por todo lo anterior, diagnosticamos un horizonte **Árgico**. Por otra parte, se descarta la presencia de un

horizonte Álbico suprayacente al horizonte Árgico, ya que no cumple, entre otras, las exigencias de valores en seco y húmedo superiores a 7 y 6, respectivamente.

Propiedades de Diagnóstico: No podemos diagnosticar propiedades Gleycas ni Stagnicas debido a que el criterio de abundancia de manchas no se cumple en el suficiente volumen del suelo. Se detectan manchas y/o nódulos de carbonatos secundarios en los horizontes Bt4 y 2Bt5, pero en cantidades que no justifican que se diagnostique la propiedad Carbonatos Secundarios.

Material de Diagnóstico: no presenta material de diagnóstico alguno.

Grupo de Referencia del Suelo: Este suelo presenta un horizonte de diagnóstico Árgico dentro de los 100 primeros cm desde la superficie del suelo, con una CEC igual o mayor de  $24 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  de arcilla y un horizonte Ócrico en superficie. Con estos rasgos el perfil 3 se clasifica dentro del Grupo de los **Luvisoles**.

Cualificadores para nombrar las Unidades de Suelos: **Profondic**, debido a que tiene un horizonte Árgico en el que el contenido de arcilla no desciende más del 20% relativo al máximo dentro de los primeros 150 cm; **Cutanic**, pues presenta películas de arcilla en el horizonte Árgico. **Chromic**, el horizonte B tiene hue 7.5YR y croma húmedo mayor de 4 ó hue mayor de 7.5YR.

La clasificación de este suelo sería, por tanto, **Profondi-Chromic Luvisol (Cutanic)**.

#### ***VI.7.2. Clasificación FAO 1988.***

Horizontes de diagnóstico: el horizonte de diagnóstico superficial se define con los mismos criterios que el horizonte superficial en el WRB (1998), siendo un **horizonte A ócrico**. La diferencia más apreciable para definir el **horizonte B Árgico**, es que WRB aumenta la exigencia en el contenido de arcilla iluvial a un 5% de las superficies (en la presente clasificación basta un 1%).

Propiedades de diagnóstico: Presenta **minerales alterables** (entre el 42 y 58% laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1, además de cantidades no despreciables de feldespatos Na y K).

Clasificación: se clasifica dentro del Grupo de los **Luvisoles** porque: tiene un horizonte Árgico con una CEC igual o mayor de  $24 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$  de arcilla y un grado de saturación de bases mayor del 50%. Dentro de este Grupo de suelos, pertenece a la Unidad de **Luvisoles Crómicos**, porque cumple el siguiente criterio: un horizonte B Árgico de color pardo fuerte a rojo (suelos *molidos* con hue 7.5YR y croma mayor de 4 ó hue mayor de 7.5YR; si no cumpliera esto último quedaría en Luvisol háplico).

### ***VI.7.3. Clasificación Soil Taxonomy.***

Horizonte de diagnóstico superficial (Epipedon): no cumple, tras mezclar los primeros 18 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: value húmedo menor de 3, ni croma húmedo menor de 3, ni value seco menor que 5, ni un 0.6 % de carbono orgánico. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. Sí cumple las siguientes condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 18 cm de suelo mezclados: value húmedo mayor de 3, croma húmedo mayor de 3, value seco mayor que 5 y menos de 0.6 % de carbono orgánico.

Horizonte de diagnóstico subsuperficial (Endopedon): la presencia de claros indicios de iluviación de arcilla y el elevado porcentaje de arcilla filosilicatada (**tabla...**) nos induce a pensar que existe un horizonte Argílico. Este horizonte cumple los siguientes requerimientos: espesor mayor de la décima parte del horizonte superior y mayor de 7.5 cm. La naturaleza claramente iluvial de la arcilla se pone de manifiesto en la existencia de cútanos en las caras de los agregados, además de las evidencias ultramicroscópicas expuestas en el capítulo X. Por todo lo anterior, diagnosticamos un horizonte **Argílico**, con un espesor de 190 cm.

Características de diagnóstico: (**Ver % de arenas para diagnosticas discontinuidades litológicas**). Presenta una significativa cantidad de cuarzo (**mineral resistente**) en la fracción de 0.02 a 2.0 mm (entre el 37 y 59%, aproximadamente) y a la vez de **minerales alterables** (entre el 40 y 58% de laminares en tierra fina, que son principalmente filosilicatos 2:1). Presenta un régimen de humedad del suelo **Xérico** y un régimen de temperatura **Térmico**.

Clasificación: presenta un horizonte Argílico con una saturación de bases mayor del 35%, criterio que basta para incluirlo en el orden **Alfisoles**. Presenta un régimen de humedad Xérico, por lo que pertenece al Suborden **Xeralfs**. Cumple los siguiente criterios del Gran grupo de **Palexeralfs**: el descenso en el contenido de arcilla con la profundidad hasta los 150 cm no es del 20% o más con relación al horizonte con mayor contenido absoluto de arcilla y la base del horizonte a más de 150 cm de profundidad. Además, pertenece al subgrupo de **Haplic Palexeralfs**, porque el incremento de arcilla en el límite superior del argílico es menor del 15%.

La sección control del perfil para establecer las clases texturales y mineralógicas serían los 50 primeros cm del argílico (Alfisoles con un argílico de más de 50 cm, cuyo límite superior está dentro del primer metro de profundidad y su límite inferior a más de 25 cm). La textura es franco arcillo arenosa con un % en volumen de grava inferior al 35%, un contenido medio de arcilla de 27.27 % y el % en peso de la fracción que incluye desde arena fina a grava gruesa (fracción entre 0.1 y 75 mm) es mayor del 15%. Los anteriores datos lo incluyen en la clase textural **Franca fina (Fine Loamy)**.

Dada este clase textural, distinta de la de los suelos T1 y T2, la sección control no puede clasificarse como illítica (clase solo aplicable a texturas arcillosas, muy finas o finas), siendo **Micácea (micaceous)**, por poseer más del 40% de laminares en tierra fina y aproximadamente el 80% de mica en arcilla y limo. Por último, la clase de temperatura es **Thermic**.

El perfil 3 se clasifica, por tanto, como **Micaceous, Thermic, Fine-loamy Haplic Palexeralf**.

## **VI.8. Comentario general del perfil.**

El perfil de la terraza 3 es un suelo de gran espesor (más de 220 cm), afectado por un proceso bastante importante de iluviación de arcilla, ya que encontramos rasgos iluviales (cútanos...) en toda la profundidad del mismo. La extensión y antigüedad de este proceso hace que este suelo se clasifique en el grupo de los Palexeralf (**Soil Survey Staff, 1998**).

La existencia de una discontinuidad litológica condiciona la variación vertical de las propiedades morfológicas, analíticas y mineralógicas del perfil. Esta discontinuidad, situada a los 129 cm de profundidad (entre Bt4 y 2Bt5) se manifiesta, principalmente en un aumento, suave en 2Bt5 y brusco en 2BCt1, en el % de grava, pasando desde una práctica carencia de fragmentos gruesos (2% en Bt4) hasta casi un 50% (2BCt2).

Hasta el límite de la discontinuidad el proceso de iluviación de arcilla presenta las características habituales, aumento progresivo y relativamente suave del % de arcilla y de todas las variables estrechamente asociadas (retención de agua a 33 y 1500 kPa, CEC, formas libres de hierro), que presentan un máximo en Bt4. Por tanto, en este suelo no se detectaría ningún proceso erosivo o decapitador del material superficial, incluso existen rasgos que apuntarían en el extremo opuesto, a un sobreengrosamiento del perfil (por ejemplo, una textura franco arenosa fina en Ap1, frente franco arcillo arenosa en Ap2).

La secuencia se trunca al inicio de la discontinuidad (2Bt5) donde se invierte la tendencia, con un decrecimiento progresivo del contenido de arcilla (y en los valores de propiedades asociadas) y un carácter cada vez más marcado de horizonte C (mayor % de grava, estructura en bloques subangulares, más fina, menos desarrollada; cútanos menos frecuentes y más delgados...).

## **VII. PERFIL 4.**



### **VII.1. Descripción geográfica de la terraza 4.**

Al contrario que las anteriores, la terraza 4 se distribuye a ambas márgenes del río. La franja de la margen septentrional no atraviesa todo el sector pues a la altura de Villanueva de la Reina se ve limitada por el contacto entre la terraza 3 y 5, pero en su margen meridional la terraza si se extiende a lo largo de todo el sector. La anchura de la franja norte es homogénea, de aproximadamente 700 metros, y la franja sur presenta una anchura media parecida, si bien en algún punto alcanza más de un kilómetro. En algunos tramos, el río parece encajonarse relativamente y su cauce menor practicamente entra en contacto con esta terraza, por lo que no es anómalo que en grandes y esporádicas crecidas el nivel del río la alcance. La superficie total es de 1998 Ha, con un perímetro 67 Km. La altitud media es de 210 metros, es decir, siempre a menos de 15 metros del talweg. La pendiente media es menor del 2%.

## VII.2. Caracteres morfológicos.

### VII.2.1. Caracteres Generales.

**Ubicación:** Terraza del río Guadalquivir a unos 500 metros al suroeste de los Villares.

**Coordenadas UTM:** 30SVH142092.

**Altitud:** 212 metros.

**Posición fisiográfica:** Terraza fluvial.

**Topografía del terreno circundante:** Plano.

**Microtopografía:** Superficie muy plana a la que se le ha pasado una gradilla.

**Pendiente:** 0%, clase 1: llano o casi llano.

**Vegetación:** Cultivo de regadío, maíz.

**Material de partida:** Material de terraza fluvial, gravas y piedras redondeadas.

**Drenaje:** Clase 3. moderadamente bien drenado. Las gravas de la discontinuidad eliminan el agua de la parte superior del suelo.

**Condiciones de humedad del suelo:** Húmedo a partir de los 12 primeros centímetros.

**Profundidad de la capa freática:** a 2 o 2,20 metros.

**Pedregosidad:** Clase 0: ninguna o con muy pocas piedras.

**Rocosidad:** Clase 0: sin afloramientos rocosos en superficie.

**Evidencias de erosión:** no se aprecia.

**Presencia de sales o álcalis:** No se aprecia.

**Influencia Humana:** Zona de cultivo.

**VII.2.2. Descripción de los Horizontes del suelo.**

*Horizonte Ap1.* Profundidad de 0 a 13 cm. Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo (10YR 4/3) en húmedo. No presenta manchas de color. Textura franco arcillosa. Consistencia muy dura en seco y friable húmedo, adherente y plástica. Estructura granular fuerte, mediana (producto del uso de un rastrillo que ha roto los bloques subangulares gruesos y muy gruesos fuertes). Se desmoronan con mucha facilidad. No se aprecian cútanos. Frecuentes poros finos y medianos, continuos, caóticos, intersticiales. Frecuentes gravas redondeadas de naturaleza silícea cuarcítica y carbonatada calcárea. Fragmentos gruesos no alterados. Muchos cantos presentan colas de carbonatos "ex situ" (la cola no está en la parte inferior), posiblemente debido al levantamiento por subsolado de gravas pertenecientes a la parte inferior de la discontinuidad litológica. No hay nódulos minerales ni capas endurecidas. Fuertemente calcáreo. Algunos fragmentos cerámicos no actuales. Presenta algunos coprolitos. Pocas raíces finas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Ap2.* Profundidad de 13 a 35 cm. Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo (10YR 4/3) en húmedo. Textura franco arcillosa. Consistencia dura en seco y friable húmedo, ligeramente adherente y de ligeramente plástica a plástica. Estructura en bloques subangulares gruesos, de moderada a fuerte. No presenta cútanos. Frecuentes poros finos y muy finos intersticiales. Frecuentes gravas redondeadas inalteradas de naturaleza silícea y caliza. No presenta nódulos minerales ni capas endurecidas. Fuertemente calcáreo. En este horizonte muchos cantos presentan colas de carbonatos "ex situ". En algunas zonas hay mezcla con el horizonte Bwk1 subyacente debido al levantamiento por el arado. Hay fragmentos cerámicos no actuales. Presenta agregados coprógenos. Existen lombrices, canales de lombrices y restos biológicos vegetales enterrados. Pocas raíces finas. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte Bwk1.* Profundidad de 35 a 41/59 cm. Color pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco y pardo amarillento (10YR 5/4) en húmedo. Textura franco arcillosa. Consistencia de muy dura a extremadamente dura en seco y firme en húmedo, adherente y plástica.

Estructura en bloques subangulares gruesos moderada. Rojizo, sin manchas de color. Muy poroso. Frecuentes poros finos y muy finos intersticiales, medianos y tubulares finos. Frecuentes gravas redondeadas, no alteradas, de naturaleza fundamentalmente silícea. Generalmente no presentan colas de carbonatos si bien, algunos cantos sí las manifiestan, sobretodo en las partes más profundas del horizonte. Algún resto cerámico muy alterado. Muy pocas raíces finas. Límite inferior neto y ondulado.

*Horizonte 2Bwk2.* Profundidad de 59 a 75 cm. Color pardo (7,5YR 5/3) en seco y pardo (7,5YR 4/3) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Consistencia muy dura en seco y friable húmedo, adherente y plástica. Horizonte con un 90% o más en volumen de gravas redondeadas con colas de carbonatos. Entre los huecos hay tierra fina algo enrojecida, como en el horizonte Bwk1. En zonas de mayor contenido de tierra fina, se presenta una estructura en bloques subangulares finos. Los cantos son redondeados, no alterados, de naturaleza fundamentalmente ácida, de tamaño grava con muy pocas piedras. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 2C1.* Profundidad de 75 a 99 cm. Color pardo (7,5YR 5/4) en seco y pardo fuerte (7,5YR 4/6) en húmedo. Consistencia suelta en seco y húmedo, no adherente, no plástica. Horizonte compuesto en más de un 90% en volumen de grava, toda ella con colas de carbonatos en una matriz de arena fundamentalmente, con gravilla y pocos materiales finos. Las gravas están redondeadas, no alteradas y son de naturaleza silícea. Presenta algunas piedras. Textura franco arenosa gruesa. Sin estructura. Fuertemente calcáreo. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 2C2.* Profundidad de 99 a 141 cm. Color pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco y pardo fuerte (7,5YR 4/6) en húmedo. Consistencia suelta en seco y húmedo, no adherente, no plástica. Horizonte compuesto en un 85% en volumen de grava redondeada, silícea y carbonatada, con colas de carbonatos más grandes que en las partes más superiores del suelo y con una matriz de arena gruesa engastada en las colas de carbonatos.

Textura arenosa franca gruesa. Sin estructura. Fuertemente calcáreo. En los 10 cm posteriores del horizonte, la arena es más fina. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 2C3.* Profundidad de 141 a más de 190 cm. Color pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco y pardo fuerte (7,5YR 4/6) en húmedo. Consistencia suelta en seco y húmedo, no adherente, no plástica. Horizonte fundamentalmente de gravas con colas de carbonatos más evidentes, en ocasiones forman incluso pequeñas estalactitas y tienen muy poca matriz fina. Gravas redondeadas de naturaleza ácida. Debido a que hay muy poca matriz es poco calcáreo, concentrándose los carbonatos bajo los cantos.

### ***VII.2.3. Comentarios.***

La **estructura** es granular (Ap1) y en bloques subangulares (Ap2, Bwk1 y 2Bwk2), pasando a no tener estructura en los horizontes C (2C1 y 2C2). No aparecen, por tanto, estructuras de tipo angular o prismático como en los suelos de terrazas superiores. Los mayores contenidos de arcilla se presentan en los horizontes superiores, lo que unido a la inexistencia de cútanos, demuestra la no actuación de los procesos de ilimerización en este suelo.

Los **colores en seco y en húmedo** de la tierra fina de este perfil pertenecen a la gama de los pardos y pardo amarillentos. El hue se hace más rojizo en profundidad (horizontes 2Bwk2, 2C1 y 2C2), pero sin llegar a valores de 5YR (rojos). El value no presenta ninguna tendencia, mientras que el croma, especialmente en húmedo, se incrementa con la profundidad.

### VII.3. Fragmentos gruesos.

**Horizonte Ap1.** En este horizonte predominan, en todas las fracciones de las gravas, las litologías carbonatadas (calizas y dolomías). La *grava gruesa* se compone exclusivamente de cantos calizos, medianamente esferoidales, de formas ovoidales o alargadas, angulosos, con aspecto moderadamente alterado (poros y grietas) y con ocasionales recubrimientos de carbonatos, finos y discontinuos. La *grava media* está constituida por cantos calizos de morfología semejante a la ya descrita, aunque también aparecen unos pocos fragmentos pizarrosos con su habitual morfología: medianamente esféricos, forma discoidal, sin aristas agudas (subangulosos), con bajo grado de alteración (enrojecimiento) y recubrimientos finos de carbonatos y también pocos fragmentos de cuarcitas. Las cuarcitas de la grava media presentan espesos recubrimientos de carbonatos, mucho más desarrollados que los que se encuentran sobre las calizas (probablemente hayan sido transportados desde horizontes inferiores). En la *grava fina* se describen cantos de caliza (mayoritarios), de pizarra (pocos) y frecuentes fragmentos de cuarcitas y granos de cuarzo con los típicos rasgos morfológicos y un aspecto poco alterado (grietas). Junto con estos fragmentos gruesos aparecen restos de carbones y maderas, que nos indican la alteración por el hombre de este perfil, al menos en sus parte superficial.

**Horizonte Ap2.** La grava de este horizonte es muy parecida a la de Ap1, sin embargo, la disminuye mucho la proporción de *grava gruesa*, también constituida por cantos carbonatados. En la *grava media* hallamos frecuentes clastos de calizas y pocos de cuarcita, con recubrimientos de carbonatos finos y discontinuos, además de clastos de pizarras, ligeramente más numerosos que en el horizonte anterior, y también con recubrimientos finos y discontinuos. En la *grava fina* aparecen, además, unos pocos granos de cuarzo de tamaño minúsculo (3 mm). Todas las litologías presentan morfologías similares a las descritas para el anterior horizonte. Se describen restos de cerámica.

**Horizonte Bwk1.** En este horizonte no se ha muestreado *grava gruesa*, por lo que debe ocupar poco volumen en el horizonte. La *grava media* esta constituida por frecuentes fragmentos de caliza y de cuarcita, en volúmenes equivalentes. Los fragmentos de caliza

son de esfericidad media-alta, equidimensionales, redondeados (lisos y sin aristas), con un moderado grado de alteración (poros y grietas) y muchos recubrimientos finos o moderadamente espesos, casi continuos en la parte inferior del clasto (colas de carbonatos), con patinas enrojecidas de limo y arcilla. Las cuarcitas presentan la misma forma, si bien con aristas algo más marcadas; también presentan un grado moderado de alteración. La mayor parte de las cuarcitas presentan recubrimientos semejantes a los de las calizas, pero algunos clastos presentan recubrimientos muy espesos, mucho más desarrollados que los habituales en este horizonte (prácticamente engloban a la partícula), y que probablemente provengan de horizontes inferiores. También aparecen en la grava media unos pocos clastos de pizarra, menos abundantes aún que en los horizontes Ap, con su típica morfología y con muchos recubrimientos de carbonatos. Es de destacar la aparición frecuente de nódulos duros de carbonatos, algunas veces de formas irregulares, subangulares, con superficies manchadas de limo y arcilla. La *grava fina*, menos abundante que la fracción media, se compone de algunos de caliza y de filitas, y de granos de cuarzo con aspecto alterado (enrojecidos y agrietados). También aparecen bastantes nódulos de pequeño tamaño en esta fracción.

**Horizonte 2Bwk2.** En este horizonte, con un volumen de grava mucho mayor que los anteriores, aparece una significativa cantidad de *grava gruesa*, donde son frecuentes clastos de caliza y cuarcita, y escasos los clastos de pizarra. Los fragmentos de caliza presentan una alta esfericidad y redondeamiento, y forma discoidal o equidimensional (típico canto rodado), con un aspecto bastante alterado (muy porosos y agrietados, enrojecidos) y colas de carbonatos que cubren toda la parte inferior del mismo, espesor moderado y con manchas de óxidos de hierro, limo y arcilla. Los fragmentos de cuarcita presentan un aspecto parecido, si bien más anguloso, y tienen recubrimientos idénticos a los de la caliza. La *grava fina* presenta, además de calizas y cuarcitas, escasos clastos pizarrosos, moderadamente alterados y con el mismo tipo de recubrimientos. Por último, en la *grava fina* se describen frecuentes granos de cuarzo, moderadamente alterados y algunas cuarcitas.

**Horizontes 2C1 y 2C2.** Estos horizontes son extremadamente gravosos y muy heterogéneos en cuanto a litologías. Presentan un volumen relativamente elevado de *grava gruesa*, donde destacan abundantes cantos de caliza y de cuarcita, y unos pocos de pizarra. Los cantos rodados de caliza (de hasta 65 mm de diámetro) y cuarcita (de hasta 75 mm de diámetro) presentan morfologías similares (esfericidad media, forma discoidal o equidimensional, más redondeados los de caliza). En la *grava media* aparecen además muy pocos nódulos de carbonatos, algunos fragmentos redondeados y alargados de naturaleza areniscosa y un clasto con una litología de tipo ofitas (grano grueso parecido a arenisca y abundante mineral de color negro). En la *grava fina*, junto a todas las litologías antes señaladas (excepto los fragmentos de arenisca y ofita) hay frecuentes granso de cuarzo, moderadamente alterados y con pátinas enrojecidas de óxidos. Los recubrimientos en todas las fracciones son muy abundantes y espesos, englobando la partícula y conectando en muchos casos partículas de grava fina adyacentes (en algunos casos forman una especie de brechas o conglomerados con recubrimientos pulverulentos de arena y manchas de limo y arcilla). pero no es Cmk, ni siquiera Ck

**Horizonte 2C3.** Este horizonte esta constituido principalmente por cuarcitas (de tamaños de hasta 35 mm) y calizas (de hasta 50 cm) y algunos fragmentos de un conglomerado compuesto por una trama de granos de caliza, cuarcita y cuarzo, cementado por carbonato cálcico (podría ser parte de una costra caliza? pero no es Cmk, ni siquiera Ck).

## VII.4. Caracteres analíticos.

Los datos analíticos del Perfil 4 se recogen en las **Tablas VII.1, VII.2 y VII.3.**

La **clase textural** varía en profundidad progresivamente haciéndose más arenosa. Así, pasamos de horizontes franco arcillosos (Ap1, Ap2 y Bwk1), en la superior del perfil (hasta la discontinuidad litológica), a otros de textura franca (2C1) y arenosa franca gruesa (2C2), por lo que existen dos clasificaciones texturales de la FAO (1988): textura media (desde Ap a 2Bwk2) y gruesas (2C1 y 2C2). Un rasgo muy llamativo de la variación granulométrica en el perfil, además del paso desde texturas con mayor contenido de limo y arcilla a otras bastante más arenosas (con predominio de arenas gruesas y muy gruesas), es el incremento brusco en % total de fragmentos gruesos entre Bwk1 y 2Bwk2, que pasa desde el 12% al 65% (de hecho, es el carácter que revela de forma más evidente la discontinuidad litológica). La discontinuidad litológica no sólo afecta al % total de grava, sino a su granulometría, pasando de grava fina y media en la parte superior del perfil a grava media y gruesa en la inferior (**Tablas VII.1**); e incluso a la naturaleza litológica, algo más enriquecida en clastos cuarcíticos en los horizontes inferiores (**Tablas VII.1**).

**Tablas VII.1.** Granulometría del perfil 4

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Ap1	12,0	24	55	21	1,3	2,7	3,1	9,6	15,6	32,2	38,3	29,5	cl
Ap2	10,0	27	70	3	1,6	2,6	3,0	8,8	14,3	30,2	39,8	30,0	cl
Bwk1	12,0	32	68	0	1,8	2,4	2,4	9,1	14,6	30,4	39,5	30,1	cl
2Bwk2	65,0	14	60	26	4,0	9,3	12,0	18,4	9,4	53,2	17,6	29,2	scl
2C1	72,0	12	48	40	23,2	26,9	9,4	8,9	5,2	73,6	8,8	17,6	gsl
2C2	85,0	9	55	36	18,4	42,3	18,2	4,9	2,3	86,0	3,9	10,3	lcos

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franco gruesa, sl= franco arenosa, fsl= franco arenosa fina, vsl= franco arenosa muy fina, gsl= franco arenosa gruesa, l= franca, scl= franco arcillo arenosa, cl= franco arcillosa, sic= arcillo limosa, c= limosa.

La **discontinuidad litológica** se han establecido en función de varios rasgos relacionados principalmente con la granulometría y la litología de los fragmentos gruesos (**Tablas IV.1 y IV.2**). La discontinuidad aparece entre Bwk1 y 2Bwk2 y se manifiesta por

un fuerte descenso del contenido de grava total, un incremento brusco de grava total (pasa del 12 al 65%) y de grava gruesa (del 0.0 al 25.6%), notable disminución de grava fina, un incremento de la arena total (del 30.4 al 53.2), especialmente evidente en las fracciones arena fina y media. La discontinuidad también se manifiesta en un leve aumento de los clastos cuarcíticos, especialmente en la grava gruesa.

**Tablas VII.2.** % en peso de fragmentos gruesos según su origen litológico en los horizontes del perfil 4.

Horizonte	Fragmentos de rocas carbonatadas	Fragmentos de rocas pelíticas	Fragmentos de cuarcitas	Granos de cuarzo	Fragmentos de otras litologías
Ap1	57.3	3.4	33.1	6.1	0.0
Ap2	76.4	6.7	11.1	5.6	0.0
Bwk1	31.8	5.2	31.7	4.0	27.3 <sup>1</sup>
2Bwk2	52.1	2.8	43.5	1.6	0.0
2C1	56.5	2.3	40.2	1.0	0.0
2C2	45.6	1.6	50.0	1.3	1.0 <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Arenisca

<sup>2</sup> Arenisca, nódulos de carbonatos.

La humedad determinada a un **potencial de retención de agua** ( $\Psi_p^m$ ) de 33 kPa está comprendida entre 3.46% (2C2) y 20.97% (Ap2). A 1500 kPa, este valor oscila entre el 1.66 (2C2) y 9.04 (Ap2). En ambos potenciales de retención de agua se aprecia una clara influencia del contenido de arcilla (y también de materia orgánica), aumentando cuando aumentan sus porcentajes.

Este perfil mantiene unos contenidos en **carbono orgánico (C.O.)** en tierra fina normales en los horizontes Ap (entre el 1.0 y el 1.5% de materia orgánica), bajos en los Bwk (entre el 0.5 y el 1.0% de materia orgánica) y muy bajos en los horizontes C (< 0.5%); siempre que consideremos suelos mediterráneos sometidos a cultivos de secano. El perfil del C.O., pues, es el habitual, con un descenso general en profundidad. En cuanto al **nitrógeno total** en tierra fina, siguen una pauta muy parecida, presentando rangos normales en Ap1 (más del 0.10%), bajos (entre 0.05 y 0.1%) y con un descenso paulatino desde Ap2 a 2C1, y muy bajos (< 0.05%) en 2C2.

La tierra fina de los horizontes de este suelo presenta contenidos bajos en **hierro libre** extraído con citrato-ditionito (capaz de movilizar formas cristalinas), estando los valores por encima del 1%, mientras que el hierro libre extraído con oxalato (incapaz de movilizar de forma eficaz las formas cristalinas, extrayendo, por tanto las formas amorfas) da contenidos aún más bajos (media de 0.11%). Tanto la fracción citrato-ditionito, como la diferencia entre ambas fracciones (% citrato-ditionito menos % oxalato) es inferior, en terminos medios, a los suelos preholocénicos. Esto provoca que las formas libres de hierro no confieran un carácter rubificado al suelo, ya que, probablemente, no tengan suficiente cristalinidad. En cuanto al contenido en la secuencia de horizontes, el Ap1 presenta el valor máximo (2.06%) y el 2C2 el mínimo (0.85%), presentándose una tendencia idéntica a la descrita para el contenido de arcilla.

Los contenidos en **aluminio libre** en tierra fina de la fracción citrato-ditionito también son inferiores a los suelos preholocénicos, variando de forma idéntica al hierro libre (máximo en Ap1, 0.84%; con un descenso regular en profundidad). La fracción oxalato presenta un valor medio por perfil (0.28%) inferior a T2 y T3 pero ligeramente superior a T1, y, en general, también sufre un descenso paulatino en profundidad. La escasa diferencia entre ambas fracciones nos indica que, salvo en el horizonte Ap, deben existir cantidades relativamente parecidas de formas cristalinas y no cristalinas.

Los contenidos en **sílice libre** en tierra fina de la fracción citrato ditionito presentan valores menores que los óxidos de hierro y aluminio, y un comportamiento similar en la secuencia de horizontes: el máximo en Ap1 (0.53%) y un descenso regular y relativamente suave en profundidad. La fracción oxalato presenta contenidos ínfimos, homogéneos en el perfil y similares al del resto de suelos de la cronosecuencia, lo que puede llevar a considerar que tales resultados son poco indicativos.

El **fósforo asimilable** presenta el mayor valor medio por perfil de toda la cronosecuencia (109.38 mg/kg), aunque no es significativo desde el punto de vista clasificatorio (siempre que el método Olsen sea relativamente comparable a la extracción con ácido cítrico). Desde el punto de vista agronómico, los contenidos para suelos de secano de texturas medias y finas son de altos a muy altos en todos los horizontes (Watanabe-Olsen, 1965), lo que refleja el persistente abonado al que está sometido el suelo. De forma general, los mayores contenidos de fósforo puede achacarse al % CaCO<sub>3</sub>,

bastante mayor que los perfiles preholocénicos, y al % de arcilla y óxidos de hierro que es mayor al del perfil T5.

Los horizontes de este perfil presentan contenidos medios en **carbonatos (CaCO<sub>3</sub> equi.)**, con % comprendidos entre el 14.9% del 2C2 el 36.0% del Bwk1. Se aprecia un ligero lavado de estas sales desde los horizontes Ap a los Bwk.

El **pH** de los horizontes se clasifica como ligeramente básico, con valores comprendidos entre 8.0 y 8.1, aunque habría que destacar el pH alcalino (9.0) del horizonte 2C2, que, además, presenta un % carbonatos bajo (comparado con el resto de horizontes). Podríamos atribuirlo, por una parte, a la escasez de arcilla que tampone el incremento de pH e incluso a la presencia de carbonatos enriquecidos en magnesio formando parte de recubrimientos y cementaciones (Ruellan, 2002). La **conductividad eléctrica (C.E)** en todos los horizontes está muy por debajo del límite de la clase normal (2 dSm<sup>-1</sup>).

Los valores de **Capacidad de Cambio de Cationes (CEC)** varían entre niveles altos en los horizontes superiores (16.4 cmol(+)/kg en Ap1) y los bajos de los horizontes inferiores (1.7 cmol(+)/kg, valor extremadamente bajo provocado sin duda por la granulometría gravosa del horizonte). Como es habitual en los suelos estudiados en este trabajo (generalmente con contenidos bajos o muy bajos en C.O.), la oscilación de la CEC se ajusta a la disminución o incremento del porcentaje de arcilla.



## VII.5. Composición mineralógica.

A continuación se comentarán los resultados obtenidos mediante difracción de rayos X (DRX), empleando la técnica del polvo desorientado, de cada una de las fracciones granulométricas de los horizontes del perfil. Los resultados se exponen en las **Tablas** de la **VII.5**, a la **VII.11**.

En general, predominan las fases laminares sobre el cuarzo en todas las fracciones minerales del horizonte, salvo en las arenas, donde predomina este último. Sin embargo, la diferencia entre ambas fases es menos pronunciada que en los suelos preholocénicos, lo cual va asociado con toda probabilidad con un menor porcentaje medio de arcilla.

**TablaVII.5.** Mineralogía de tierra fina (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	46	15	4	trazas	2	5	trazas	11	17
Ap2	51	15	4	2	1	5	trazas	14	9
Bwk1	34	17	4	4	2	3	4	7	25
2Bwk2	39	17	3	1	3	6	1	14	15
2C1	21	25	2	1	1	15	trazas	17	19
2C2	13	37	2	trazas	2	20	1	13	12
media	34	21	3	1	2	9	1	13	16

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Los porcentajes de feldespatos, aunque menores en término medio del 10%, son los mayores de la cronosecuencia tras el perfil T3, especialmente en la arena gruesa, donde se estima una cantidad de feldespato sódico (albita) del 12%.

Las formas libres de hierro se componen principalmente de goethita, como en el resto de horizontes y perfiles de la cronosecuencia, y se presentan en proporciones ligeramente menores que en T1, T2 y T3.

Los contenidos medios de carbonatos aumentan de manera significativa con respecto a los perfiles preholocénicos, siendo en las fracciones arena fina y limo

(referencia que se concentran en estas fracciones) donde este aumento es máximo. Aparcen los picos de la calcita y de la dolomita, aunque en término medio parece dominar ligeramente la dolomita (salvo en la fracción arena gruesa).

**TablaVII.6.** Mineralogía de arena fina (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	13	33	1	1	1	8	trazas	10	33
Ap2	8	23	1	1	trazas	6	4	10	47
Bwk1	9	19	1	trazas	2	3	1	13	50
2Bwk2	13	59	2	trazas	1	11	13	trazas	1
2C1	20	18	1	3	1	4	1	22	31
2C2	19	30	2	2	1	5	1	15	24
media	13	30	1	1	1	6	4	12	31

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

La mineralogía de la tierra fina refleja la tendencia de variación dentro del perfil de las demás fracciones granulométricas. En la tierra fina, el porcentaje de laminares no cambia de forma importante en los horizontes Ap y Bwk, y desciende de forma significativa en los horizontes C (a la mitad, aproximadamente, manifestando una variación con la profundidad parecida al % de arcilla). Los valores medios de cuarzo y de cuarzo+feldespatos en la tierra fina tampoco varían de forma importante en los horizontes Ap y Bwk, mientras que, de forma opuesta a los laminares, se incrementan notablemente en 2C1 y 2C2.

**TablaVII.7.** Mineralogía de arena gruesa (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	9	37	1	trazas	1	20	16	16	trazas
Ap2	7	46	trazas	trazas	2	18	12	14	trazas
Bwk1	14	50	trazas	trazas	1	11	3	17	3
2Bwk2	6	41	2	trazas	trazas	31	19	1	trazas
2C1	6	46	1	trazas	2	23	3	18	trazas
2C2	7	42	2	trazas	2	16	18	15	trazas
media	8	44	1	trazas	2	20	12	13	1

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Especialmente significativos resultan los contenidos de feldespato sódico en los horizontes de la discontinuidad litológica. Los contenidos de este mineral en la tierra fina ascienden hasta el 16 y el 22% en 2C1 y 2C2, respectivamente (el feldespato sódico de la tierra fina procede de la arena, ya que no se detecta en el limo y en la arcilla). El feldespato potásico es menos abundante que el término sódico en la tierra fina y arena fina, sin embargo, es más abundante en la arena gruesa, el limo y la arcilla (pero en cantidades inferiores al 5%).

**TablaVII.8.** Mineralogía de limo (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	31	27	1	trazas	3	3	trazas	11	24
Ap2	29	28	1	trazas	2	4	trazas	12	24
Bwk1	15	17	1	trazas	2	1	trazas	35	28
2Bwk2	26	20	trazas	trazas	10	2	trazas	25	17
2C1	19	21	1	trazas	6	3	trazas	23	27
2C2	27	20	2	1	3	2	trazas	10	35
media	24	22	1	trazas	4	3	trazas	19	26

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Al contrario que en el suelo T3, la cantidad de feldespatos en los horizontes del perfil son, en general, superiores a los existentes en la grava (aunque en el horizonte Ap1 y Bwk1 de la grava fina se estima entorno a un 15% de feldespato, principalmente potásico), por lo que es probable que presenten un origen eólico en el perfil.

**TablaVII.9.** Mineralogía de arcilla (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	90	3	3	trazas	1	1	trazas	3	trazas
Ap2	87	3	2	1	3	1	trazas	3	trazas
Bwk1	70	5	4	1	13	1	trazas	7	trazas
2Bwk2	76	4	4	trazas	7	2	trazas	6	trazas
2C1	81	2	5	trazas	6	1	trazas	6	trazas
2C2	70	3	6	2	14	2	trazas	4	trazas
media	79	4	4	1	7	1	trazas	5	trazas

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Por último, las fracciones más ricas en carbonatos son la arena fina y el limo, con una tendencia general al predominio de la dolomita sobre la calcita en todas las fracciones y horizontes (menos en la fracción arena gruesa y arcilla, donde el carbonato presente es casi exclusivamente calcita). Como norma general, el horizonte más rico en carbonatos es el Bwk1, lo que reflejaría su naturaleza de acumulación de carbonatos (excepto en la tierra fina).

**TablaVII.10.** Mineralogía de grava media (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	16	21	1	trazas	trazas	1	trazas	47	14
Ap2	14	8	1	trazas	1	1	trazas	52	24
Bwk1	15	14	1	trazas	1	trazas	trazas	58	12
2Bwk2	10	15	1	trazas	1	1	trazas	54	18
2C1	7	22	trazas	trazas	1	1	trazas	59	10
2C2	10	30	trazas	trazas	trazas	1	trazas	54	5
media	12	18	1	trazas	1	1	trazas	54	14

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**TablaVII.11.** Mineralogía de grava fina (%) del Perfil 4. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap1	13	21	1	1	1	13	6	40	4
Ap2	18	21	2	trazas	trazas	4	trazas	39	16
Bwk1	15	15	1	trazas	trazas	13	2	51	3
2Bwk2	9	22	2	trazas	trazas	3	trazas	42	22
2C1									
2C2	5	18	1	trazas	1	7	1	48	18
media									

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

## **VII.6. Balance Hídrico. Clasificación edafoclimática.**

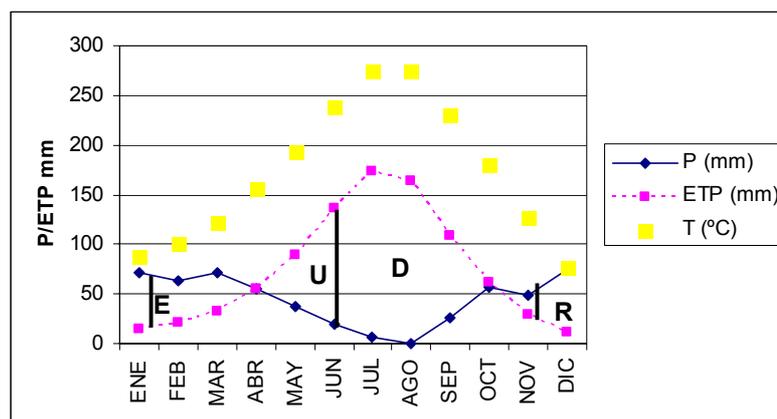
Reserva del suelo de la Terraza 4. Según la descripción morfológica (ver capítulo 7), la profundidad que consideramos probable que exploren las raíces coincide con el espesor del solum (horizontes Ap1, Ap2, Bwk1 y 2Bwk2, hasta los 75 cm). Con estos espesores y el agua útil de los mencionados horizontes (tabla **Tabla VII.3.**) calculamos 94 mm de reserva del suelo. En la página siguiente aparece el balance hídrico para este suelo. Como podemos deducir del balance hídrico, el periodo de Uso de la reserva comienza el día 29 de abril, el Déficit comienza el día 13 de junio, la Recarga de la reserva podemos considerarlo el 15 de noviembre (Soil Taxonomy) y el Sobrante comienza el 10 de enero.

Sección control del suelo P4: la sección control se sitúa entre 15 y 44 cm, calculada en base a los mismos criterios anteriormente empleados.

Clasificación del suelo P4. Dado que se han tomado los mismos datos térmicos que en P1, el régimen es también **Térmico**. En cuanto al régimen hídrico, el suelo P4 cumple las mismas características, siendo su régimen **Xérico**.

## Balance hídrico

	Balance Hídrico T4											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Tª	9.1	10.7	14.3	17.2	21.6	25.7	28.8	28.5	24.8	18.9	13.3	9.5
Pp	74.7	85.2	69.0	40.3	31.6	16.5	2.7	1.3	20.6	65.7	63.5	92.6
ETP	14.7	20.9	32.0	55.5	89.8	136.7	173.6	163.0	108.8	62.3	29.3	11.0
R	94.0	94.0	94.0	93.4	41.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	84.1
ΔR	9.9	0.0	0.0	-0.6	-52.0	-41.4	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	64.0
Ex	47.3	42.9	39.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Df	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.4	167.6	162.6	82.6	6.1	0.0	0.0
ETR	14.7	20.9	32.0	55.5	89.8	61.2	6.0	0.4	26.2	56.2	29.3	11.0



## VII.7. Clasificación.

### *VII.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources. 1998.*

Horizonte superficial: no cumple, tras mezclar los primeros 20 cm de suelo, el siguiente criterio del horizonte Móllico: value en húmedo menor de 3.5, aunque todos los demás criterios sí los cumple. Debido a ese único criterio incumplido, el horizonte se clasifica como **Ócrico**. A pesar de que el suelo está cultivado desde antiguo, no se considera de tipo antropopedogénico por las siguientes razones: no contiene de forma usual restos de actividad humana, ni presenta una clara evidencia de aportes continuos de material que supongan una elevación significativa del terreno, ni ha sido sometido a irrigación intensiva ni a riego por inmersión.

Horizontes subsuperficiales: al contrario que los tres perfiles clasificados hasta el momento, en este no aparecen indicios de diferenciación textural ni rasgos de iluviación de arcilla. La disminución del contenido de carbono orgánico y su aclaramiento, así como el ligero aumento de la cromaticidad induce a pensar que estamos ante un horizonte **Cámbico**. Las siguientes características son suficientes para confirmar la presencia de este horizonte: textura más fina que franco arenosa, estructura suficientemente desarrollada, sin mantener la estructura sedimentaria autóctona en más de la mitad del volumen, espesor suficiente (al menos 15 cm) con la base a más de 25 cm de la superficie y un contenido de más del 10% de minerales alterables, tales como la dolomita, en la arena fina (50 -200  $\mu\text{m}$ ). Además presenta los siguientes signos de alteración: una unidad de croma superior al horizonte superficial y claros indicios de lavado de carbonatos (clastos sin colas de carbonatos, o con muy pocas, frente a la abundancia de colas en los horizontes subyacentes).

Se diagnostica, bajo el horizonte Cámbico (coincidiendo con 2Bwk2, 2C1 y 2C2) un horizonte **Cálcico**, ya que tenemos las siguientes propiedades: evidencias morfológicas de acumulación de carbonato cálcico como colas de carbonatos abundantes y en las partes bajas muy gruesas, más del 15% de  $\text{CaCO}_3$  equivalente en la fracción tierra fina y espesor mayor de 15 cm.

Propiedades de Diagnóstico: Se detectan carbonatos secundarios translocados de horizontes superiores a partir de Ap<sub>2</sub>, siendo, como se ha visto arriba, especialmente significativos a partir de 2Bwk<sub>2</sub>. Como estas cantidades son significativas en volumen, el suelo posee como propiedad diagnóstica **Carbonatos Secundarios**.

Material de Diagnóstico: presenta material de diagnóstico **Calcárico**.

Grupo de Referencia del Suelo: Este suelo presenta un horizonte Calcárico dentro de los 100 cm primeros del suelo y ningún otro horizonte de diagnóstico que un Ócrico en superficie y un Cámbico. Con estos rasgos el perfil 2 se clasifica dentro del Grupo de los **Calcisoles**.

Cualificadores para nombrar las Unidades de Suelos: presenta una discontinuidad litológica antes de los 100 cm de profundidad, luego es **Ruptic**; contiene entre el 40 y el 90% de fragmentos gruesos entre los 50 y 100 cm de profundidad, luego también es **Endoskeletalic**.

La clasificación de este suelo sería, por tanto, **Endoskeletalic-Ruptic Calcisol**.

#### ***VII.7.2. Clasificación FAO 1988.***

Horizontes de diagnóstico: el horizonte de diagnóstico superficial se define con los mismos criterios que el horizonte superficial en el WRB (1998), siendo un **horizonte A ócrico**. Las evidencias de alteración son poco significativas como para diagnosticar un cámbico, básicamente por el acúmulo de carbonatos y el no aumento del croma y/o del hue con respecto al horizonte subyacente (2C<sub>2</sub>). Sí presenta todas las características de un horizonte **Calcárico**: más de 15 cm (Bwk<sub>1</sub> + 2Bwk<sub>2</sub> + 2C<sub>1</sub>), al menos un 15% de carbonatos (concretamente un 28.96%), y formas claramente identificables de carbonatos secundarios como recubrimientos en la parte inferior de los fragmentos de roca (colas de carbonatos de

finas a espesas en 2Bwk2 y en 2C1) y en forma de nódulos (especialmente abundantes en Bwk1).

Propiedades de diagnóstico: Es **calcáreo**, presenta **minerales alterables** (aproximadamente el 34% en laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1, un 16% de dolomita además de casi un 10% de feldespatos ...).

Clasificación: se clasifica dentro del Grupo de los **Calcisoles** porque: tiene un horizonte Cálculo y sin otros horizontes de diagnóstico que un A ócrico. Al carecer de horizonte árgico o petrocálico se clasifica en como **Calcisol Háptico**.

### *VII.7.3. Clasificación Soil Taxonomy.*

Horizonte de diagnóstico superficial (Epipedon): no cumple, tras mezclar los primeros 18 cm de suelo, los siguientes criterios del horizonte Móllico: value de 3 o menos en húmedo, un value (ambos, seco y húmedo) menor en al menos 1 unidad que los horizontes C, ni un 0.6 % de carbono orgánico más que el horizonte C. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. Sí cumple las condiciones del horizonte **Ócrico** para los primeros 18 cm de suelo mezclados.

Horizonte de diagnóstico subsuperficial (Endopedon): No existen indicios de iluviación de arcilla por lo que no podemos pensar en la presencia de un horizonte Argillico. Presenta los siguientes caracteres de horizonte **Cálculo**: más de 15 cm de espesor (desde 18 a 99 cm), más de un 5% de carbonato cálcico (concretamente un 27.29%) y un 5% más que un horizonte subyacente (2C2). No presenta Cámbico, a pesar de cumplir los requerimientos, por ser incompatible con el Cálculo

Características de diagnóstico: Presenta una **discontinuidades litológica**. Presenta una significativa cantidad de cuarzo (**mineral resistente**) en la fracción de 0.02 a 2.0 mm (el 30% en arena fina y 44% en arena gruesa) y a la vez de **minerales alterables** (principalmente filosilicatos 2:1). Presenta un régimen de humedad del suelo **Xérico** y un régimen de temperatura **Térmico**. Presenta **carbonatos secundarios identificables** principalmente en forma de recubrimientos en la parte inferior de los fragmentos de roca (colas de carbonatos de finas a espesas en 2Bwk2 pero especialmente en los horizontes C) y en forma de nódulos (especialmente abundantes en Bwk1).

Clasificación: presenta un horizonte Cálcico con un su límite superior dentro del primer metro de suelo, y no presenta otro horizonte que el Ócrico. Lo anterior basta para incluirlo en el Orden **Inceptisoles**. Presenta un régimen de humedad Xérico, por lo que pertenece al Suborden **Xerepts**. Cumple los siguiente criterios del Gran grupo de **Calcixerepts**: presencia de un Cálcico en los primeros 100 cm desde la superficie del suelo y calcáreo (presenta efervescencia al HCl al 10%) en todas las partes suprayacentes al calcico. Dentro del Gran grupo, pertenece al Subgrupo de **Typic Calcixerepts**.

La sección control del perfil para establecer las clases texturales y mineralógicas estaría comprendida entre 25 y 100 cm (ya que no existe capa limitante para las raíces por encima de esta profundidad). En todas las partes de la sección control no presenta el 35% o más del volumen en gravas (sí a partir de la discontinuidad litológica pero no en Ap2 y Bwk1), pero sí presenta una textura predominante entre franco arcillosa y franco arcillo arenosa con un % de arcilla comprendido entre el 18 y el 35% (concretamente el 25.52%) y más del 15% en peso de las fracciones comprendidas entre arena fina y grava gruesa. Con las anteriores características se clasifica como **Franca Fina (Fine loamy)**

Dada este clase textural la clase mineralógica es **Mixta (Mixed)**, por no poseer más del 40% de laminares en tierra fina (concretamente, el 34%). No es carbonática por no poseer más del 40% de carbonato cálcio equivalente. Por último, la clase de temperatura es **Thermic**.

El perfil 4 se clasifica, por tanto, como **Mixed, Thermic, Fine-loamy Typic Calcixerepts**.

## VII.8. Comentario general del perfil.

El perfil holocénico más antiguo presenta ya un cierto grado de evolución, que se manifiesta en los procesos edafogenéticos más importantes que lo han configurado: la alteración del material de partida (suficiente para formar horizontes Bw) y, especialmente, la redistribución de carbonatos en el perfil.

La alteración de los horizontes intermedios con respecto a los horizontes C subyacentes se expresa morfológicamente en un incremento en la dureza, tanto en seco como en húmedo, desde un material suelto, sin consistencia, y en la aparición de estructura edáfica (bloques subangulares, de grado moderado). Estos caracteres podrían atribuirse a un incremento en el %arcilla y limo en la tierra fina. Sin embargo, no se manifiesta en un enrojecimiento, siquiera leve, del material de los horizontes B (de hecho, el hue y el croma es incluso mayor en los horizontes C).

Con respecto a los horizontes suprayacentes Ap1 y Ap2, sólo se observa una pequeña disminución del value con respecto a Bwk1 (de 6 a 5 en seco y de 5 a 4 en húmedo) y el desarrollo de una estructura ligeramente más fuerte y de tipo granular (Ap1). Ambos rasgos pueden atribuirse a un proceso poco intenso de melanización, que implica una escasa incorporación de materia orgánica (el % C.O. aumenta pero no llega a superar el 1%, siendo, por tanto, muy bajo). Como se ha comentado varias veces, la poco significativa melanización de las partes superiores de los suelos de la cronosecuencia se pueden atribuir con certeza a la prolongada puesta en cultivo de los mismos.

Es muy destacable la presencia de una discontinuidad litológica en el límite entre Bwk1 y 2Bwk2, que se manifiesta de forma más evidente en un aumento brusco del % de grava. Los horizontes de la discontinuidad son muy gravosos, especialmente 2C1 (73.6% grava), 2C2 (72% grava) y 2C3 (constituido casi íntegramente por grava), y la matriz entre la grava también se hace progresivamente más arenosa (hasta presentar textura arenosa franca gruesa en 2C2).

Se detecta un proceso incipiente, o incluso moderado, de movilización de carbonatos desde los horizontes Ap a los inferiores. El lavado de carbonatos se demuestra por la descarbonatación parcial de los horizontes Ap, aunque, por la presencia de algunos cantos colocados en posiciones invertidas (cantos con colas de carbonatos hacia arriba), es

probable que se halla removido el material en profundidad, alterándose el proceso natural de lavado de carbonatos.

Por su parte, la acumulación de carbonatos se manifiesta en la aparición de colas y recubrimientos en los cantos, primero ocasionales y poco visibles (Bwk1), posteriormente más espesos, frecuentes y continuos sobre los clastos (2Bwk2) hasta llegar a unir algunos clastos entre sí y cementar parte de la matriz arenosa (horizontes C). Tales rasgos corresponderían a los estadios de evolución morfológica de carbonatos I y II, e incluso un **incipiente estadio III, de Harden et al. 1991 y Gile et al. 1966. El incremento de  $\text{CaCO}_3$  equi.** no sigue la misma tendencia a aumentar con la profundidad que los caracteres morfológicos, disminuyendo a partir de la discontinuidad, aunque pudiese parecer contradictorio, est fenómeno se explica por la brusca disminución del % de tierra fina en la misma.

El proceso de acumulación de carbonatos en este material ha debido producirse con bastante celeridad, debido a la granulometría arenosa y muy gravosa del material original. Dada la edad del suelo (como máximo 10000 años), la tasa de evolución morfológica de carbonatos alcanzada en el perfil (estadio II) iguala o supera las mayores tasas expuestas por **Machette (1985)** para suelos aluviales de similar textura del suroeste de los Estados Unidos. Aunque sería difícil de precisar debido al elevado número de factores influyentes, es probable que, como los suelos americanos estudiados por este autor, haya existido una elevada tasa de influjo de calcio sobre los suelos de nuestra cronosecuencia.



## **VIII. PERFIL 5.**



### **VIII.1. Descripción geográfica de la terraza 5.**

Constituye la llanura de inundación actual o lecho mayor del río Guadalquivir. El río en su extremo oriental se eleva a 220 metros sobre el nivel del mar, mientras que en su extremo occidental es de 200 metros, luego podemos definir un desnivel aproximado de 20 metros para el Guadalquivir en los diez kilómetros del sector. Los sedimentos que constituyen esta terraza son especialmente perceptibles en la margen norte de los meandros más marcados del río, donde forman una amplia llanura de inundación de hasta 1 Kilómetro de anchura. Por contra, en los tramos algo más rectilíneos la llanura se conforma como una estrecha franja de algunos cientos de metros, también en la margen septentrional. La superficie total de la llanura de inundación en el sector es de 1028 Ha, y el perímetro de 45 Km. La pendiente es siempre menor del 2%.

## VIII.2. Caracteres morfológicos.

### VIII.2.1. Caracteres Generales.

**Ubicación:** Huerta de los Santos, a 500 metros al suroeste del cortijo de los Santos. Vega del Guadalquivir.

**Coordenadas UTM:** 30SVH112098.

**Altitud:** 200 metros.

**Posición fisiográfica:** Terraza fluvial.

**Topografía del terreno circundante:** Plano o casi plano.

**Microtopografía:** Caballones de las plantaciones, empleados para la siembra de remolachas.

**Pendiente:** 0%, clase 1: llano o casi llano.

**Vegetación:** Cultivo de regadío, remolachas con riego por aspersión.

**Material de partida:** depósitos de terraza fluvial: cantos tamaño grava redondeados, silíceos cuarcíticos, que alternan con limos y arenas finas. Los cantos redondeados forman lentejones.

**Drenaje:** Clase 2: imperfectamente drenado.

**Condiciones de humedad del suelo:** levemente húmedo hasta los 40 cm y húmedo a partir de estos.

**Profundidad de la capa freática:** desconocida, cerca de 2,5 metros.

**Pedregosidad:** Clase 1: moderadamente pedregoso.

**Rocosidad:** Clase 0: sin afloramientos rocosos en superficie.

**Evidencias de erosión:** no se aprecia.

**Presencia de sales o álcalis:** Clase 0: libre de exceso de sales o alcalis.

**Influencia Humana:** Zona de cultivo de regadío y algodón.

### ***VIII.2.2. Descripción de los Horizontes del Suelo.***

*Horizonte Ap.* Profundidad de 0 a 32 cm. Color pardo pálido (10YR 6/3) en seco y pardo (10YR 4/3) en húmedo. Hay una primera capa, un subhorizonte delgado Ap1, con un espesor de unos 7 cm, está compactado por el laboreo que compactado por el laboreo. Su estructura es laminar gruesa, moderada-fuerte. Sin manchas. Porosidad abundante, intersticial con poros gruesos. Este primer subhorizonte no se va a muestrear. El subhorizonte Ap2 tiene Textura franca y una estructura en bloques subangulares de caras redondeadas, de gruesos a moderados. La consistencia en seco es muy dura y friable en húmedo, ligeramente adherente y plástico. Porosidad no excesivamente abundante, intersticial fina o muy fina. El horizonte Ap, en conjunto, posee pocos fragmentos gruesos de tamaño grava y pocas piedras, redondeadas, cuarcíticas, sin alterar. No presenta cútanos. No hay nódulos. De forma discontinua y ligada a la actividad de las raíces hay zonas donde la porosidad es mayor y hay poros tubulares. No hay capas cementadas. Es fuertemente calcáreo. No hay restos de actividad humana. Se observa porosidad y actividad biológica alrededor de los restos de las raíces. Hay pocas raíces y la mayoría muertas, finas y medianas. Límite inferior brusco y plano.

*Horizonte 2C1.* Profundidad de 32 a 46/83 cm. Color pálido (10YR 6/3) en seco y pardo (10YR 4/3) en húmedo. Manchas de color pardo claro (7,5YR 6/4) en seco y pardo (7,5YR 5/4) en húmedo. Es una mezcla de material muy arenoso, de textura franca arenosa muy fina, compacto y sin estructura, con bandas arcillosas rojas dispuestas laminarmente y de origen sedimentario y bandas oscuras también laminares pero bien estructuradas y porosas. La consistencia es ligeramente dura en seco, entre muy friable y friable en húmedo, ligeramente adherente y plástico. Hay algunas raíces gruesas enterradas. Aparecen en esa masa muy pocos fragmentos gruesos. Muy pocos cantos. El material arenoso tiene color gris pardo oliváceo con manchas rojizas arcillosas, las zonas porosas bien estructuradas son de color pardo oscuro. En la zona arenosa con manchas arcillosas la porosidad es muy baja, pero hay porosidad vesicular y tubular (0,5 a 1 mm). Los poros son finos y muy finos, los vesiculares son algo más gruesos (2 mm). Hay muy pocos fragmentos gruesos, pequeños, redondeados, tamaño grava. Es fuertemente calcáreo. No se ven raíces salvo algunos restos de raíces muertas. En las zonas pardo oscuras se aprecian agregados

coprógenos. Límite con el horizonte 3C neto e interrumpido. Límite con el horizonte 4C neto y plano.

*Horizonte 3C2.* Profundidad 46 a 83 cm. Color pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo. Textura franco arenosa fina. Consistencia suelta en seco y húmedo, ligeramente adherente y no plástico. Es una mezcla de cantos redondeados, tamaño grava, y piedras de naturaleza cuarcítica y caliza, con matriz arenosa gruesa fuertemente calcárea, sin estructura (grano suelto). En algunas zonas hay raíces finas o muy finas. La matriz, en algunas zonas, pasa de arenosa a algo más arcillosa, sobretodo en el contacto con los otros horizontes. El espesor varía bastante en uno de los laterales de la calicata, llegando incluso a los 2 metros de potencia. Límite inferior neto y ondulado.

*Horizonte 4C3.* Profundidad de 83 a 112 cm. Color pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo. Textura franca. La consistencia es ligeramente dura en seco, friable en húmedo, ligeramente adherente y plástico. Mezcla de zonas arenosas de color pardo oliváceo y bandas arcillosas de color rojizo, aparecen también manchas muy pequeñas (2 mm) de color negro (restos de material orgánico de raíces). Las zonas arcillosas tienen algo de porosidad, muy pequeña. Las zonas arenosas son menos porosas. Las manchas rojizas son de un material más edafizado. Fuertemente calcáreo, con raíces muertas. Límite inferior neto y plano. En la base aparece una banda de cantos redondeados tamaño grava de 2 cm de espesor y una matriz mezcla de arena y arcilla roja.

*Horizonte 5C4.* Profundidad de 112 a 151 cm. Color pardo pálido (10YR 6/3) en seco y pardo (10YR 4/3) en húmedo. Textura franca arenosa muy fina. Esencialmente arenoso con algunas zonas de arcilla, pero es más arenoso que el anterior. La consistencia es blanda en seco, muy friable en húmedo, ligeramente plástico y adherente. Fuertemente calcáreo.

Hay algunos restos de raíces gruesas muertas. En la masa arenosa no aparecen fragmentos gruesos, no tiene estructura. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 6C5 y 7C6.* Profundidad de 151 a 167 cm. Color pardo claro (7,5YR 6/4) en seco y pardo (7,5YR 4/4) en húmedo. Textura franca. Consistencia ligeramente dura en seco, muy friable en húmedo, ligeramente plástico y adherente. Mezcla de bandas de arcilla roja con pequeños niveles de conglomerado de matriz arenosa gruesa. El horizonte 6C5 lo constituyen cantos redondeados tamaño grava con alguna piedra de naturaleza diversa. El 7C es una matriz arcillosa con porosidad vesicular y tubular frecuente. Límite inferior neto y plano.

*Horizonte 8C7.* Profundidad de 167 a 188. Textura franca. Consistencia ligeramente dura en seco, muy friable en húmedo, ligeramente adherente y plástico. Mezcla de un material arenoso, de color pardo claro (7,5YR 6/4) en seco y pardo (7,5YR 5/4) en húmedo, con bandas de arcilla de color rojo pálido (2,5YR 7/2) en seco y rojo pálido (2,5YR 5/3) en húmedo. Los fragmentos gruesos son cantos redondeados tamaño grava. Límite inferior neto y plano.

### ***VIII.2.3. Comentarios.***

La **estructura** del material de este perfil está pobremente desarrollada. Se aprecian bloques subangulares en el horizonte Ap pasando a un material suelto en horizontes más profundos. La **consistencia** es muy homogénea con la profundidad, excepto en seco, donde se aprecia que los horizontes más ricos en arcilla son más duros.

Los **colores en seco y en húmedo** de la tierra fina de este perfil pertenecen a la gama de los pardos claros amarillentos y pardos pálidos. Los hues apenas varían en profundidad, si bien en los horizontes inferiores se hacen algo más rojizos (7.5YR). Ni el croma ni el value presentan grandes variaciones entre horizontes del perfil.

### VIII.3. Fragmentos gruesos.

**Horizonte Ap.** Este horizonte carece de grava gruesa, siendo la grava bastante homogénea en litología y granulometría. La *grava media* es volumétricamente la fracción más significativa. Litológicamente se compone de cantos rodados (clastos de forma discoidal, muy redondeados y de superficie lisa) de naturaleza carbonatada (calizas o dolomías grisáceas, muy cristalinas), frescos y sin recubrimientos. También encontramos, además de los clastos carbonatados, unos pocos granos de cuarzo y de cuarcitas de tamaño cercano a la grava fina (5 a 7 mm), inalterados y sin recubrimientos, y muy pocos fragmentos de pizarra un poco mayores (10 mm), de morfología alargada, redondeados, poco alterados (algo enrojecidos) y sin recubrimientos. La *grava fina* se compone exclusivamente de fragmentos carbonatados, con las mismas características que los ya descritos.

**Horizonte 2C1.** En este horizonte los fragmentos gruesos están aún mejor clasificados, estando casi el 100% de su volumen incluido en la *grava media*. La litología de la grava media es predominantemente carbonatada, apareciendo clastos de discoidales a equigranulares con típica morfología de canto rodado (superficie muy alisada, muy redondeados), sin alteración visible y sin ningún tipo de recubrimiento. En la grava media también se describen algunos clastos de cuarcita, con las aristas ligeramente redondeadas (subangulosos) y de cuarzo, que tampoco presentan señales de alteración. El escaso volumen de *grava fina* se compone exclusivamente por cantos de roca carbonatada de formas equigranulares, sin alteración ni recubrimientos. En la grava de este horizonte se aislan bastante trozos de madera y carbones, lo que prueban la perturbación del mismo a manos del hombre.

**Horizonte 3C2.** En este horizonte cambia la distribución granulométrica de la grava. La fracción grava gruesa constituye el mayor volumen. Litológicamente, la *grava gruesa* se constituye exclusivamente de cantos de roca carbonatada (caliza y dolomía, grisácea, cristalina), de formas discoidales, equidimensionales u ovaladas y superficie lisa y redondeada, con aspecto fresco y, en algún clasto, con muy ligeros recubrimientos pulverulentos de carbonatos. En la *grava media* aparecen otras litologías como las

cuarcitas y los cuarzos (muy pocos), cuya principal diferencia morfológica con respecto a los clastos carbonatados en su notable angulosidad, sin alteración y sin recubrimientos, y también muy pocos clastos de pizarra con morfología discoidal, redondeada, también sin signos de alteración ni recubrimientos. Es de resaltar el aislamiento de un clasto con una litología de tipo ofitas (grano grueso parecido a arenisca y abundante mineral de color negro). La *grava fina* se compone principalmente de clastos calcáreos con muy pocos granos de cuarcita y cuarzo.

**Horizonte 4C3.** Este horizonte no presenta grava, estando constituido por un material rico en arena, de textura franca.

**Horizonte 5C4.** Tampoco presenta grava este horizonte, compuesto de un material arenoso-limoso de textura franco arenoso muy fino.

**Horizonte 6C5+7C6.** Este horizonte, al contrario que los dos anteriores, es muy rico en grava. La fracción *grava gruesa* es la que agrupa la mayor parte del volumen, y esta constituida por abundante material calcáreo (calizas o dolomías), de formas discoidales u ovoidales, redondeadas, con un ligero grado de alteración manifestado en la presencia de algunas grietas con pátinas enrojecidas, y con muy escasos recubrimientos (muy delgados, discontinuos) de carbonatos. También se describen frecuentes clastos de cuarcita y cuarzo, angulosos y con ligeros grados de alteración (grietas). Es de resaltar que el tamaño máximo de los cantos calcáreos y cuarcita es bastante prominente (70 mm y 45 mm, respectivamente). En la *grava media* se aíslan también, junto a los fragmentos anteriores, escasos granos de cuarzo y de pizarra, que también presentan un ligero grado de alteración. En la *grava media* también aparecen unos pocos clastos de ofita. Por último, la *grava fina* se constituye por clastos carbonatados, de cuarcita y cuarzo, con las características ya descritas.

**Horizonte 8C7.** Las características litológicas y morfológicas de la grava de este horizonte son muy similares a las de 6C7 y 7C8, si bien la fracción calcárea es aún más predominante y la fracción cuarcitosa menos. La principal diferencia, no obstante, se debe a que la grava de este horizonte se clasifica, casi exclusivamente, en la fracción grava media; no existiendo grava gruesa y solamente una pequeña fracción en volumen de grava fina.

## VIII.4. Caracteres analíticos.

Los datos analíticos del Perfil 5 se recogen en las **Tabla VIII.1, VIII.2 y VIII.3.**

La **clase textural** de los horizontes oscila entre franca y franco arenosa muy fina. Debido a que la proporción de arena no supera en ningún horizonte el 70%, los materiales de este perfil se clasifican en las texturas medias. Los contenidos en arcilla y arena no siguen tendencias claras de dientes de sierra con la profundidad. Al igual que el perfil T4, no se describen cútanos de arcilla en ningún caso. En cuanto al contenido de grava, este perfil presenta bruscas variaciones entre horizontes adyacentes (por, ejemplo, entre 3C2 y 4C3, con un incremento neto del 80% entre ambos), variaciones debidas a la dinámica sedimentaria en medios aluviales. La granulometría de la grava (**Tabla VIII.1**) también es muy variable, estando compuesta casi íntegramente por grava media en algunos horizontes (7C6, 8C7, Ap y 2C1) o enriquecida en grava gruesa en otros (3C2 y 6C5). La naturaleza litológica de la misma es bastante homogénea (clastos carbonatados), excepto en 4C3 y 5C4, donde la muy escasa grava que se ha podido aislar (porcentaje despreciable) corresponde a algún fragmento de cuarcita y pizarra.

**Tablas VIII.1.** Granulometría del perfil 5.

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Ap	3,0	9	91	0	0,3	0,4	3,2	16,5	21,8	42,1	35,0	23,0	1
2C1	2,0	2	98	0	0,1	0,8	8,4	20,5	23,4	53,1	27,4	19,5	vfsl
3C2	82,0	1	19	40	3,6	7,8	16,3	23,9	16,0	67,6	18,0	14,4	fsl
4C3	0,0	0	0	0	0,1	0,2	1,3	18,9	25,3	45,8	36,0	18,2	1
5C4	0,0	0	0	0	0,1	0,3	0,5	23,0	45,5	69,4	18,1	12,5	vfsl
6C5+7C6	58,0	4	29	64	6,2	4,0	0,5	14,5	17,6	42,8	39,0	17,8	1
8C7	2,0	3	97	0	0,2	0,1	0,7	14,3	30,0	45,2	37,6	17,2	1
Sedimento	23	3	97	0	11,5	33,8	19,1	2,3	0,2	66,9	16,8	17,2	ls

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franco gruesa, sl= franco arenosa, fsl= franco arenosa fina, vfsl= franco arenosa muy fina, gsl= franco arenosa gruesa, l= franca, scl= franco arcillo arenosa, cl= franco arcillosa, sic= arcillo limosa, c= limosa.

Debido a la naturaleza aluvial poco diferenciada, las **discontinuidades litológicas** se presentan de forma muy evidente, especialmente en la granulometría.

### VIII.4. Caracteres analíticos.

Los datos analíticos del Perfil 5 se recogen en las **Tabla VIII.1, VIII.2 y VIII.3.**

La **clase textural** de los horizontes oscila entre franca y franco arenosa muy fina. Debido a que la proporción de arena no supera en ningún horizonte el 70%, los materiales de este perfil se clasifican en las texturas medias. Los contenidos en arcilla y arena no siguen tendencias claras de dientes de sierra con la profundidad. Al igual que el perfil T4, no se describen cútanos de arcilla en ningún caso. En cuanto al contenido de grava, este perfil presenta bruscas variaciones entre horizontes adyacentes (por, ejemplo, entre 3C2 y 4C3, con un incremento neto del 80% entre ambos), variaciones debidas a la dinámica sedimentaria en medios aluviales. La granulometría de la grava (**Tabla VIII.1**) también es muy variable, estando compuesta casi íntegramente por grava media en algunos horizontes (7C6, 8C7, Ap y 2C1) o enriquecida en grava gruesa en otros (3C2 y 6C5). La naturaleza litológica de la misma es bastante homogénea (clastos carbonatados), excepto en 4C3 y 5C4, donde la muy escasa grava que se ha podido aislar (porcentaje despreciable) corresponde a algún fragmento de cuarcita y pizarra.

**Tablas VIII.1.** Granulometría del perfil 5.

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Ap	3,0	9	91	0	0,3	0,4	3,2	16,5	21,8	42,1	35,0	23,0	1
2C1	2,0	2	98	0	0,1	0,8	8,4	20,5	23,4	53,1	27,4	19,5	vfsl
3C2	82,0	1	19	40	3,6	7,8	16,3	23,9	16,0	67,6	18,0	14,4	fsl
4C3	0,0	0	0	0	0,1	0,2	1,3	18,9	25,3	45,8	36,0	18,2	1
5C4	0,0	0	0	0	0,1	0,3	0,5	23,0	45,5	69,4	18,1	12,5	vfsl
6C5+7C6	58,0	4	29	64	6,2	4,0	0,5	14,5	17,6	42,8	39,0	17,8	1
8C7	2,0	3	97	0	0,2	0,1	0,7	14,3	30,0	45,2	37,6	17,2	1
Sedimento	23	3	97	0	11,5	33,8	19,1	2,3	0,2	66,9	16,8	17,2	ls

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franco gruesa, sl= franco arenosa, fsl= franco arenosa fina, vfsl= franco arenosa muy fina, gsl= franco arenosa gruesa, l= franca, scl= franco arcillo arenosa, cl= franco arcillosa, sic= arcillo limosa, c= limosa.

Debido a la naturaleza aluvial poco diferenciada, las **discontinuidades litológicas** se presentan de forma muy evidente, especialmente en la granulometría.

**Tabla VIII.2.** % en peso de fragmentos gruesos según su origen litológico en los horizontes del perfil 5 .

<i>Horizonte</i>	<i>Fragmentos de rocas carbonatadas</i>	<i>Fragmentos de rocas pelíticas</i>	<i>Fragmentos de cuarcitas</i>	<i>Granos de cuarzo</i>	<i>Fragmentos de otras litologías</i>
Ap	82.0	6.0	7.5	4.5	0.0
2C1	75.0	0.0	16.0	9.0	0.0
3C2	92.0	0.7	6.3	0.3	1.2 <sup>1</sup>
4C3	4.5	6.7	86.0	2.7	0.0
5C4	0.0	8.3	4.1	87.0	0.0
6C5+7C6	67.0	0.4	13.0	12.0	7.0 <sup>1</sup>
8C7	92.3	1.3	1.5	5.1	0.0

<sup>1</sup> Arenisca<sup>2</sup> Arenisca, nódulos de carbonatos.

Los valores mayores del **potencial de retención de humedad** ( $\Psi_p^m$ ) a 33 y 1500 kPa aparecen en el horizonte superficial Ap donde el contenido de arcilla es superior al resto de los horizontes que constituyen el perfil. Ambos valores siguen las mismas tendencias “en diente de sierra” descritas para el contenido de arcilla.

Los valores del **Carbono Orgánico** son bajos en toda la secuencia de horizontes, si bien ligeramente superiores en el horizonte Ap, del que cabe resaltar que presenta el valor mayor de todos los horizontes de la cronosecuencia (0.77 %, un valor considerado normal en horizontes A mediterráneos). Así mismo, el **Nitrógeno total** muestra unos contenidos normales en Ap (más del 0.10%), muy bajos en el horizonte gravoso 3C2 (menos del 0.05%) y normales en el resto (entre 0.05 y 0.1%). Su variación, sin embargo, es más constante en la profundidad, con mínimas variaciones a partir del horizonte Ap.

La tierra fina de los horizontes de este suelo presenta contenidos bajos o muy bajos en **hierro libre** extraído con citrato-ditionito, estando el valor medio del perfil ligeramente por encima del 1% (con algún horizonte como el 3C2 por debajo). Por el contrario, el hierro libre extraído con oxalato (incapaz de movilizar de forma eficaz las formas cristalinas, extrayendo, por tanto las formas amorfas) da el contenidos medio mayor de la cronosecuencia, (0.22%), lo que indica que las formas libres de hierro seguramente presenten una baja cristalinidad (que, por supuesto, no confieren un carácter rubificado al suelo). En cuanto al contenido en la secuencia de horizontes, los horizontes superficiales

presentan los valores máximos de la fracción oxalato (0.26%), mientras que los máximos de la fracción citrato-ditionito se presentan en los horizontes inferiores (6C5+7C6, 1.16%).

Los contenidos en **aluminio libre** en tierra fina de la fracción citrato-ditionito también son los menores de la cronosecuencia (en término medio, 0.24%). La variación en profundidad irregular y similar a la que experimenta hierro libre, coincidiendo los horizontes con valores máximos (6C5+7C6, con 0.27% de aluminio libre, valor que también presenta Ap). Igualmente, la fracción oxalato presenta el menor valor medio por perfil (0.16%) de la cronosecuencia.

Los contenido en **sílice libre** en tierra fina de la fracción citrato ditionito también presenta los valores más bajos de la cronosecuencia y un descenso igualmente irregular y en profundidad. La fracción oxalato presenta contenidos ínfimos, homogéneos en el perfil y similares al del resto de suelos de la cronosecuencia.

**El fósforo asimilable** es alto, siendo el valor medio del perfil (93.73 mg/kg) el segundo mayor de toda la cronosecuencia tras el perfil 4, siendo superior a 1000 mg/kg en el horizonte superficial. Desde el punto de vista agronómico, los contenidos para suelos de secano de texturas medias y finas son también altos en todos los horizontes (Watanabe-Olsen, 1965), lo que refleja el persistente abonado al que está sometido el suelo. En este horizonte los altos valores de fósforo pueden ser achacados al elevado contenido de carbonatos, bastante mayor en término medio que en los perfiles preholocénicos, como demuestra el hecho de que el horizonte con el máximo contenido de carbonatos (horizonte 8C7) sea también el que presenta un mayor contenido de fósforo y que su variación en profundidad sea muy similar.





Los contenidos de **Carbonatos** son muy similares en todo el perfil, estando comprendidos entre el 36.9 y el 42.0%, no evidenciando prácticamente ninguna tendencia.

El **pH** de todos los horizontes se halla en el rango básico, siendo en su mayoría de 8.0. La **conductividad eléctrica (C.E)** en todos los horizontes está muy por debajo del límite de la clase normal ( $2 \text{ dSm}^{-1}$ ).

Los valores de **Capacidad de Cambio Catiónico (CEC)** son muy bajos, con un máximo en Ap ( $12.8 \text{ cmol}(+)/\text{kg}$ ), coincidente con el horizonte con mayor contenido de materia orgánica y de arcilla.

### VIII.5. Composición mineralógica.

A continuación se comentarán los resultados obtenidos mediante difracción de rayos X (DRX), empleando la técnica del polvo desorientado, de cada una de las fracciones granulométricas de los horizontes del perfil. Los resultados se exponen en las **Tablas** de la **VIII.5** a la **VIII.11**.

Los valores medios de laminares y cuarzo en tierra fina son los menores de la cronosecuencia, mientras que los carbonatos, en todas las fracciones, son los más abundantes. El hecho de que exista un mayor contenido medio de carbonatos y que estos se compongan en una proporción significativa de dolomita (excepto en la fracción arcilla) nos indica la naturaleza primaria de los mismos (ya que la dolomita se considera en el suelo como mineral primario). Además es posible que esto suponga, como en el perfil 4 (también rico en dolomita) una variación en la composición media del material sedimentario sobre el que se desarrollan los suelos holocénicos, más rico en clastos y material carbonatado, que en los preholocénicos, básicamente siliciclástica.

**Tabla VIII.5.** Mineralogía de tierra fina (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	37	16	4	trazas	2	5	trazas	21	16
2C1	32	18	3	trazas	2	3	trazas	23	20
3C2	9	22	2	trazas	1	12	trazas	24	30
4C3	42	14	3	1	2	1	1	16	19
5C4	9	31	3	1	2	7	trazas	28	19
6C5+7C6	36	19	4	1	2	5	trazas	18	14
8C7	31	15	4	trazas	3	3	trazas	21	23
Media	28	19	3	1	2	5	trazas	21	20

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Debido a la naturaleza poco evolucionada del material que compone los horizontes, estrechamente relacionada con el material parental aluvial, la variación de las distintas fases minerales en la profundidad es irregular, aunque en algunos casos (por ejemplo, en los laminares o en la calcita de tierra fina y en la arena gruesa) muestra un claro comportamiento en “diente de sierra”. Así, encontramos horizontes enriquecidos en laminares (4C3) limitando con horizontes superiores (3C2) e inferiores (5C4) pobres en los

mismos. A pesar de todo, sí se puede afirmar de forma general que las cantidades de laminares y cuarzo se relacionan inversamente, es decir, cuanto mayor es la cantidad de laminares de un horizonte, menos proporción de cuarzo posee.

**Tabla VIII.6.** Mineralogía de arena gruesa (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	7	26	2	trazas	1	9	3	51	trazas
2C1	18	39	1	1	Trazas	7	trazas	28	5
3C2	18	31	2	1	1	13	4	23	8
4C3	21	23	1	trazas	1	4	2	34	14
5C4	18	30	1	1	Trazas	4	trazas	32	12
6C5+7C6	8	38	2	trazas	1	23	5	18	5
8C7	7	42	3	trazas	2	7	2	38	trazas
media	14	33	2	trazas	1	10	2	32	14

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Los contenidos medios por perfil en feldespatos en la mayor parte de las fracciones granulométricas son poco importantes, oscilando entorno al 5%, aunque destacan la fracción arena gruesa, con un 12%. En general, los contenidos medios en feldespatos son mayores en las fracciones gruesas (arenas gruesas, principalmente). En porcentajes totales, son menores que los del perfil 3 y 4 y más parecidos a los de los suelos más antiguos de la cronosecuencia. Dentro del grupo de los feldespatos, el término potásico es muy superior al sódico en todos los horizontes y fracciones. El horizonte que, en general, presenta mayor proporción de feldespato potásico es el 3C2.

**Tabla VIII.7.** Mineralogía de arena fina (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	19	23	1	2	2	5	2	30	15
2C1	13	28	3	trazas	1	4	trazas	31	19
3C2	15	20	1	2	1	10	trazas	30	20
4C3	35	21	1	1	1	3	1	23	15
5C4	25	25	1	1	0	6	3	29	9
6C5+7C6	15	22	1	2	3	5	trazas	29	24
8C7	12	32	trazas	trazas	1	3	trazas	32	18
Media	19	25	1	1	1	5	1	29	17

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

Los contenidos medios de minerales minoritarios (clorita y óxidos de hierro) son muy bajos, pues no superan el 3% salvo en la fracción arcilla, y bastante parecidos a los del perfil 3 y 4. La variación de estas fases tan minoritarias en profundidad es bastante escasa, y no presentan pautas que deban ser reseñadas.

**Tabla VIII.8.** Mineralogía de limo (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	18	21	1	1	1	1	trazas	34	22
2C1	18	22	1	1	1	5	trazas	28	24
3C2	27	19	1	1	1	1	trazas	30	20
4C3	30	25	trazas	1	1	2	2	26	12
5C4	32	30	2	trazas	trazas	2	3	13	17
6C5+7C6	34	32	2	1	trazas	4	2	7	17
8C7	21	26	0	1	1	3	2	22	24
media	26	25	1	1	1	3	1	23	19

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**Tabla VIII.9.** Mineralogía de arcilla (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	80	5	2	trazas	6	1	trazas	7	trazas
2C1	81	3	4	trazas	6	1	trazas	5	trazas
3C2	80	1	3	1	8	1	trazas	5	trazas
4C3	83	2	1	2	5	2	trazas	5	trazas
5C4	73	2	5	trazas	12	3	trazas	6	trazas
6C5+7C6	82	5	3	trazas	4	1	trazas	4	trazas
8C7	78	4	3	trazas	6	1	trazas	7	trazas
media	79	3	3	trazas	7	2	trazas	5	trazas

Fd.K = Feldespato potásico  
 Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**Tabla VIII.10.** Mineralogía de grava media (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	3	9	1	trazas	1	trazas	trazas	58	28
2C1	8	34	1	trazas	1	1	trazas	39	17
3C2	7	7	trazas	1	1	trazas	1	66	17
4C3	trazas	trazas	trazas	trazas	Trazas	trazas	trazas	trazas	trazas
5C4	trazas	trazas	trazas	trazas	Trazas	trazas	trazas	trazas	trazas
6C5+7C6	3	18	1	1	1	1	trazas	49	27
8C7	2	2	trazas	trazas	Trazas	trazas	trazas	92	3
media	4	11	3	trazas	7	2	trazas	5	trazas

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

**Tabla VIII.11.** Mineralogía de grava fina (%) del Perfil 5. Técnica del polvo desorientado.

Horizonte	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Ap	7	12	2	trazas	2	1	trazas	42	34
2C1	4	30	2	trazas	Trazas	1	trazas	37	26
3C2	trazas	23	1	trazas	1	3	3	36	33
4C3	trazas	trazas	trazas	trazas	Trazas	trazas	trazas	trazas	trazas
5C4	trazas	trazas	trazas	trazas	Trazas	trazas	trazas	trazas	trazas
6C5+7C6	10	20	1	1	1	3	trazas	30	34
8C7	3	4	trazas	trazas	Trazas	trazas	trazas	45	48
media	4	13	2	traza	1	1	trazas	28	25

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

### **VIII.6. Balance Hídrico. Clasificación edafoclimática.**

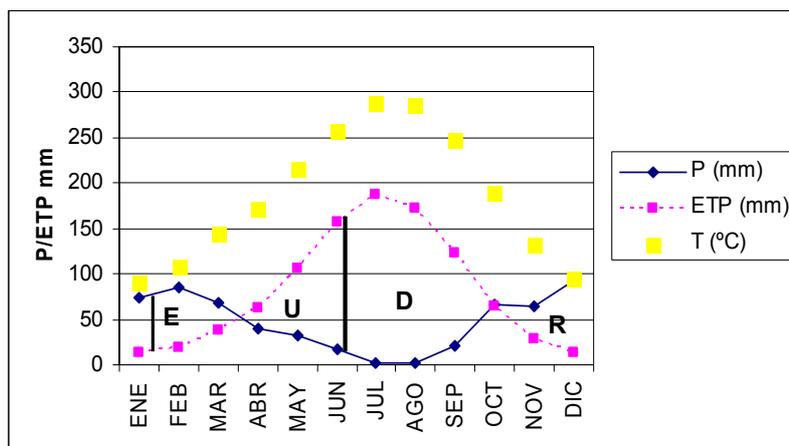
Reserva del suelo de la Terraza 5. Según la descripción morfológica (ver capítulo 8), la profundidad que consideramos probable que exploren las raíces coincide los horizontes Ap, 2C1, 3C2, 4C3 y 5C4. Con estos espesores y el agua útil de los mencionados horizontes (tabla **Tabla VIII.3**) calculamos 208 mm de reserva del suelo. En la página siguiente aparece el balance hídrico para este suelo. Como podemos deducir del balance hídrico, el periodo de Uso de la reserva comienza el día 20 de abril, el Déficit comienza el día 25 de junio, la Recarga de la reserva podemos considerarlo el 15 de octubre (Soil Taxonomy) y el Sobrante comienza el 25 de enero.

Sección control del suelo P5: la sección control se situa entre 13 y 40 cm, calculada en base a los mismos criterios anteriormente empleados.

Clasificación del suelo P5. Dado que se han tomado los mismos datos térmicos que en P1, el régimen es también **Térmico**. En cuanto al régimen hídrico, el suelo P5 cumple las mismas características, siendo su régimen **Xérico**.

## Balance hídrico

Balance Hídrico T5												
	Ene.	Feb.	Mar.	Abril	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov	Dic.
T <sup>a</sup>	9.1	10.7	14.3	17.2	21.6	25.7	28.8	28.5	24.8	18.9	13.3	9.5
Pp	74.7	85.2	69.0	40.3	31.6	16.5	2.7	1.3	20.6	65.7	63.5	92.6
ETP	12.7	19.4	38.6	61.7	106.1	156.4	187.2	173.1	122.4	63.8	28.3	13.5
R	178.2	208.0	208.0	186.6	112.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	37.1	116.2
ΔR	62.0	29.8	0.0	-21.4	-74.5	-112.1	0.0	0.0	0.0	1.9	35.2	79.1
Ex	0.0	36.0	30.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Df	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	27.8	184.5	171.8	101.8	0.0	0.0	0.0
ETR	12.7	19.4	38.6	61.7	106.1	128.6	2.7	1.3	20.6	63.8	28.3	13.5



## VIII.7. Clasificación.

### *VIII.7.1. Clasificación World Reference Base for Soil Resources. 1998.*

Horizonte superficial: no cumple, tras mezclar los primeros 20 cm de suelo, el siguiente criterio del horizonte Móllico: value en seco menor de 5.5, aunque todos los demás criterios sí los cumple. Debido a ese único criterio incumplido, el horizonte se clasifica como **Ócrico**. A pesar de que el suelo está cultivado desde antiguo, no se considera de tipo antropopedogénico por las siguientes razones: no contiene de forma usual restos de actividad humana, ni presenta una clara evidencia de aportes continuos de material que supongan una elevación significativa del terreno, ni ha sido sometido a irrigación intensiva ni a riego por inmersión.

Horizontes subsuperficiales: no aparecen indicios de diferenciación textural ni rasgos de iluviación de arcilla. No se diagnostica un horizonte Cámbico porque se mantiene en su integridad la estratificación sedimentaria del material parental. No se diagnostica horizonte Cálculo porque no hay evidencias morfológicas de translocación de carbonato cálcico (colas de carbonatos, nódulos o manchas).

Propiedades de Diagnóstico: no presenta propiedades de diagnóstico.

Material de Diagnóstico: presenta material de diagnóstico **Calcárico**, fuertemente efervescente, en todo el perfil. Presenta material de diagnóstico **Flúvico**, manifestado en los siguientes rasgos: estratificación sedimentaria en prácticamente todo el volumen y decrecimiento irregular de carbono orgánico.

Grupo de Referencia del Suelo: Este suelo no presenta mas que un horizonte Ócrico, materiales calcáricos y materiales flúvicos, aportados por inundación, que comienzan a expresarse a partir de la misma superficie (horizonte Ap). Se clasifica como **Fluvisol** debido a que los materiales flúvicos comienzan dentro de los 25 cm (suponemos que el

mismo horizonte Ap está constituido por material flúvico, ya que es indudable su origen aluvial).

Cualificadores para nombrar las Unidades de Suelos: contiene material calcárico entre los 20 y 50 cm de profundidad, luego es **Calcaric**. Presenta un 100% de saturación de bases en todos los horizontes, luego es **Hypereutric**.

La clasificación de este suelo sería, por tanto, **Calcaric-Hypereutric Fluvisol**.

#### ***VIII.7.2. Clasificación FAO 1988.***

Horizontes de diagnóstico: el horizonte de diagnóstico superficial se define con los mismos criterios que el horizonte superficial en el WRB (1998), siendo un **horizonte A ócrico** (aunque es de resaltar que el único criterio que lo excluye como móllico en el value en seco, que es mayor de 5.5). No existe evidencia de iluviación, de acumulación de arcilla (no relacionada con la presencia de discontinuidades litológicas), ni de alteración, ni de acumulación de carbonatos como para diagnosticar un horizonte árgico, cámbico o cálcico.

Propiedades de diagnóstico: Es **calcáreo**, presenta **minerales alterables** (aproximadamente el 30% en laminares en tierra fina que son principalmente filosilicatos 2:1, un 20% de dolomita además de feldespatos, clorita...). El material de este suelo exhibe **propiedades flúvicas** porque el % de C.O. permanece por encima del 0.2% a 125 cm de profundidad, repuntando en los horizontes más profundos (0.31% eb 6C5 + 7C6), además de que la estratificación de origen sedimentario aluvial afecta a prácticamente todo el volumen del suelo.

Clasificación: se clasifica dentro del Grupo de los Fluvisoles, por presentar propiedades flúvicas y ningún otro horizonte de diagnóstico que un A ócrico en superficie. Como es calcáreo en toda su profundidad, se incluye en el subgrupo de **Fluvisoles calcáricos**.

### *VIII.7.3. Clasificación Soil Taxonomy.*

Horizonte de diagnóstico superficial (Epipedon): no cumple, tras mezclar los primeros 18 cm de suelo, el criterio del value en seco, que es mayor de 5.0, ni un 0.6 % de carbono orgánico más que el horizonte C. Los mismos criterios, y otros, descartan también que se trate de un horizonte Úmbrico. Sí cumple las condiciones del epipedon **Ócrico** para los primeros 18 cm de suelo mezclados.

Horizonte de diagnóstico subsuperficial (Endopedon): No existen indicios de iluviación de arcilla por lo que no podemos pensar en la presencia de un horizonte Argílico. Tampoco existe evidencia de alteración, ni de acumulación de carbonatos como para diagnosticar un endopedon cámbico o cálcico.

Características de diagnóstico: Presenta una **discontinuidades litológica**. Presenta una significativa cantidad de cuarzo (**mineral resistente**) en la fracción de 0.02 a 2.0 mm (el 25% en arena fina y 33% en arena gruesa) y a la vez de **minerales alterables** (principalmente filosilicatos 2:1). Presenta un régimen de humedad del suelo **Xérico** y un régimen de temperatura **Térmico**.

Clasificación: Al no presentar más que un epipedon ócrico en superficie, se clasifica dentro del Orden **Entisoles**. Las siguientes características lo incluyen dentro del Suborden **Fluvents**: pendiente menor del 25%, un 0.2% de C.O. como mínimo a 125 cm de profundidad y un régimen de temperatura más cálido que cryico. Como tiene un régimen

de humedad Xérico, pertenece al Gran Grupo de **Xerofluvents**, y en el Subgrupo de **Typic Xerofluvents**.

La sección control del perfil para establecer las clases texturales y mineralógicas estaría comprendida entre 32 (límite inferior de Ap) y 100 cm (ya que no existe capa limitante para las raíces por encima de esta profundidad). Presenta, en un espesor significativo de la sección control (horizonte 3C2, de 46 a 83 cm), más de un 35% de volumen de fragmentos gruesos y un % de arcilla en tierra fina menor de arcilla (concretamente, un 19.03%). Lo anterior establece una clase textural **Franco-esquelética (Loamy-skeletal)**.

Dada esta clase textural la clase mineralógica es **Carbonatic**, por poseer más del 40% de carbonato cálcico equivalente en la fracción menor de 20 mm (tierra fina más grava media y fina). Por último, la clase de temperatura es **Thermic**.

El perfil 4 se clasifica, por tanto, como **Carbonatic, Loamy-skeletal, Thermic Typic Xerofluent**.

### **VIII.8. Comentario general del perfil.**

El carácter de este suelo viene marcado por tanto por su posición topográfica como por la naturaleza del material aluvial que lo ha constituido. Los aluviones recientes del Guadalquivir en este tramo son predominantemente carbonatados, como se pone reiteradamente de manifiesto: elevados volúmenes de clastos de calizas y dolomias en fragmentos gruesos, % de carbonato cálcico equivalente mayor de la cronosecuencia y proporciones significativas de caliza y dolomía en tierra fina, arenas y limo. A pesar de todo, la influencia de toda la franja norte, constituida por los materiales siliciclásticos de Sierra Morena también se evidencia, por ejemplo, en los fragmentos gruesos del horizonte 4C3, constituido en más del 90% por cuarcitas y pizarras.

Al contrario que los otros perfiles carbonatados de la cronosecuencia (T2 y T4), no se encuentran rasgos morfológicos que indiquen una movilización, siquiera incipiente, de carbonatos, y el contenido analítico en carbonato cálcico equivalente es muy homogéneo en el perfil, mostrando un estrecho rango de variación (máximo de 40.52% en 5C4, mínimo de 36.88% en 3C2, menos de un 5%). Además, la presencia de significativa de la dolomita (en cantidades muy semejantes a la calcita en la mayoría de fracciones granulométricas), nos indica, además de un escaso grado de alteración, una escasa movilización de carbonatos (la precipitación de formas secundarias de carbonatos sería, preferentemente, como calcita. Así pues, un suelo con importante movilización de carbonatos, se enriquece en calcita, como se comprueba en T2).

Estrechamente relacionado con la naturaleza aluvial del material, encontramos también una fuerte variación en la textura y el porcentaje de grava. Ejemplo extremo de esto lo representa el tránsito entre 3C2 y 4C3, que supone pasar de una textura franco arenosa fina a una fina, y de más de un 80% de grava a un horizonte virtualmente desprovisto de grava. Morfológicamente también es significativa la existencia de límites entre horizontes interrumpidos (entre 2C1 y 3C2), relacionados con la propia estructura del cuerpo sedimentario.

La variación de las propiedades analíticas en profundidad suele ser irregular, y cuando muestra algún patrón, este suele ser en forma de “diente de sierra” (por ejemplo la grava). Otra característica propia de los suelos aluviales es el descenso irregular en el

contenido de C.O, con algún repunte en horizontes profundos (6C5+7C6), aunque en contenido neto, el C.O sean bajos incluso en el horizonte Ap.

Podemos concluir, pues, que el perfil 5 presenta las características típicas de un suelo aluvial, joven, que manifiesta una escasa diferenciación morfológica, con un incipiente proceso de melanización como único rasgo evolutivo mencionable.



**IX. MATERIAL ORIGINAL.**



El material original, consistente en el sedimento actual del río Guadalquivir, se recogió junto al puente de Villanueva de la Reina, en localización geográfica con coordenadas UTM: 30SVH198092.

El *Material Original* que se ha muestreado a escasos metros del cauce del río, en dos zonas con sedimentos ligeramente contrastados. Por una parte se recogió material de una zona de gravas y arenas (depósito de cauce y *point bar*): color entre gris pardo claro y gris claro (2,5Y 6,5/2) en seco y pardo oliva claro (2,5Y 5/3) en húmedo; profundidad 20 cm (hasta que surge agua); con reacción al HCl (carbonatadas). También se muestreó una zona de alternancia de arenas y limos: color entre gris pardo y gris claro (2,5Y 7/2) en seco y pardo oliva claro (2,5Y 5/3) en húmedo perteneciente a las arenas, y color gris claro (2,5Y 7/2) en seco y pardo oliva claro (2,5Y 5/3) en húmedo perteneciente a los limos; las arenas están sobre estos últimos, el espesor de las arenas es de 25 cm; son estratos de sedimentos recientes no consolidados aún.

Los datos analíticos y morfológicos representativos de los materiales originales se obtuvieron homogeneizando completamente las muestras arriba descritas. Los datos analíticos se recogen en la **Tablas IX.1 y XI.2**.

**Tablas IX.1.** Granulometría del material original (Sedimento del Guadalquivir).

Horizonte	Grava (%)	Grava fina	Grava media	Grava gruesa	Arenas (%)						Limo (%)	Arcilla (%)	Clase textural
					A.M.G	A.G	A.M	A.F	A.M.F	Total			
Sedimento	23	3	97	0	11,5	33,8	19,1	2,3	0,2	66,9	16,8	17,2	ls

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1951, 1975):

**Textura:** ls = arenosa franca.







El material original presenta una textura franco arenosa y es relativamente rico en grava (23%). Presenta el menor contenido de arcilla de las medias por perfil de la cronosecuencia (16.3%) El color mezclado es de 2.5Y 7/2 en seco y 2.5Y 5/3 en húmedo, la consistencia suelta en seco y en húmedo, no adherente y no plástico. Las siguientes propiedades muestran niveles más bajos que las medias de cada uno de los perfiles de la cronosecuencia: Fe, Al y Si en las fracciones oxalato y citrato-ditionito (salvo el Fe oxalato, que es mayor que la media de T5) y todas aquellas propiedades relacionadas estrechamente con la arcilla W33, W1500, D.A.T.F y A.U. Por el contrario, las propiedades relacionadas con la materia orgánica (% C.O, % Nitrógeno total y Pasimilable) presentan niveles mayores que las medias por perfil de la cronosecuencia, excepto en el perfil 4 (que tiene mayores contenidos medios en nitrógeno y fósforo). El pH es ligeramente más alcalino y la C.E ligeramente mayor que las medias de los perfiles. Los carbonatos en el material original son menores que en T5, muy similares a T4 y mayores que en los perfiles preholocénicos. Los niveles de bases de cambio Ca, Mg y Na son mayores en el sedimento y los de K cambiante menores (al depender estrechamente de la vegetación asentada). Por último, la CEC es mayor que en T5 y T1, muy parecida a T4 y menor que T3 y T2, mientras que el % de Saturación es del 100% (mayor que en todos los suelos menos en el perfil 5, donde es equivalente).

En la **Tabla IX.3** se exponen los caracteres mineralógicos del material original, considerando las distintas fracciones granulométricas.

**Tabla IX.3.** Mineralogía de tierra fina, arena gruesa, arena fina, limo, arcilla, grava fina y grava media (%) del material original (sedimento del río Guadalquivir). Técnica del polvo desorientado.

Fracción	Laminares	Cuarzo	Goethita	Hematites	Clorita	Fd.K	Fd.Na	Calcita	Dolomita
Tierra fina	26	28	2	1	1	19	1	17	5
Arena gruesa	10	59	trazas	trazas	1	20	1	9	10
Arena fina	15	40	2	1	trazas	10	trazas	26	5
Limo	8	18	2	trazas	2	3	trazas	57	11
Arcilla	76	3	3	trazas	9	2	trazas	7	trazas
Grava fina	Trazas	21	trazas	1	trazas	2	trazas	49	27
Grava media	75	2	2	trazas	8	trazas	trazas	8	4

Fd.K = Feldespato potásico

Fd.Na=Feldespato sódico (albita).

En general, se observa que el aporte aluvial del río está compuesto por un material rico en cuarzo, como demuestra la dominancia de este mineral en la tierra fina y en las fracciones de la arena (donde tiende a acumularse claramente). Además, es un material bastante carbonatado, especialmente la fracción limo (casi un 70%). La arcilla, como ocurre en todos los horizontes analizados, es más rica en laminares que en ninguna otra fase. La grava media, debido a que se compone mayoritariamente de clastos pizarrosos está compuesta básicamente por laminares, aunque por el tamaño y el peso de esta fracción es difícil muestrear suficiente volumen para afirmar que la muestra analizada es representativa. La grava fina, por el contrario, sí es más representativa del aporte aluvial y está compuesta principalmente por carbonatos (es muy probable que este sea el material dominante entre la grava aluvial). Por último, es de destacar el relativamente elevado porcentaje de feldespato potásico (Fd.K) de la arena gruesa y de la tierra fina (mayor que en los perfiles de la cronosecuencia, salvo el perfil 3, donde también es considerable). Este hecho puede estar relacionado con el tipo de textura del material.

**X. ÍNDICES DE EVOLUCIÓN. ANÁLISIS  
ESTADÍSTICO.**



## **X.1. Índices de evolución.**

### ***X.1.1. Introducción.***

Existen dos categorías principales de índices de evolución en función del carácter de la propiedad empleada (a partir de ahora, el término *índice*, por horizonte o por perfil, se referirá a la combinación de dos o más propiedades). Por una parte, tenemos los índices que se basan fundamentalmente en las características morfológicas del suelo, es decir, en descripciones realizadas en el campo (empleando la terminología del Soil Survey Staff, 1975). Estos índices se obtienen a partir de propiedades como el color en seco y húmedo, estructura, consistencia (en seco, en húmedo y en mojado), espesor del horizonte, profundidad del suelo, etc., se trata por tanto de índices morfológicos. Por otro lado, están los índices que se basan en las características analíticas como son pH, CEC, porcentaje de arcilla, de carbonatos y de formas libres de hierro, etc. Dentro de este segundo grupo englobamos tanto los que se calculan a partir de las diferencias entre las propiedades del suelo y las del material original (por ejemplo, los de Birkeland, 1984) como los que estiman el grado de desarrollo de una propiedad en un horizonte determinado (por ejemplo, el Redness Index de Martín-García et al., 1998) o comparando esa propiedad entre horizontes dentro del perfil (por ejemplo, el índice de desarrollo textural). A estos tipos de índices basados en propiedades analíticas se les denomina índices analíticos.

### **Índices morfológicos**

En el desarrollo histórico de los índices morfológicos podríamos citar el índice de Storie (Storie, 1933) que utiliza la morfología del suelo para conocer el potencial agrícola, los esquemas de Shaw (1930), Gile et al. (1966) y Bilzi y Ciolkosz (1977) que utilizan la morfología del suelo y la enfocan como una función del tiempo. Todos ellos aceptan, de forma explícita o implícita, que la morfología de un suelo refleja la alteración del material original de ese suelo a través del tiempo.

Sin embargo, dado al gran número de propiedades morfológicas (o analíticas) que pueden considerarse en un suelo, resulta muy difícil evaluar el grado de desarrollo alcanzado por este a pesar de la gran cantidad de datos que aporta la investigación edáfica

(Alonso et al. 1992). Además, como se comentó en el capítulo primero, las propiedades del suelo pueden dividirse en aquellas que se aproximan de forma rápida al estado estacionario (contenido en materia orgánica) y las que se aproximan lentamente (formación de cútanos de arcilla), velocidad que depende del clima y otras condiciones ambientales que pueden afectar de forma decisiva al establecimiento del estado estacionario (Yaalon, 1983). Todo esto suele plantear dificultades a la hora de elegir la propiedad o el índice que exprese de forma óptima el transcurso del tiempo en una cronosecuencia.

Los índices morfológicos también pueden ser empleados para estimar los cambios en el nivel de evolución del material edáfico en diferentes ambientes, lo que nos ayudaría a compensar la influencia del clima y otros factores externos. Para ello, algunos autores (Harden y Taylor, 1983), proponen emplear únicamente las cuatro mejores propiedades en cada ambiente para estimar el desarrollo de los horizontes y del perfil. Así, por ejemplo, estos autores emplean textura total, rubificación, cútanos y consistencia en seco en ambiente xérico, mientras que en ambiente údico sustituyen consistencia en seco por consistencia en húmedo. La selección, efectuada *a posteriori*, se establece en función de los coeficientes de correlación entre todos los índices calculados y la edad de los perfiles. Otros autores, sin embargo, prefieren emplear el total de los índices sin llevar a cabo ninguna selección (Birkeland, 1999).

En el presente trabajo, emplearemos los índices morfológicos de Harden (1982), basados en el modelo de Bilzi y Ciolkosz (1977), aceptando las modificaciones de Birkeland (1984), y Dorronsoro y Alonso (1994), en el espesor del suelo considerado. Estos índices fueron desarrollados para medir cuantitativamente el grado de desarrollo de un perfil de suelo.

El índice de Harden (1982) fue establecido para una cronosecuencia de suelos del Río Merced, ubicada en el centro de California (Estados Unidos). No obstante, ha sido una herramienta utilizada por numerosos investigadores para la cuantificación de la evolución y la comparación de las propiedades morfológicas de los suelos de cronosecuencias (Harden y Taylor, 1983; Bussaca, 1987; Alonso et al. 1992). Se basa en la combinación de ocho propiedades morfológicas determinadas en el campo junto al espesor del suelo, comparadas con el valor en el material parental sin evolución. Estas propiedades son: cútanos (donde cuenta la localización, el espesor y la continuidad de los mismos), la

textura más la consistencia en mojado (adhesividad y plasticidad), la rubificación (hue y croma), la estructura (clase, grado y tipo), la consistencia en seco, la consistencia en húmedo, el value y el pH. Esta última propiedad no es morfológica y, a diferencia de las anteriores, se determina normalmente en laboratorio).

Tal y como recogen Harden (1982) y Aguilar et al. (1997), en la obtención de los índices se han de seguir los siguientes pasos:

- 1) Descripción morfológica detallada del perfil del suelo
- 2) Elección de un nivel de referencia o punto cero sin evolución edáfica, que preferentemente han de ser los materiales fluviales del cauce.
- 3) Evaluación de la intensidad del cambio comparando el valor de las propiedades en el material original con el que presentan los horizontes de los suelos. Para ello, cada cambio de clase, grado, tipo, unidad, etc..., en una determinada propiedad se le asigna el valor de 10 puntos.
- 4) Normalización de estas propiedades entre 0 y 1 dividiendo el resultado alcanzado en cada horizonte por el máximo valor que podría alcanzar la propiedad considerada, según Harden (1982). Los valores normalizados se utilizan para calcular los índices de desarrollo del perfil (PDI).
- 5) Para calcular los *“índices morfológicos por propiedades”*, consideradas individualmente (textura total, rubefacción, etc), hay que multiplicar el valor normalizado de la propiedad en el horizonte por el espesor del mismo y sumar los valores en todo el perfil analizado.
- 6) Si lo que se pretende analizar es el comportamiento de todas las propiedades conjuntamente, se deben promediar los valores normalizados de cada propiedad para cada horizonte (sumándolos y dividiendo entre ocho). Así se obtiene el *“índice general morfológico por horizonte”*.
- 7) Por último, para obtener el *“índice de desarrollo del perfil”* basta con multiplicar el valor del índice general morfológico en cada horizonte por su espesor respectivo y

sumar todos estos productos correspondientes a todos los horizontes presentes en cada suelo.

- 8) En el cálculo de los índices por propiedades y en el índice de desarrollo de perfil, la importancia del espesor del suelo queda muy sobrevalorada (ya que dependen del total de horizontes descritos y del espesor de los mismos). Por ello Busacca (1987) ha propuesto calcular un índice medio ponderado por el espesor (*weighted mean*) de cada perfil tanto para el índice de desarrollo de perfil (*weighted mean profile index*) como para el índice morfológico por propiedad (*weighted mean of profile property*). Esta ponderación se consigue al dividir los índices obtenidos en los puntos 5 y 7 por la profundidad (descrita) del suelo. Otros autores, sin embargo, proponen utilizar un espesor constante para todos los suelos de la cronosecuencia. Birkeland (1984) propone elegir el espesor del suelo más profundo de la cronosecuencia (engrosando artificialmente los suelos más delgados hasta el espesor del suelo más profundo), mientras que Dorronsoro y Alonso (1994) y Alonso et al. (1994) emplean como espesor homogéneo los dos metros de profundidad. Sin embargo, nosotros obtenemos los mejores resultados empleando un espesor de un metro, tal y como proponen Aguilar et al. (1997) y este último será el espesor que nosotros apliquemos en el cálculo de los índices (por tanto, los índices que se comentarán en las siguientes páginas serán los índices medios ponderados hasta el metro de profundidad, en terminología de Busacca (1987) o de Birkeland (1999), es decir, *weighted mean profile index* y *weighted mean of profile property*).

Hemos empleado las mismas ocho propiedades que Harden (1982) y Harden y Taylor (1983) recomiendan para cronosecuencias de suelos mediterráneos bajo régimen xérico, si bien Harden (1982) admite la posibilidad de incluir otras propiedades en el campo. En este sentido, Harden y Taylor (1983) proponen dos nuevos índices para cronosecuencias en régimen arídico afectadas en toda su extensión por un enriquecimiento notable en carbonato cálcico secundario: el *índice de palidización*, que compensa la disminución en el matiz rojo (hue) y de la intensidad del color (croma) debida a la abundancia de carbonatos, y el *índice de aclaramiento*, que compensa la disminución de la melanización (la disminución del value) también provocada por aumento de los

carbonatos. Taylor (1983) propone, además, que, dada lo importante del fenómeno en estos suelos, se tenga en cuenta la morfología de las acumulaciones de carbonato cálcico y se considere el estadio de evolución de los mismos (desde simples recubrimientos hasta costras laminares) como propiedad evolutiva mediante el índice de *morfología de carbonatos*. A pesar de contar con algunos horizontes muy enriquecidos en carbonato cálcico (por ejemplo, el Cmk/Bt de la terraza 2 o los horizontes Bwk de la terraza 4) la aplicación de estos índices no se justifica en nuestra cronosecuencia (que no es de clima árido). Otros índices propuestos tienen relación con la acumulación de sales, alteración de gravas, presencia de moteados... La ausencia de alguna propiedad, por ejemplo, la presencia de cútanos en los suelos más jóvenes, no la exime de su cuantificación.

### **Índices analíticos (Índice de Birkeland)**

*Índice analítico de Birkeland.* El índice “mIPA” de Birkeland (1984) es una modificación del IPA (*index of profile anisotropy*) de Walker y Green (1976), que se calcula por la fórmula:  $mIPA = D/M$ , en la que D representa la diferencia numérica entre el valor de la propiedad en el horizonte considerado y su valor en el material original; y M representa este último valor.

En el presente trabajo, hemos calculado el índice mIPA para las siguientes propiedades: porcentaje de arena, porcentaje de arcilla, retenciones de agua a 33 y 1500 kPa (W33 y W1500, respectivamente), pH, capacidad de cambio de cationes (CEC) y porcentaje de hierro libre ( $Fe_2O_{3cd}$ ). Una vez obtenidos estos índices, los hemos combinado entre sí para dar un valor único que represente a todas las propiedades consideradas. Los índices correspondientes a las propiedades individuales se han normalizado a escala de 1 a 0, dividiéndolos por el valor máximo alcanzado por esa propiedad en los suelos de la cronosecuencia. Después, estos índices normalizados se han sumado y dividido por el número de propiedades analizadas. Así obtenemos para cada horizonte un “*índice general analítico*”.

Para extrapolar los índices por horizontes al total del perfil y para que estos resultados puedan ser comparables en suelos de espesor muy distinto, hemos aplicado lo

descrito anteriormente en los puntos 5, 7 y 8 para los índices morfológicos de Harden (es decir, los *índices analíticos por propiedad* y el *índice de desarrollo del perfil de Birkeland* serán los índices medios ponderados -*weighted mean profile index* y *weighted mean of profile property*- para las propiedades analíticas).

*X.1.2. Resultados.*

**X.1.2.1 Índices morfológicos (I.M).**

A continuación pasamos a describir los índices morfológicos por propiedad y los índices de desarrollo de perfil; así como la cuantificación, la normalización y el índice general morfológico para cada horizonte de los suelos estudiados en la cronosecuencia (**Tablas de la X.1. a la X.5.**). La variación con la profundidad del perfil de estos parámetros sigue las tendencias ya descritas en los apartados y capítulos correspondientes a las descripciones morfológicas (cap. IV-IX).



















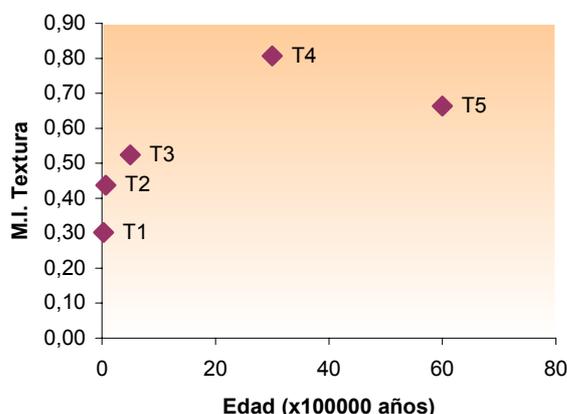




**Índices morfológicos por propiedad.**

La evolución en el tiempo de los índices para cada una de las propiedades vienen comentados y representados gráficamente a continuación. **Figuras** de la **X.1.** a la **X.8.**

**Índice morfológico de textura total.** Este índice se calcula en base a la textura, la adhesividad y la plasticidad (parámetros empleados en el campo para la determinación organoléptica de la textura según Soil Survey Staff, 1975. Los valores obtenidos tienden a ser progresivamente mayores al aumentar la edad de la terraza, si bien alcanza su máximo valor en la terraza 2.



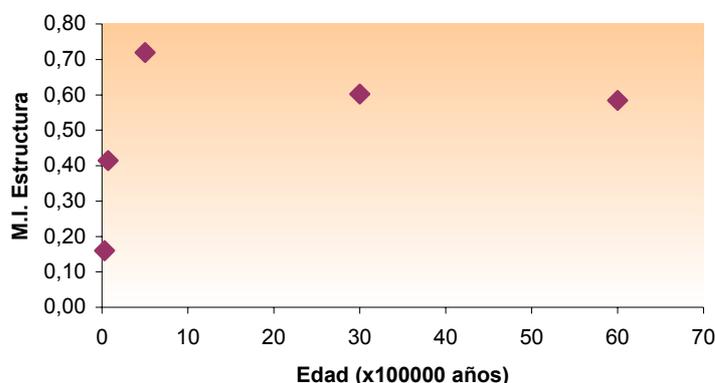
**Figura X.1.** I.M. textura total v.s Edad del suelo.

En algunos horizontes del perfil 1, el más viejo de la cronosecuencia, se han apreciado rasgos redoximórficos como manchas de color amarillento o rojo amarillento alternando con manchas verde pálidas, producidas por condiciones locales de gley (“pseudogley”, aunque no se han podido diagnosticar propiedades gleyicas o stagnicas debido que las manchas no presentan la extensión requerida). Estos rasgos también se presentan en el perfil 2, aunque con menor intensidad (manchas de hue menos verdoso y mayor cromas), siendo el contenido de arcilla menor (hasta un 10%) en el material del perfil más afectado por la hidromorfía. Según algunos autores (Birkeland, 1999), podríamos atribuir estas características a un proceso incipiente de ferrolisis, que constituye un reconocido rasgo de edafogénesis regresiva que se caracteriza por una destrucción progresiva de la arcilla (aunque existen algunos argumentos en contra, como el pH neutro

o ligeramente alcalino que no es el apropiado para que se produzca ferrolisis). Harden y Taylor (1983) han observado que el índice de desarrollo de la textura disminuye en los suelos más viejos de la cronosecuencia, sugiriendo que se alcanza el estado estacionario o incluso un estado regresivo en el desarrollo a partir de una cierta edad (aunque esto lo observan en ambientes árido y horizontes con una notable acumulación de carbonatos).

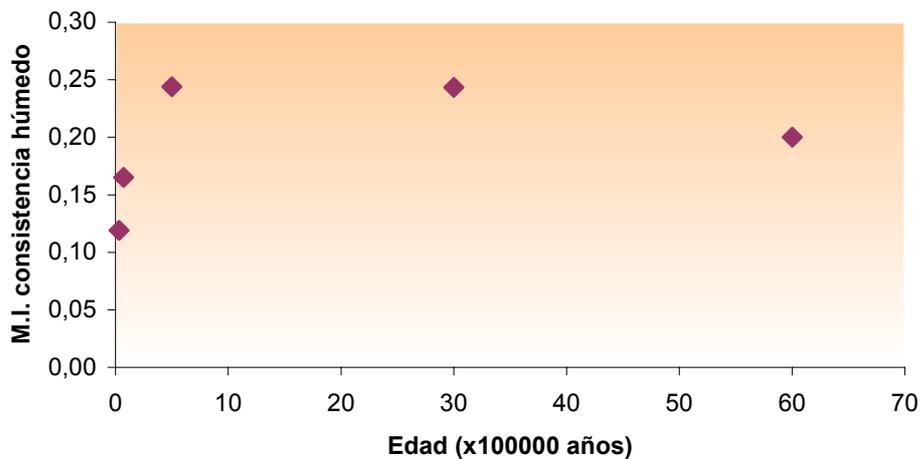
En cambio, en las terrazas menos evolucionadas (4 y 5), este índice es mayor en el horizonte superficial frente al inmediatamente inferior, hecho que se explica por la mayor arcillización que se da en la parte superior del suelo.

**Índice morfológico de estructura.** En el cálculo de este índice se tiene en cuenta tanto el tipo como el grado de estructura. Tiende a aumentar con la edad, pero esta vez los valores máximos se alcanzan en el perfil 3. Algunos horizontes del suelo perteneciente a esta terraza son los únicos de toda la cronosecuencia que presenta estructura prismática. Busacca (1987), pone de manifiesto que el tipo y el grado de estructura alcanzado en el estado estacionario (es decir, la máxima expresión de la estructura posible en ese suelo) depende en gran medida del material parental, siendo los suelos con mayor % de grava los que más tardan en alcanzar el estado estacionario y en los que la estructura estable presenta un menor grado y un tipo menos evolucionado. Esto podría explicar el máximo en el índice de textura del perfil 3, dado que parece probable que los horizontes Bt de este perfil se desarrollaran sobre materiales menos gravosos (al menos hasta la discontinuidad litológica) que los del perfil 1 y 2.



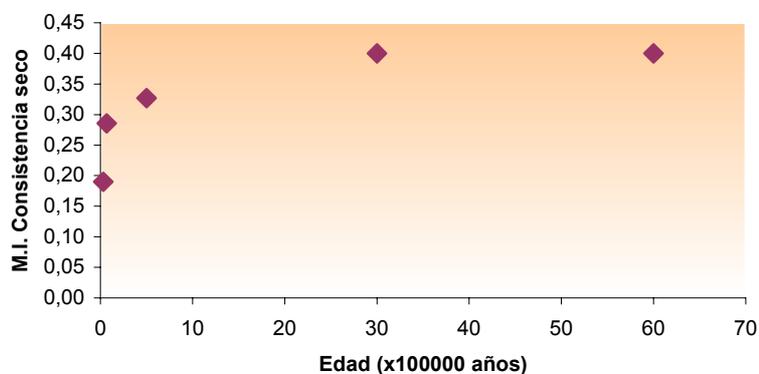
**Figura X.2.** M.I.estructura v.s Edad del suelo.

**Índice morfológico de consistencia en húmedo.** Los suelos preholocénicos se diferencian con relativa nitidez de los suelos holocénicos, presentando estos últimos valores menores. La tendencia general es aumentar con el tiempo, aunque existe un máximo en el perfil 2. Este hecho es similar al que se comentó para el índice de textura total, tal y como le ocurre a Alonso et al. (1992). Esto se debe a que la consistencia refleja la acumulación de materiales como la arcilla, que actúa como cemento (Ajmone y Torrent, 1989), y, como se comentó, el % de arcilla disminuye en el perfil 1 con respecto al 2.



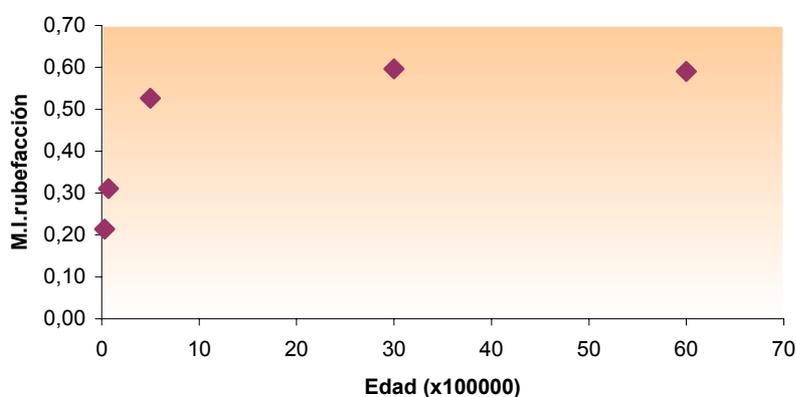
**Figura X.3.** I.M.consistencia húmedo v.s Edad del suelo.

**Índice morfológico de consistencia en seco.** Se sigue la misma tendencia que en el índice anterior, con la diferencia de que los valores para el perfil 1 y 2 son iguales, no detectándose los indicios de evolución regresiva antes comentados.



**Figura X.4.** I.M.consistencia seco v.s Edad del suelo.

**Índice morfológico de rubefacción.** Este índice se calcula en base al hue y al croma, tanto en seco como en húmedo. Los valores mayores de este índice aparecen en las terrazas de mayor edad (1, 2 y 3), presentando máximos en el perfil 2. En las terrazas jóvenes los valores son menores. Esta tendencia de aumento de la rubificación con la edad hasta un punto en el que comienza a descender también la manifiestan los suelos estudiados por Dorronsoro y Alonso (1994) y puede estar relacionado con la tendencia seguida por el índice morfológico de textura total (por la asociación de las formas libres de hierro, principales causantes de la rubefacción, con las partículas de arcilla).



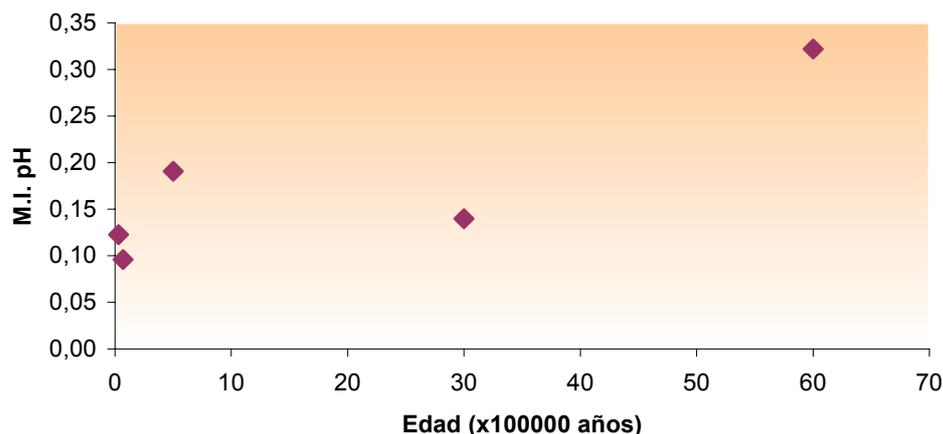
**Figura X.5.** I.M.rubefacción v.s Edad del suelo.

Cabe destacar que en los suelos de las terrazas 1 y 2, los horizontes Ap presentan valores normalizados iguales de este índice a los de los horizontes Bt inferiores, hecho que favorece la hipótesis referente a la decapitación por erosión sufrida por estos suelos, donde horizontes en principio más profundos han pasado a ocupar posiciones superficiales.

**Índice morfológico de pH.** Este índice muestra una tendencia, leve pero regular, de aumentar con la edad. Esto se debe a la progresiva acidificación que sufre el suelo con el tiempo y/o progresivo lavado de carbonatos, principales basificadores del pH en estos suelos.

Es de destacar la diferente tendencia con la profundidad que siguen los valores normalizados de pH en los suelos de las terrazas más evolucionadas (1, 2 y 3) frente a los de las menos evolucionadas (4 y 5). En los suelos más evolucionados, el menor valor normalizado lo presenta el horizonte superior Ap, tendiendo a incrementarse con la profundidad. Mientras, en los menos evolucionados es el horizonte Ap el que presenta

mayor valor, disminuyendo el valor con la profundidad. Todo ello parece obedecer a dos procesos distintos: por una parte a la posible contaminación (natural por eolismo y/o humana por enmiendas o abonado) de los horizontes de laboreo en las terrazas más viejas, y por otra parte a la mayor alteración hidrolítica en los Ap de los suelos más jóvenes (proceso que libera cationes básicos amortiguando la acidificación).

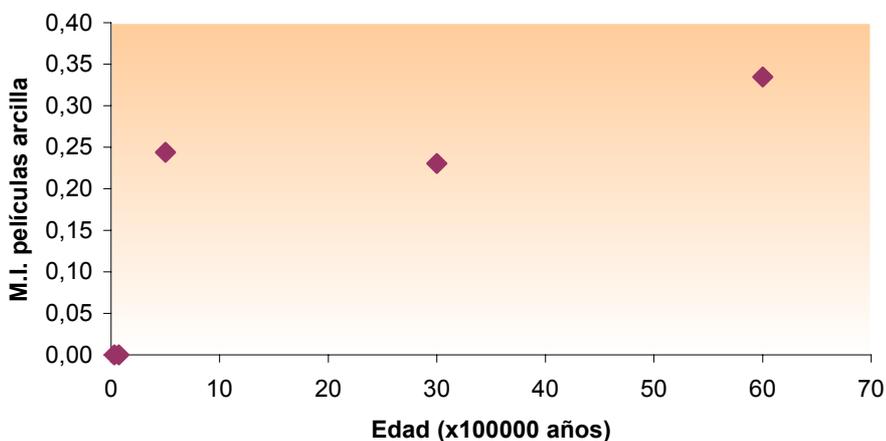


**Figura X.6.** I.M.pH v.s Edad del suelo.

**Índice morfológico de películas de arcilla.** En el cálculo de este índice, Harden (1982) tiene en cuenta la abundancia, localización y grosor de las películas de arcilla. Igual que el anterior índice, aumenta de forma regular con la edad, presentando un máximo en el suelo de la terraza más antigua, aunque el incremento es brusco entre los suelos holocénicos y los preholocénicos (lo cual es lógico porque los suelos de la terraza 4 y 5 no presentan películas iluviales de arcilla, teniendo valores de cero). Por tanto, este índice nos diferencia, dentro de la cronosecuencia, los suelos donde se manifiesta la ilimerización (perfiles 1, 2 y 3) de aquellos en los que no ocurre (perfiles 4 y 5).

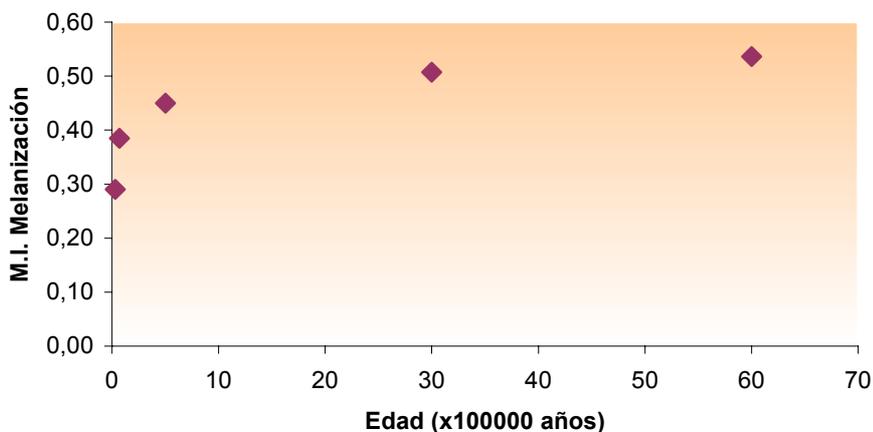
Por otro lado, cabe destacar la distinta profundidad a que aparecen los cútanos en cada terraza, siendo a los 80 – 150 cm en la terraza 3, y a los 30- 50 cm en las terrazas más antiguas (1 y 2). Por otra parte, los valores normalizados máximos de esta propiedad se presentan en los horizontes Bt intermedios en el perfil de la terraza 3, mientras que en las terrazas 1 y 2 se presentan en el primer Bt (decreciendo posteriormente en los tres perfiles). Todos estos hechos se deben en parte a la decapitación por erosión de los suelos más

antiguos, borrándose los rasgos iluviales en los horizontes superficiales por labores agrícolas. Esto contrasta con los resultados de Alonso et al. (1992) donde los valores normalizados más altos corresponden siempre a los horizontes más profundos.



**Figura X.7.** I.M. películas de arcilla v.s Edad del suelo.

*Índice morfológico de melanización.* Este índice, basado en el value seco y húmedo, tiende a aumentar ligera pero regularmente con la edad del suelo, presentando su máximo en la terraza más antigua. La variación con la profundidad de los valores normalizados no es homogénea, presentando mayor heterogeneidad conforme aumenta la edad del suelo.



**Figura X.8.** I.M.melanización v.s Edad del suelo.

### **Índice general morfológico de Harden (I.G.M)**

El índice general morfológico de Harden es la media de los valores normalizados para cada propiedad, y se muestran en las **Tablas de la X.2. a la X.6.** Según este índice, los suelos de las terrazas preholocénicas (1, 2 y 3) están más evolucionados que los de las holocénicas (4 y 5). Los suelos de las terrazas 1 y 2 presentan los mayores índices, mientras que el de la terraza 5 es el de menor evolución.

Con la profundidad el índice varía de forma distinta en cada suelo: en la terraza 1 y 2, los horizontes más evolucionados se encuentran próximos a la superficie, disminuyendo posteriormente con la profundidad; en el suelos de la terraza 3, los horizontes Bt3 y Bt4 son los más evolucionados, mostrando una tendencia creciente con la profundidad hasta llegar a esos horizontes y decreciente por debajo de ellos; la terraza 4 muestra su horizonte más evolucionado en superficie, manteniéndose en los horizontes intermedios y disminuyendo posteriormente con la profundidad. Por último, en el perfil de la terraza 5, la mayor evolución la presenta la el horizonte Ap para, a continuación, mantener una línea quebrada en “diente de sierra”.

La proximidad a la superficie del horizonte de mayor evolución en los perfiles 1 y 2 sugiere la existencia de procesos de erosión que han decapitado estos suelos. En cambio, en el perfil 3 aparece a 120 cm, lo que podría indicarnos un sobreengrosamiento del perfil.

**Índice de desarrollo de perfil de Harden (mPDI)**

Los valores obtenidos para este índice en cronosecuencias suscitan controversia entre distintos autores, ya que, como afirman **Harden y Taylor (1983)**, el resultado final depende demasiado del espesor del suelo. Así, si ponderamos el índice por espesor total del perfil (**Busacca, 1987**) el suelo con mayor índice de evolución es el perfil 2, mientras que si empleamos el mismo criterio de ponderación que hemos aplicado a los índices por propiedades, es decir, teniendo en cuenta sólo el primer metro de profundidad del perfil (Aguilar et al., 1997), obtenemos una verdadera cronosecuencia, con un incremento regular en el índice de desarrollo de perfil desde el suelo más joven (terracea 5) hasta el más antiguo (terracea 1) (**Tabla X.6**). La representación gráfica de este índice viene expuesta en la **Figura X.9**.

**Tabla X.6.** Índices morfológicos por propiedades e índice morfológico de desarrollo de perfil (mPDI) de Harden (1982), Harden y Taylor (mPDI4; 1984) y modificado (mPDIe).

Perfil	Índice por propiedad								mPDI	mPDI4	mPDIe
	M.I.f	M.I.t	M.I.r	M.I.s	M.I.d	M.I.m	M.I.v	M.I.pH			
T1	0,33	0,66	0,34	0,59	0,58	0,20	0,40	0,54	0,45	0,49	0,46
T2	0,23	0,81	0,42	0,60	0,60	0,24	0,40	0,51	0,44	0,49	0,51
T3	0,24	0,52	0,41	0,53	0,72	0,24	0,33	0,45	0,40	0,39	0,41
T4	0,00	0,44	0,19	0,31	0,41	0,17	0,29	0,39	0,26	0,28	0,30
T5	0,00	0,30	0,16	0,21	0,16	0,12	0,19	0,29	0,17	0,21	0,21

**Abreviaturas:** **M.I.f** = índice morfológico de cútan; **M.I.t** = índice morfológico de la textura total; **M.I.r** = índice morfológico de rubefacción; **M.I.s** = índice morfológico de la estructura; **M.I.d** = índice morfológico de la consistencia en seco; **M.I.m** = índice morfológico de la consistencia en húmedo; **M.I.v** = índice morfológico de la melanización; **M.I.pH** = índice morfológico del pH.

Si consideramos, pues, el espesor constante para cada suelo, nos encontramos ante una verdadera cronosecuencia, estando validados de forma inmediata todos aquellos estudios que se realicen en estos suelos con el objeto de analizar la evolución de cualquier propiedad edáfica con el tiempo. Sin embargo, si consideramos el espesor total, nos encontramos ante un caso de evolución regresiva, ya que la tendencia del índice es a aumentar con la edad, salvo el suelo más antiguo (perfil 1) en el que disminuye el grado de desarrollo.

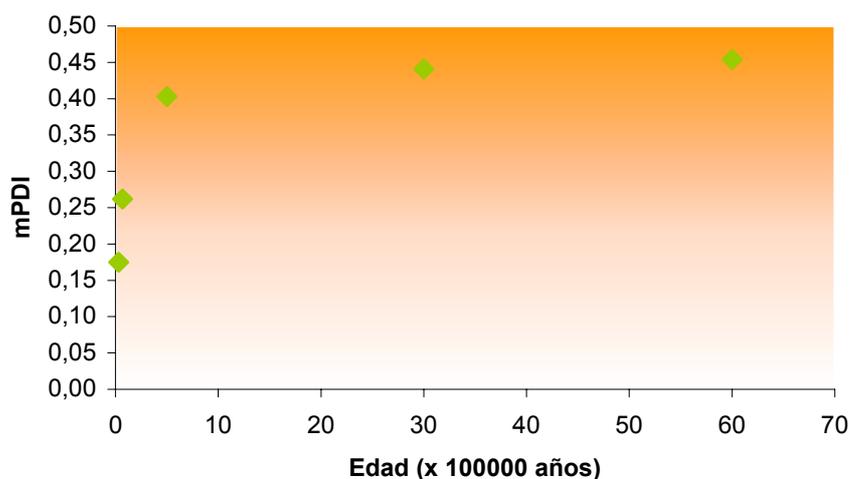


Figura X.9. mPDI (Harden, 1980) v.s Edad del suelo.

**Índice de desarrollo de perfil de Harden y Taylor (mPDI4) (selección de las propiedades más relacionadas con el tiempo).**

Como se comentó anteriormente, Harden y Taylor (1983) proponen emplear únicamente las cuatro propiedades que presentan una mejor correlación estadística con el log de la edad del suelo en la estimación del índice de desarrollo de perfil. Si empleamos el criterio de estos autores, obtenemos la **Tabla X.7**, donde observamos que las cuatro propiedades que mayor coeficiente de correlación lineal  $r^2$  presentan con el log. de la edad y son estadísticamente significativas (en base a los valores  $\log_{10}$  tanto de la edad como de las propiedades) son: *textura total*, *rubificación*, *consistencia en seco* y *pH*.

Tabla X.7. Selección de propiedades morfológicas (Harden y Taylor, 1983)

Log.edad	Log.10 de propiedades y mPDI								
	cutanes	<b>textura</b>	<b>rubificación</b>	estructu	cons.hum	cons.seco	value	<b>pH</b>	mPDI
$r^2$	0,636	<b>0,928(*)</b>	<b>0,940(*)</b>	0,766	0,772	0,920(*)	0,767	<b>0,948(*)</b>	0,932(*)
Sig.	0,561	<b>0,023</b>	<b>0,018</b>	0,131	0,126	0,027	0,130	<b>0,014</b>	0,021
N	3	<b>5</b>	<b>5</b>	5	5	5	5	<b>5</b>	5

\* La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).

\*\* La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral)

Las propiedades seleccionadas se marcan en negrita.

Si recalculamos el PDI con estas propiedades vemos que la correlación (tanto con los valores sin transformar como con los valores logarítmicos) con el log de edad mejora, aunque ya era bastante buena (**Tabla X.8**).

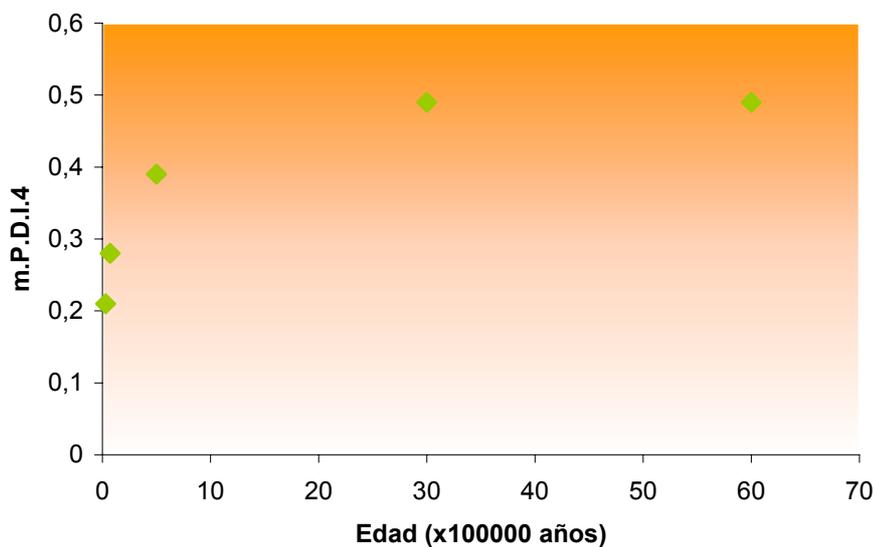
**Tabla X.8.** Coeficientes de correlación lineal ( $r^2$ ) entre los índices morfológicos de desarrollo de perfil y el tiempo (**Harden y Taylor, 1983**).

PDI	Edad	Log <sub>10</sub> edad
	0,736	0,961**
Log <sub>10</sub> PDI	0,687	0,932*
mPDI4	0,816	<b>0,990**</b>
Log <sub>10</sub> mPDI4	0,772	<b>0,976**</b>

\* La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).

\*\* La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral)

En cuanto a los valores del PDI calculado en base de las cuatro mejores propiedades, no varían apenas en la cronosecuencia. La única diferencia es que las mínimas diferencias en grado de evolución morfológica entre la terraza 1 y 2 se igualan (**Figuras X.10**).



**Figura X.10.** mPDI4 (**Harden y Taylor, 1983**) v.s Edad del suelo.

**X.1.2.2. Índices analíticos (I.A.) (Índice de Birkeland).**

A continuación pasamos a describir la variación de los índices analíticos por propiedad y el índice de desarrollo de perfil, así como la variación en la cuantificación de las propiedades, los valores normalizados y el índice general morfológico para cada horizontes dentro de un mismo perfil de los suelos estudiados en la cronosecuencia (**Tablas de la X.9., a la X.13.**). La variación con la profundidad del perfil de estas variables (no de los índices) sigue las tendencias ya descritas en los apartados y capítulos correspondientes a las descripciones analíticas (cap. IV-VIII). Los índices se representan gráficamente en las **Figuras de la X.12 a la X.19.**















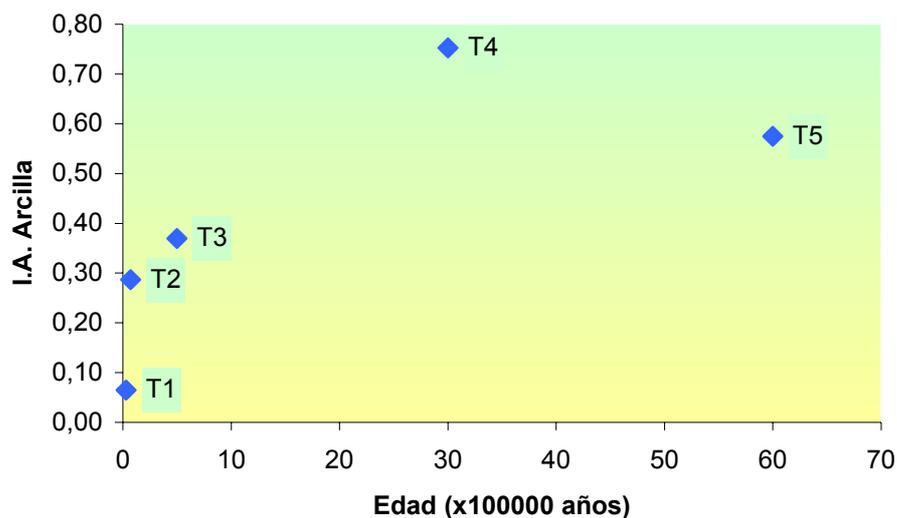




**Índices analíticos por propiedad.**

La evolución en el tiempo de los índices para cada una de las propiedades vienen comentados y representados graficamente a continuación. **Figuras** de la **X.12.** a la **X.19.**

**Índice analítico de contenido de arcilla.** El *índice analítico por propiedad* presenta un aumento regular entre la terraza 5 y la terraza 2, con un brusco aumento entre la 5 y la 4, disminuyendo de forma relativamente notable en la terraza más antigua. En este sentido, varían de forma análoga a los correspondientes índices morfológicos de textura total, rubificación y consistencia, lo que pone de manifiesto la estrecha relación entre estas propiedades.



**Figura X.12.** I.A Arcilla v.s Edad del suelo.

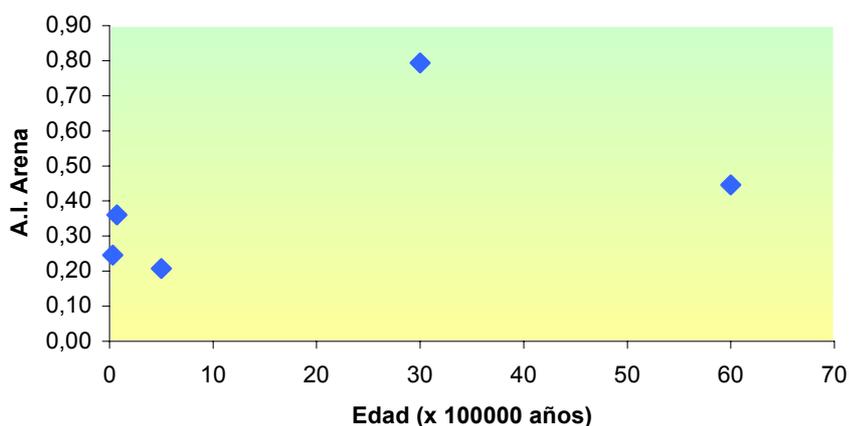
Los valores cuantificados (los índices mIPA) son mayores en los horizontes B de los suelos de las terrazas preholocénicas (1, 2 y 3), superando en un importante número de casos la unidad, frente a los menores de los suelos de las terrazas 4 y 5. Los mayores valores de este índice reflejan mayores desviaciones frente al material original en el contenido en arcilla.

Se aprecia una desigual distribución con la profundidad del perfil de este índice de arcilla para los suelos de las terraza 2 y 3 frente al resto de los suelos. Mientras que en las

terrazas 1, 4 y 5 este valor alcanza su máximo en la superficie (o cerca de ella) tendiendo posteriormente a disminuir conforme descendemos en el perfil, en las terrazas 2 y 3 el índice se incrementa en horizontes subsuperficiales para disminuir posteriormente en los más profundos. Es de destacar en el perfil 5 que la tendencia con la profundidad sigue una línea quebrada en “diente de sierra”, debido a que los horizontes subsuperficiales proceden de diferentes niveles sedimentarios con distintos contenidos de arcilla.

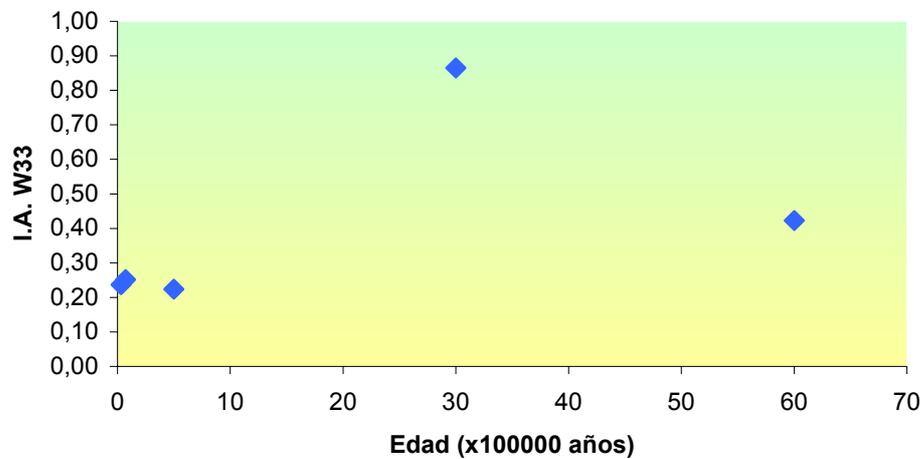
Si analizamos los tres suelos de mayor edad/evolución se aprecia que en los de las terrazas 1 y 2, los valores más altos están muy próximos a la superficie, frente al perfil 3 cuyo máximo se presenta a 120 cm. Esto vuelve a indicarnos que es muy probable que los suelos de las terrazas 1 y 2 han sufrido un proceso de erosión más o menos intenso.

**Índice analítico de contenido de arena.** El *índice analítico por propiedad* aumenta de forma regular desde la terraza más joven hasta la terraza 2, donde presenta el máximo. Los valores cuantificados (índice mIPA) en los horizontes de los distintos suelos muestran tendencias dispares. Los mayores valores los presentan los horizontes profundos del perfil 2, y los menores los horizontes profundos del perfil 4. Con la profundidad, sigue una tendencia general ascendente el suelo T2 y descendente los suelos T1 y T4. En el T3 aumenta hasta el horizonte Bt4, a partir del cual se invierte la tendencia. El T5 presenta una línea en diente de sierra, por los motivos apuntados en el índice analítico de arcilla.

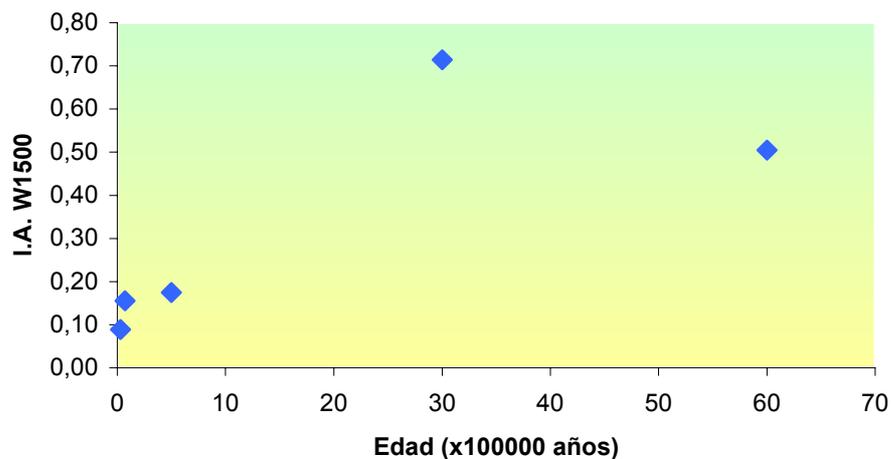


**Figura X.13.** I.A Arena v.s Edad del suelo.

*Índices analíticos de retención de humedad a 33 y 1500 kPa.* Presentan los mayores valores en las terrazas 1, 2 y 3 (máximo en la terraza 2) y la distribución en la profundidad es distinta para los suelos preholocénicos que para los holocénicos (suelos de terrazas 4 y 5). En los perfiles 1, 2 y 3 el índice se incrementa con la profundidad hasta llegar a un nivel (horizontes de mayor contenido de arcilla) a partir del cual desciende. En general, estos índices de humedad siguen tendencias muy similares al de la arcilla debido a que los valores de W33 y W1500 están principalmente influenciados por este parámetro estructural.



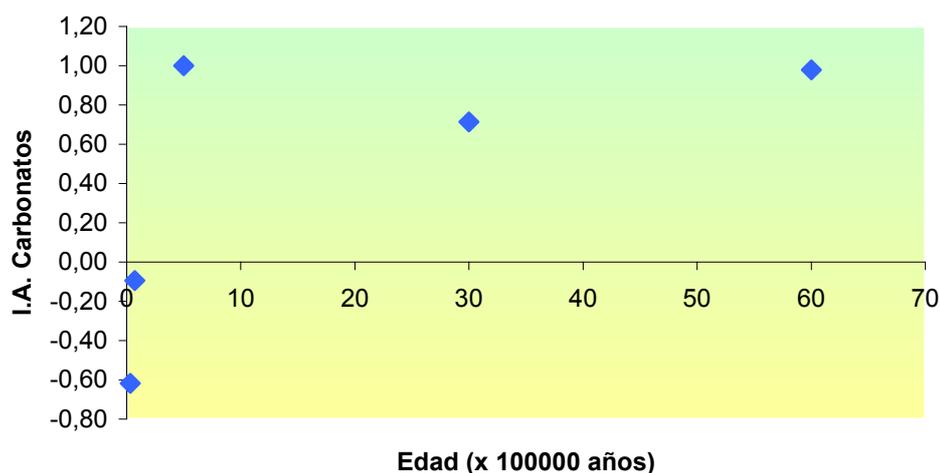
**Figura X.14.** I.A W33 kPa v.s Edad del suelo.



**Figura X.15.** I.A W1500 kPa v.s Edad del suelo

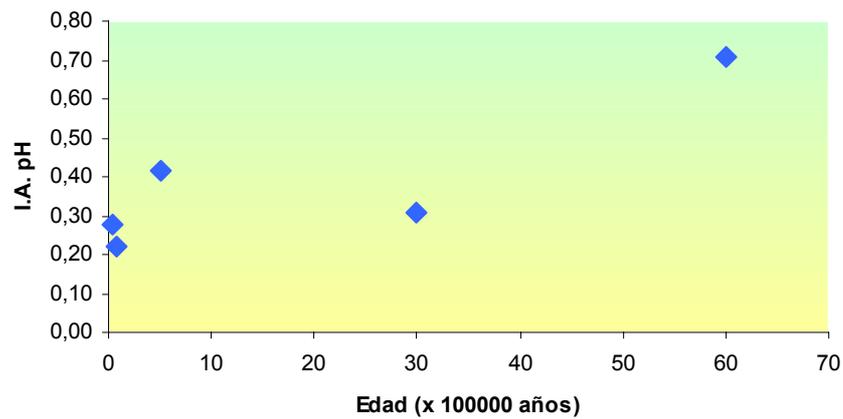
**Índice analítico de contenido en carbonatos.** Este índice divide claramente los suelos de las terrazas holocénicas (T4 y T5) de los de las preholocénicas (T3, T2 y T1). Los mayores valores los presentan los suelos preholocénicos debido al lavado de carbonatos en el perfil, siendo extremos los valores de T1 y T3 cuyos horizontes tienen valores normalizados muy próximos a 1 (en la T3 todos presentan valor 1) al estar prácticamente desprovistos de carbonatos. Destaquemos la línea descendente en el perfil 2, debido al lavado, y la acumulación de carbonatos en profundidad.

La existencia en los perfiles 4 y 5 de horizontes con valores negativos para este índice se debe al menor contenido en carbonatos en el material inalterado de referencia que en el correspondiente horizonte. Este material inalterado es una mezcla de niveles de *point bar* presentes en el cauce menor del río Guadalquivir.



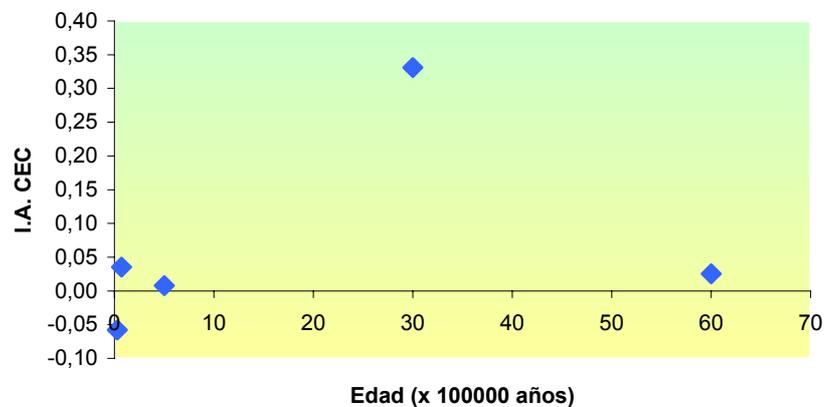
**Figura X.16.** I.A Carbonatos v.s Edad del suelo.

**Índices analíticos de pH.** El índice analítico de pH presenta valores muy similares en los horizontes superficiales de todos los suelos. A partir de este punto común, el índice sigue distintas tendencias en profundidad: en los suelos preholocénicos (T1, T2 y T3) tiende a incrementarse en profundidad, indicando mayor evolución para este índice en estos suelos; en los holocénicos (T4 y T5), en cambio, disminuye débilmente (excepto en el horizonte inferior de T4, que lo hace bruscamente).



**Figura X.17.** I.A pH v.s Edad del suelo.

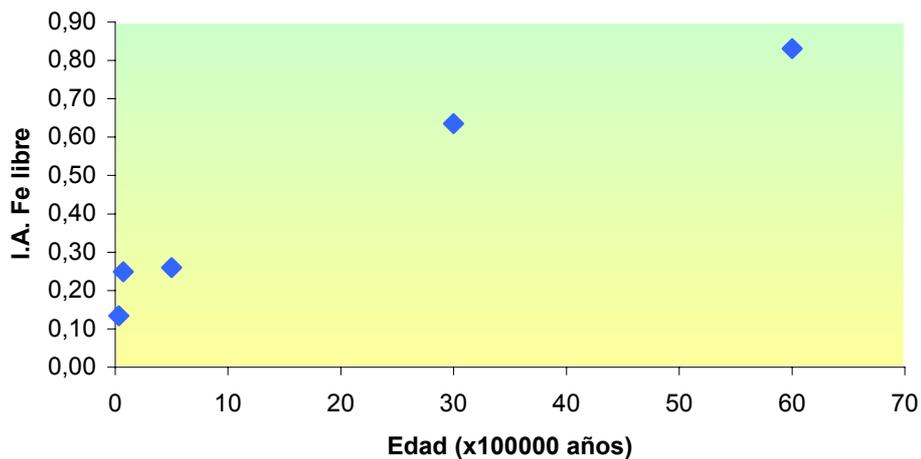
*El índice analítico de CEC* presenta valores muy dispares, tendiendo a ser los suelos de terraza más evolucionados los que presentan mayores valores. La tendencia generalizada es a disminuir en profundidad, a excepción del perfil 3 (se incrementa hasta el horizonte Bt4) y del T5 (mantiene una línea quebrada en “diente de sierra”).



**Figura X.18.** I.A CEC v.s Edad del suelo

*Índice analítico de contenido en hierro libre.* Los suelos con mayor índice analítico de contenido de hierro libre son T1 y T2. Las tendencias con la profundidad son similares a las descritas para el índice de arcilla. El los perfiles 1, 2 y 3 se incrementa con la profundidad hasta llegar a un nivel (horizontes con mayor contenido en arcilla) a partir del cual desciende. En el suelo T4 este índice desciende en profundidad, mientras que en T5 sigue una tendencia en “diente de sierra”.

El motivo de la similitud de este índice con el de arcilla es que esta fracción granulométrica está asociada a las formas de hierro debido a la existencia de cargas negativas en las superficie de estas partículas, los que favorece el crecimiento epitaxial de las formas de hierro (Boero y Franchini-Angela, 1992). Esto permite la migración conjunta en el perfil.



**Figura X.19.** I.A Fe libre v.s Edad del suelo.

**Índice general analítico de Birkeland (I.G.A)**

El índice analítico general de Birkeland es el valor medio de los índices analíticos anteriores. Los valores del mismo se encuentran en las **Tablas X.9. a la X.13**, y están representados en las Figuras

.. Este índice muestra que los suelos de las terrazas preholocénicas (T1, T2 y T3) tienen mayor evolución que los de las holocénicas (T4 y T5). El que presenta los mayores índices es el suelo de la terraza 2, que son ligeramente mayores que los de la terraza 1, mientras que el T5 es el de menor evolución, como cabría esperar.

La variación con la profundidad es distinta en cada suelo. En T1 y T2, el horizonte más evolucionado se encuentra próximo a la superficie (aproximadamente a 30 cm, valor medio), disminuyendo posteriormente con la profundidad. En T3 el horizonte Bt4 (a 120 cm, profundidad media del horizonte) presenta el mayor índice de evolución, mostrando una tendencia creciente con la profundidad hasta llegar a este horizonte y decreciente a partir de él. El suelo T4 muestra sus horizontes más evolucionados próximos a la superficie, disminuyendo de forma continua con la profundidad. Por último, el T5, que es el suelo de menor evolución, muestra el mayor valor para este índice en el horizonte Ap para, a continuación, mantener una línea quebrada en “diente de sierra”.

La presencia del horizonte de mayor evolución muy próximo a la superficie en los suelos de las dos terrazas más viejas (14 cm para T1 y 26 cm para T2) apoya la idea sobre la existencia de procesos de erosión que han decapitado estos suelos. En cambio, en la T3 aparece a 120 cm, causado posiblemente por sobreengrosamiento del perfil. Este resultado coincide exactamente con el obtenido por el índice morfológico, antes comentado.

**Índice de desarrollo de perfil de Birkeland (aPDI).**

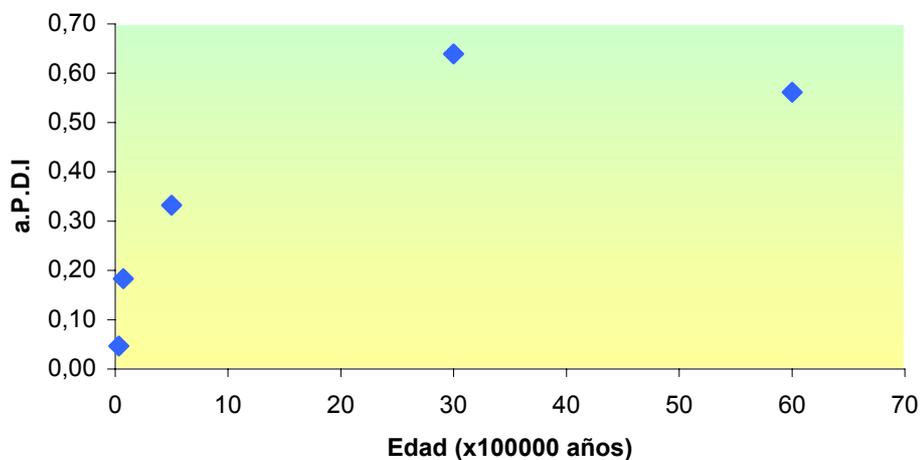
Al igual que hicimos para el índice de Harden, hemos utilizado el primer metro desde la superficie para la obtención de este índice. Observamos (**Tabla X.14**, **Figura X.20.**), al igual que en el caso de las propiedades morfológicas, que este índice de evolución analítico aumenta, en general, su valor progresivamente desde la terraza más joven (T5) a la más vieja (T1), aunque entre los suelos de las dos terrazas más viejas se produce una inversión de la tendencia: el índice presenta el máximo de la cronosecuencia

en T2, disminuyendo ligeramente en T1. Esta tendencia regresiva la presentan también los índices analíticos de arcilla, W33 y W1500(Tabla X.14.).

**Tabla X.14.** Índices morfológicos por propiedades e índice analítico de desarrollo de perfil (aPDI) de Birkeland (1984).

Perfil	Índice por propiedad								aPDI
	I.A.arc.	I.A.w33	I.A.w15	I.A.Fe <sub>cd</sub>	I.A. are.	I.A.cec	I.A.carb.	I.A.pH	
T1	0,57	0,42	0,51	0,83	0,45	0,03	0,98	0,71	0,56
T2	0,75	0,86	0,71	0,64	0,79	0,33	0,71	0,31	0,64
T3	0,37	0,22	0,17	0,26	0,21	0,01	1,00	0,41	0,33
T4	0,29	0,25	0,16	0,25	0,36	0,04	-0,09	0,22	0,18
T5	0,06	0,24	0,09	0,13	0,25	-0,06	-0,62	0,28	0,05

**Abreviaturas:** A.I.arc = índice analítico de arcilla; I.A.w33 = índice analítico de humedad a 33 kPa; I.A.w15=índice analítico de humedad a 1500 kPa; I.A.Fe<sub>cd</sub> = índice analítico del hierro libre; I.A. are. = índice analítico de la arena; I.A.cec = índice analítico de la capacidad de cambio de cationes; I.A.carb. = índice analítico de carbonatos; I.A.pH = índice analítico de pH.



**Figura X.20.** aPDI (Birkeland, 1984) v.s Edad del suelo.

**X.1.3 Estimación de Cronofunciones mediante los índices de evolución**

Se han ensayado cinco modelos de ecuaciones de regresión para la cronosecuencia: lineal ( $Y = a+bX$ ), cuadrática o polinomial de segundo grado ( $Y = a+bX+cX^2$ ), potencial ( $Y = aX^b$ ), logarítmica ( $Y = a+b\log X$ ) y exponencial ( $Y = ab^X$ ). En cada ecuación Y es el índice de evolución (variable dependiente) y X es la edad de la terraza. Los resultados se muestran en la **Tabla X.15**.

El mejor modelo ha sido, en general, tanto para los índices analíticos como morfológicos, el logarítmico. Junto al logarítmico, también se ajusta bien el modelo potencial.

**Tabla X.15.**  $R^2$  y significación estadística de los modelos de regresión de cronofunciones.

Propiedad/índice	Modelo			
	Lineal	Logarítmico	cuadrático	potencial
I.A. pH	<b>0.73*</b>	0.53	0.84	0.56
I.A. carbonatos	0.39	<b>0.78**</b>	0.48	-
I.A. arcilla	0.51	<b>0.83**</b>	0.91*	0.75*
I.A. arena	0.27	0.39	<b>0.81</b>	0.39
I.A. CEC	0.10	0.32	<b>0.91*</b>	-
I.A. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.94***	0.88**	<b>0.98***</b>	0.92***
I.A. W33 kPa	0.25	0.42	<b>0.91*</b>	0.51
I.A. W1500 kPa	0.59	0.75**	<b>0.97**</b>	0.86**
aPDI	0.65	0.94***	<b>0.95**</b>	0.86
I.M. películas arcilla	0.54	<b>0.89**</b>	0.69	-
I.M. text. Total	0.51	0.84**	0.93*	<b>0.86**</b>
I.M. rubificación	0.52	<b>0.92***</b>	0.74	0.88**
I.M. estructura	0.17	0.57	0.33	0.58
I.M. cons.seco	0.59	<b>0.91**</b>	0.77	0.84**
I.M. cons.húmedo	0.13	0.57	0.53	0.60
I.M. melanización	<b>0.71*</b>	0.54	0.82	0.58
I.M. pH	0.67*	<b>0.94***</b>	0.78	0.89**
mPDI	0.67	<b>0.98***</b>	0.87	0.95***
mPDI <sup>1</sup>	0.52	<b>0.94***</b>	0.72	0.88**
mPDI <sup>e2</sup>	0.50	<b>0.90**</b>	0.83	0.88**

<sup>1</sup> Índice de desarrollo de perfil de Harden en base a cuatro propiedades (**Harden y Taylor, 1983**)

<sup>2</sup> Índice de desarrollo de perfil de Harden en base a cuatro propiedades seleccionadas en CatPCA.

\* El modelo es significativo al 0,1.

\*\* El modelo es significativo al 0,05.

\*\*\* El modelo es significativo al 0,01.

El modelo cuadrático se ajusta con bastante exactitud a varios índices analíticos, siendo escasos los buenos modelos lineales y sin representación alguna los modelos exponenciales. En general, los coeficientes de determinación  $R^2$  hallados presentan valores elevados.

Estos resultados coinciden con los expuestos por Bockheim (1980), Yaalon (1975), Birkeland (1984), Harden (1982), Schaetzl et al. 1994 y Dorronsoro y Alonso (1994).

Todos los modelos, salvo el cuadrático, son linealizables. Así, un índice que varíe en el tiempo de forma logarítmica, se ajusta muy bien a una recta de regresión cuando se considera el logaritmo de la edad del suelo (Reheis et al. 1989), lo que implicaría una tasa constante de cambio, carencia de asíntotas y el no establecimiento de la condición de estado estacionario (Hugett, 1998). Sin embargo, según Schaetzl et al. 1994, tales implicaciones supondrían una interpretación incorrecta de las cronofunciones linealizadas, que representadas en papel lineal-lineal, sí muestran tasas de cambio propias del estado estacionario a grandes X (tiempo).

Desde este punto de vista, solamente las cronofunciones que se ajustan claramente al modelo lineal, es decir, con coeficiente de correlación alto y significativo podrían interpretarse como reacias al establecimiento del estado estacionario (con un aumento indefinido en el tiempo). En este grupo de índices se encuentran aquellos que se ajustan estrictamente al modelo lineal, cuyos valores aumentan de forma constante y regular a lo largo de la cronosecuencia, como son las cronofunciones de *I.A.*, *pH*, y *melanización* (**Tabla X.15.**). Sin embargo, ambas cronofunciones presentan coeficientes de determinación relativamente bajos ( $R^2 \approx 0.70$ ) y los modelos son poco significativos (significación al 0.10).

Por otra parte, aquellas funciones cuyo mejor ajuste es el logarítmico o potencial (normalmente con  $R^2 > 0.80$  ó  $0.90$  y muy significativos) pero que también presentan un buen ajuste según el modelo lineal, probablemente sean también remisas a converger al estado estacionario (aunque la tasa de incremento disminuya de forma importante con la edad). En este caso tendríamos los siguientes índices: *carbonatos*, *películas de arcilla*, *rubefacción*, *consistencia en seco*, *hierro libre* y los índices de desarrollo de perfil de *Harden* (mPDI y mPDI4).

El siguiente grupo de cronofunciones (**Tabla X.15.**) se adaptan bien al modelo logarítmico: *textura total*, *arcilla*, *W33*, *W1500* y al *índice de desarrollo de perfil de Birkeland* (aPDI), pero también presentan un ajuste relativamente bueno al modelo cuadrático ( $R^2 > 0.90$ ). Estas cronofunciones cesan claramente de incrementarse con el tiempo, lo que normalmente se interpreta como convergentes hacia el estado estacionario (Dorronsoro y Alonso, 1994).

Sin embargo, como comenta Schaetzl et al. (1994), es probable que en algunos de estos casos, aunque los modelos logarítmicos o potenciales (en general, linealizables) sean los que presentan mayor significación y  $R^2$ , la realidad obedezca más a un modelo estrictamente no-lineal como el cuadrático, lo que supondría una verdadera regresión de los índices evolutivos en el suelo más viejo de la cronosecuencia (terrazza 1). Según estos autores, muchas veces no está justificada la selección de la cronofunción simplemente en base del mayor o más significativo coeficiente de correlación, especialmente cuando existen evidencias teóricas de procesos edafogénicos complejos como umbrales intrínsecos (en cuyo caso la cronofunción tomaría la forma de una curva construida por etapas). A pesar de todo, Schaetzl et al. (1994) aconsejan ser muy cuidadosos a la hora de decantarse por cronofunciones no-lineales en vez de asumir los modelos linealizables, mucho más simples, sobretodo cuando no se posee una buena evidencia teórica a favor de los primeros. En todo caso, dadas la larga lista de limitaciones que pueden argumentarse en contra de la precisión de las cronofunciones, estos autores recomiendan apoyarse siempre lo máximo posible en la experiencia y en la bibliografía a la hora de seleccionar el modelo de cronosecuencia.

Son pocos los autores que han introducido modelos cuadráticos (o en general, polinómicos) en el estudio de las cronofunciones. Bockheim (1990) aplica este tipo de ajuste en su estudio de cronosecuencias de suelos en ambiente frío e hiperárido de la Antártida, encontrando que, entre otras, el CDE (índice análogo al índice de rubefacción) se ajusta bien a esta ecuación; mientras que Levine y Ciolkosz (1983) y McCahon y Munn (1991) lo aplican al índice de acumulación de arcilla.

Varias de las limitaciones anteriormente comentadas afectan a la cronosecuencia investigada en este trabajo: pocos perfiles muestreados, que hacen difícil asegurar la representatividad de la superficie estudiada; datación poco precisa de la edad de las

terrazas (mediante métodos relativos), etc. Sin embargo, las mismas limitaciones afectan en mayor o menor grado a gran parte de los trabajos consultados en la bibliografía. Así, por ejemplo Busacca (1987), Harden y Taylor (1983), Birkeland (1984), Shawn et al. (2003), Vidic y Lobnik (1997) etc, estudian cronosecuencias de entre 6 y 9 perfiles, o datadas de forma relativa (Dorronsoro y Alonso,1994; Alonso et al. 1994). Como reconoce Birkeland (1999), para incrementar la precisión de las cronofunciones habría que duplicar o triplicar el número de suelos muestreados y emplear invariablemente métodos de datación numéricos, lo cual es en la mayoría de los casos impracticable. Sin embargo, pocos argumentos pueden aducirse en contra de un empleo cauteloso y razonado de las cronofunciones.

## **X.2. Estudio estadístico de la cronosecuencia.**

### ***X.2.1. Preámbulo (empleo de métodos estadísticos en el estudio de cronosecuencias).***

Hasta comienzos de la década de 1980, la mayoría de estudios concernientes a la resolución de las cronofunciones se habían presentado de forma gráfica, en forma de diagramas, siendo escaso el número de investigadores que determinaban ecuaciones de regresión. A pesar de esto, Yaalon (1975) incide en la utilidad y validez de la aplicación de funciones estadísticas en la resolución de problemas de génesis de suelos, especialmente cuando las reacciones son muy complicadas o el efecto conjunto de factores formadores no pueden ser convenientemente valorado. Estas últimas condiciones, las más comunes en los suelos, han hecho que la aplicación de funciones deterministas (los métodos más usuales en física y en química) se limite al establecimiento de marcos teóricos generales, careciendo normalmente de utilidad en cronofunciones concretas (Kline, 1973; Phillips, 1993).

Por otra parte, se suele reconocer (Sondheim y Standish, 1983) que la variabilidad intrínseca de la mayor parte de las propiedades del suelo puede ser superior a la variabilidad sistemática debida al efecto de los factores formadores (u otros efectos conocidos). En la base de esta dificultad se encuentra el hecho de que virtualmente ningún estudio de cronosecuencias ha partido de un cuidadoso diseño de experimentos, que, por ejemplo, tenga un tamaño muestral adecuado al error que se está dispuesto a asumir o varias réplicas por superficie que se pretenda introducir en la cronofunción (lo cual sería parcialmente excusable, como comenta Birkeland, 1999, debido al coste en tiempo y recursos asociado al muestreo de perfiles de suelos). Hasta cierto grado, esto podría compensarse mediante el empleo de variables regionalizadas (Nielsen y Wendroth, 2003), pero el tratamiento geoestadístico no está exento de los problemas antes aludidos.

La naturaleza discreta de los datos de las cronosecuencias y la complejidad del desarrollo del suelo, son analizados mejor mediante procedimientos estadísticos multivariantes, principalmente mediante el análisis factorial (Huggett, 1998). Mediante el análisis factorial, el investigador dispone de mayor capacidad para manejar las interacciones ocultas entre propiedades (correlaciones parciales entre variables) ya que el

método tolera (e incluso aconseja) un cierto grado de multicolinealidad dentro de los factores (Hair et al. 1998). Por esta razón, el análisis factorial, frente a otros métodos como la regresión lineal multivariante, permite un conocimiento más exacto de la contribución individual de cada proceso formador en la explicación de la variabilidad total de la cronosecuencia. La ecuación de regresión entre los factores obtenidos (puntuaciones factoriales para cada perfil) y el tiempo permite obtener cronofunciones mucho más significativas que en el caso de propiedades individuales. Además, estas pueden ser optimizadas con posterioridad mediante ecuaciones no lineales, obteniendo cronofunciones casi perfectas (coeficientes de correlación significativos de hasta 0.99, Sondheim et al. 1981).

El análisis factorial ha sido usado en muchos estudios de suelos para el establecimiento de índices de evolución del suelo (Webster, 1979), el desarrollo y estudio de cronofunciones (Sondheim et al. 1981, Sondheim y Standish, 1982, Scalenghe et al. 2000) y la ayuda en la selección de un criterio óptimo para la clasificación numérica (análisis cluster) de perfiles de distintas edades (Shaw et al. 2003).

No toda la variabilidad presente en las cronosecuencias puede ser atribuida a la dispersión de los datos numéricos (denominada *incertidumbre*), ya que gran parte de las características morfológicas de los suelos presentan un carácter intrínseco cualitativo, ambiguo e *impreciso*, bastante difícil de medir. La mejor forma de tratar la imprecisión asociada a las variables morfológicas es el empleo de la lógica difusa (Mc Bratney y Odeh, 1997). Aunque estos procedimientos se han aplicado intensivamente en cartografía y en evaluación de tierras, no se han aplicado, al menos en la bibliografía disponible, en la construcción de cronofunciones.

Para tratar las variables imprecisas la aproximación que más se ha empleado en genética de suelos es la estimación de índices morfológicos de evolución (Reheis et al. 1989), que serán tratados en el apartado siguiente.

Por último, existe un tercer procedimiento que nos permite, sin salir del ámbito de la estadística multivariante, el tratamiento de las variables morfológicas de manera que estas puedan ser incluidas en los modelos factoriales clásicos: las técnicas de escalamiento óptimo. Mediante estas se consigue transformar variables de tipo nominal y ordinal

(intrínsecamente imprecisas y de uso más o menos subjetivo) en variables numéricas, de manera que se explique el mayor porcentaje posible de la varianza del sistema. Las variables morfológicas, una vez transformadas, pueden incluirse en los tratamientos factoriales clásicos, con lo que se consigue un modelo más completo de la cronosecuencia real. Algunos detalles del empleo del escalamiento óptimo en variables relacionadas con el suelo, enfocadas a la evaluación de tierras, puede consultarse en Calero et al. (2005).

### ***X.2.2. Métodos estadísticos empleados.***

#### **Datos empleados y Análisis exploratorio.**

Las variables empleadas en el análisis estadístico de la cronosecuencia se muestran en la **Tabla X.16.**, para un total de 35 horizontes analizados.  $X$  es la matriz que incluye los 35 horizontes y las 26 variables analíticas incluidas en este trabajo y  $W$  es la matriz que incluye los 35 horizontes y las 45 variables mineralógicas, que incluye la composición en % de nueve fases minerales de las siguientes fracciones: tierra fina, arena gruesa, arena fina, limo y arcilla. Dada la homogeneidad en cuanto a la metodología empleada y a las unidades de medida del análisis XDR con respecto a las variables analíticas, se consideró oportuno separar en una primera aproximación ambos tipos de variables.

Por motivos evidentes, los datos morfológicos se trataron aparte. Incluyen las siguientes variables morfológicas (medidas en escala nominal u ordinal): *consistencia en seco*, *consistencia en húmedo*, *adhesividad*, *plasticidad*, *tipo de estructura*, *clase de estructura*, *grado de estructura*, *textura*, *espesor de cútanos*, *abundancia de cútanos*, *localización de cútanos*, *hue* (seco y húmedo), *value* (seco y húmedo) y *croma* (seco y húmedo).

Mediante el análisis estadístico parcial de  $X$ ,  $W$  y de las variables morfológicas, se pudieron seleccionar las variables más importantes de la cronosecuencia. La matriz  $Y$  se compone de los 35 horizontes y las variables más importantes de la Tabla X.16. (eliminando, pues, las variables menos significativas que incrementan el error no explicado por los modelos estadísticos), y sobre ella se realizó el análisis global de la cronosecuencia.

**Tabla X.16** Variables empleadas en el análisis estadístico de los horizontes de la cronosecuencia.

Tipo de variable	Variable	Abreviatura	Escala	Unidad	
Variables analíticas	Arena	Arena	Métrica	%	
	Limo	Limo	Métrica	%	
	Arcilla	Arcilla	Métrica	%	
	Grava	Grava	Métrica	%	
	Retención de humedad a 33 kPa	W33	Métrica	%	
	Retención de humedad a 1500 kPa	W1500	Métrica	%	
	Densidad Aparente de Tierra Fina	D.A.T.F	Métrica	mg/m <sup>3</sup>	
	Agua Útil	A.U	Métrica	mm/cm	
	pH	pH	Métrica		
	Conductividad eléctrica a 25°C	C <sub>25</sub>	Métrica	dS/cm <sup>2</sup>	
	Carbonato cálcico equivalente	CaCO <sub>3</sub> equiv.	Métrica	%	
	Hierro extraído con citrato ditionito	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	Métrica	%	
	Aluminio extraído con citrato ditionito	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	Métrica	%	
	Silicio extraído con citrato ditionito	SiO <sub>2cd</sub>	Métrica	%	
	Hierro extraído con oxalato	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub>	Métrica	%	
	Aluminio extraído con oxalato	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub>	Métrica	%	
	Silicio extraído con oxalato	SiO <sub>2ox</sub>	Métrica	%	
	Carbono Orgánico	C.O.	Métrica	%	
	Nitrógeno Total	N.	Métrica	%	
	Fósforo asimilable	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Métrica	mg/kg	
	Calcio de cambio	Ca <sup>2+</sup>	Métrica	cmol(+)/kg	
	Magnesio de cambio	Mg <sup>2+</sup>	Métrica	cmol(+)/kg	
	Potasio de cambio	K <sup>+</sup>	Métrica	cmol(+)/kg	
	Sodio de cambio	Na <sup>+</sup>	Métrica	cmol(+)/kg	
	Capacidad de intercambio de Cationes	CEC	Métrica	cmol(+)/kg	
	Saturación de bases	Sat.	Métrica	%	
	Variables mineralógicas (DRX)	Laminares en tierra fina	L.t.f.	Métrica	%
		Cuarzo en tierra fina	Q.t.f.	Métrica	%
Goethita en tierra fina		G.t.f.	Métrica	%	
Hematites en tierra fina		H.t.f.	Métrica	%	
Feldespato potásico en tierra fina		F.K.t.f.	Métrica	%	
Feldespato sódico (albita) en tierra fina		F.Na.t.f.	Métrica	%	
Calcita en tierra fina		C.t.f.	Métrica	%	
Dolomita en tierra fina		D.t.f.	Métrica	%	
Laminares en arena gruesa		L.a.g.	Métrica	%	
Cuarzo en arena gruesa		Q.a	Métrica	%	
Goethita en arena gruesa		G.a.g.	Métrica	%	
Hematites en arena gruesa		H.a.g.	Métrica	%	
Feldespato potásico en arena gruesa		F.K.a.g.	Métrica	%	
Feldespato sódico (albita) en arena gruesa		F.Na.a.g.	Métrica	%	
Calcita en arena gruesa		C.a.g.	Métrica	%	
Dolomita en arena gruesa		D.a.g.	Métrica	%	
Laminares en arena fina		L.a.f.	Métrica	%	
Cuarzo en arena fina		Q.a.f.	Métrica	%	
Goethita en arena fina		G.a.f.	Métrica	%	
Hematites en arena fina		H.a.f.	Métrica	%	
Feldespato potásico en arena fina		F.K.a.g.	Métrica	%	
Feldespato sódico (albita) en arena fina		F.Na.a.f.	Métrica	%	
Calcita en arena fina		C.a.f.	Métrica	%	
Dolomita en arena fina		D.a.f.	Métrica	%	
Laminares en limo		L.l	Métrica	%	
Cuarzo en limo		Q.l	Métrica	%	
Goethita en limo		G.l	Métrica	%	
Hematites en limo		H.l	Métrica	%	
Feldespato potásico en limo		F.K.l	Métrica	%	
Feldespato sódico (albita) en limo		F.Na.l	Métrica	%	
Calcita en limo	C.l	Métrica	%		
Dolomita en limo	D.l	Métrica	%		

Tabla X.16. Continuación.

Tipo de variable	Variable	Abreviatura	Escala	Unidad
Variables mineralógicas (DRX)	Laminares en arcilla	L.a	Métrica	%
	Cuarzo en arcilla	Q.a	Métrica	%
	Goethita en arcilla	G.a	Métrica	%
	Hematites en arcilla	H.a	Métrica	%
	Feldespató potásico en arcilla	F.K.a	Métrica	%
	Feldespató sódico (albita) en arcilla	F.Na.a	Métrica	%
	Calcita en arcilla	C.a	Métrica	%
	Dolomita en arcilla	D.a	Métrica	%
Variables morfológicas	Consistencia en seco	Con.seco	Ordinal	-
	Consistencia en húmedo	Con.hum.	Ordinal	-
	Plasticidad	Plast.	Ordinal	-
	Adhesividad	Adhes.	Ordinal	-
	Tipo	Tipo.est.	Nominal	-
	Clase	Clas.est	Ordinal	-
	Grado	Grad.est	Ordinal	-
	Hue seco	H.seco	Ordinal	-
	Hue húmedo	H.hum.	Ordinal	-
	Value seco	Val.seco	Ordinal	-
	Value húmedo	Val.hum.	Ordinal	-
	Croma seco	Cro.seco	Ordinal	-
	Croma húmedo	Cro.hum.	Ordinal	-
	Textura	Text.	Nominal	-
	Frecuencia de cútanés	Frec.cut.	Ordinal	-
	Grosor de cútanés	Gros.cut.	Ordinal	-
Localización de cútanés	Loc.cut.	Nominal	-	

El análisis exploratorio incluyó estadística descriptiva y la comprobación de los siguientes supuestos:

- 1) Normalidad y homocedasticidad de la variable dependiente y de los residuales mediante la *prueba de Kolmogorov-Smirnov* (normalidad) y el *test de Levenne* (homocedasticidad).
- 2) Se han realizado las transformaciones oportunas hasta satisfacer los supuestos anteriores. La mayor parte de las variables se han transformado mediante logaritmos naturales y raíces cuadradas.

### **Análisis de las diferencias entre grupos (perfiles).**

Posteriormente se ha aplicado el análisis de la varianza (ANOVA) para detectar diferencias significativas entre las medias de las distintas propiedades en los perfiles de la cronosecuencia, lo que nos va a permitir establecer qué parámetros discriminan de manera estadísticamente significativa la edad de los suelos. Para las variables con medias estadísticamente significativas, se aplicó el test de comparaciones múltiples *post hoc* (*método Stuart-Newman-Keuls*, **SNK**) estableciendo cuales son las que mejor agrupan los suelos de la cronosecuencia.

Como el análisis de la varianza y SNK son test paramétricos (basados en los valores medios de las variables para los distintos grupos), no pueden aplicarse de forma rigurosa para las variables morfológicas medidas en escalas no métricas (nominales u ordinales), aunque estas se transformen mediante escalamiento óptimo (pues siguen obviando la mayor parte de los supuestos, como normalidad o igualdad de varianzas). Para este tipo de variables, pues, se aplicaron test no paramétricos basados en los rangos. El Test de comparación entre grupos de *Kruskal-Wallis* (**K.W**) nos permite, al igual que ANOVA, detectar la diferencias estadísticamente significativas entre grupos (perfiles de la cronosecuencia) para cada una de las variables morfológicas, y la prueba de **Mann-Whitney** de comparación entre pares (**M.W**) nos permite ordenar los mismos de menor a mayor, en función de comparaciones entre los rangos promedio de cada perfil.

**Análisis Factorial (AF).**

Mediante esta técnica se ha procedido a estudiar la estructura del sistema, reduciendo el elevado número inicial de variables a un conjunto de factores ortogonales que expliquen el mayor porcentaje de la variabilidad de la cronosecuencia.

En una primera fase, se realizaron sendos AF sobre  $\mathbf{X}$  y  $\mathbf{W}$ . Todas variables se estandarizaron a media cero y varianza unidad:

$$\tilde{X} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^p \frac{(x_{ij} - \bar{x})}{s_j}$$

Donde  $x_{ij}$  es cada valor de la matriz  $n \times p$ , y  $\bar{x}$  es el vector medio de cada variable y  $s_j$  la correspondiente varianza.

La matriz de correlación  $\mathbf{R}_x$  se definió como:

$$R_x = \frac{\tilde{X}'\tilde{X}}{(n-1)}$$

$\mathbf{R}_x$  se examinó eliminando las variables con un número de correlaciones bajo y las variables con un elevado número de correlaciones parciales en la matriz antiimagen (que muestra el inverso de la matriz de correlación parcial), comprobándose el grado de eficacia del procedimiento de acuerdo a los siguientes criterios:

- 1) El *test de correlación cero (test de Barlett)*. Esta prueba contrasta la igualdad entre la matriz identidad y  $u$ :

$$u = -\left[ n - 6^{-1}(2p + 1) \right] \sum_{j=1}^p \ln \lambda_j$$

donde  $u$  sigue una distribución  $\chi^2$  con  $0.5p(p-1)$  grados de libertad y  $\lambda_i$  son los autovalores de la matriz de correlación. Los test dan una alta significación para matrices que no son ortogonales, y por tanto, muy apropiadas para su factorización.

- 2) **La medida de adecuación muestral de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO)** nos indica la proporción de la correlación total que no se debe a correlaciones parciales, sobre el total de las variables:

$$KMO = \frac{\sum_{i \neq j} r_{ij}^2}{\left( \sum_{i \neq j} r_{ij}^2 - \sum_{i \neq j} a_{ij}^2 \right)}$$

donde  $r_{ij}$  son los coeficiente de correlación y  $a_{ij}$  son los coeficientes de correlación parcial entre las variables  $i$  y  $j$ . Los valores de KMO deben ser mayores de 0.5 y preferentemente cercanos a 0.8 (Scalenghe et al. 2000).

- 3) **La medida de adecuación muestral individual (MSA)**, de interpretación similar al anterior, pero en este caso contrastando cada variable en particular:

$$MSA_i = \frac{\sum_{i \neq j} r_{ij}^2}{\left( \sum_{i \neq si} r_{ij}^2 + \sum_{j \neq i} a_{ij}^2 \right)}$$

son ideales los valores cercanos a 1, que indica nula correlación parcial de la variable con el resto de las variables).

Los anteriores procedimientos nos aseguran la extracción de factores con un elevado grado de explicación de la variabilidad y un modelo factorial verdaderamente representativo.

Para la selección del método de extracción de factores se inspeccionaron las **comunalidades** (proporción de la varianza total que comparten todas las variables). En caso de un buen nivel de comunalidad (próximo a la unidad) se seleccionó el método de extracción de Componentes Principales (CP). Los CP se extraen de la matriz de correlación usando la ecuación:  $\mathbf{Z} = \mathbf{XV}$ , donde  $\mathbf{Z}$  es la matriz de CP no estandarizados,  $\mathbf{X}$  (o  $\mathbf{W}$ ) son las matrices de datos y  $\mathbf{V}$  es la matriz de autovectores que cumple  $\mathbf{V}'\mathbf{V} = \mathbf{V}\mathbf{V}' = \mathbf{I}$  ( $\mathbf{I}$  es la matriz identidad). La solución es un autovalor de:

$$\left[ \frac{\tilde{X}\tilde{X}}{(n-1)} - \Lambda \right] V = 0$$

donde  $\Lambda$  es la matriz diagonal de autovalores de  $\mathbf{R}_x$  y  $\mathbf{V}$  es ortogonal a  $\mathbf{R}_x$ . Como los CP están estandarizados, los valores de los mismos para  $n$  horizontes se determinan mediante:  $\tilde{X} = Z^* V^*$ , donde  $Z^* = Z\Lambda^{-1}$  y  $V^* = \Lambda^{-1}V$ . La varianza total ( $S_\lambda$ ) viene dada por la suma de  $\lambda_i$ , es decir, de los autovalores del  $i$ -ésimo CP. Los autovalores más grandes corresponden a los CPs que explican una proporción mayor de la varianza total, ordenándose los CPs de acuerdo a sus autovalores. Del total de CP se han extraído sólo los autovalores mayores que 1.

La correlación entre las variables originales y los CPs, denominadas *cargas factoriales*, se han usado para interpretar los CPs. La solución inicial se ha rotado mediante el procedimiento Varimax, lo que optimiza las cargas factoriales de las variables sobre los CPs y facilitan su interpretación. En la interpretación, se ha prestado un especial interés en delimitar aquellos CPs que pudieran estar relacionados con la evolución de las propiedades del suelo en el tiempo.

Por otra parte, las matriz que muestra las cargas factoriales sobre la solución rotada se ha empleado para seleccionar un grupo de variables de  $\mathbf{X}$  y  $\mathbf{W}$ , especialmente aquellas altamente correlacionadas con los CPs que mayor % de la varianza explican.

Tras obtener e interpretar los CPs, se ha procedido a agrupar de forma gráfica, mediante *diagramas de dispersión bidimensionales* los horizontes y perfiles estudiados, estableciendo cuales de ellos ordenan la cronosecuencia de forma más satisfactoria y consistente. Para ello debe tenerse en cuenta el nivel de varianza que explica cada CP, siendo más explicativas aquellas representaciones sobre CP con mayores autovalores.

### **Análisis cluster.**

Se realizó un análisis completo con el propósito de agrupar de forma numérica los horizontes y los perfiles de la cronosecuencia, empleando el *método jerárquico*. La clasificación se llevó a cabo a partir de los CPs más explicativos del AF,

incluyendo aquellas variables (normalizadas) que discriminan de forma estadísticamente significativa entre los suelos de las terrazas.

El método de conglomeración que ha dado resultados más satisfactorios ha sido el encadenamiento medio entre grupos (*average linkage between groups*), empleando:

$$d_{rs}^2 = \sum_{j=1}^p (y_{rj} - y_{sj})^2$$

donde  $d$  es la distancia,  $r$  y  $s$  son los objetos que se quieren agrupar e  $y_{rj}$  el valor de  $r$  según la variable de agrupamiento  $j$ . Como distancia euclídea media entre todos los individuos de un conglomerado y otro. Este enfoque tiende a crear grupos relativamente homogéneos, siendo poco sensible a los valores atípicos, lo que se ha considerado interesante debido a la gran variabilidad que muestran algunos suelos de la cronosecuencia (por ejemplo, la discontinuidades litológicas o los horizontes enriquecidos en carbonatos).

El estudio del *dendrograma* resultante nos permitió determinar las distancias (medidas en *grado de evolución de las propiedades*) entre horizontes y perfiles, comprobando hasta qué punto ha influido el factor formador tiempo.

### **Escalamiento óptimo y Componentes Principales Categóricos (CatPCA).**

El análisis mediante **Componentes Principales Categóricos (CatPCA)** se ha empleado con dos propósitos: realizar un escalamiento óptimo (*optimal scaling*) de las variables morfológicas, medidas en escala no numérica (nominal u ordinal), a la vez que realizamos un análisis factorial exploratorio de  $U$ .  $U$  es la matriz que incluye los 35 horizontes de la cronosecuencia, las variables analíticas más importantes seleccionadas de  $X$  y las siguientes variables morfológicas (medidas en escala nominal u ordinal): *consistencia en seco*, *consistencia en húmedo*, *adhesividad*, *plasticidad*, *tipo de estructura*, *clase de estructura*, *grado de estructura*, *textura*, *espesor de cútanos*, *abundancia de cútanos*, *localización de cútanos*, *hue* (seco y húmedo), *value* (seco y húmedo) y *croma* (seco y húmedo).

Esta técnica se emplea de forma usual en estudios psicométricos y de marketing, pues permite ordenar de forma rigurosa a los individuos (en nuestro caso, horizontes y perfiles) en base a preferencias o comportamientos subjetivos, sobre unas dimensiones o Componentes Principales categóricas (CPc) que se interpretan de forma similar a los factores del A.F clásico (de Haas et al, 2000).

El escalamiento óptimo nos permite transformar las variables morfológicas en variables numéricas habituales que, posteriormente, puedan ser estudiadas mediante métodos factoriales, clustering, test paramétricos... Por su parte, CatPCA también nos permite realizar un análisis exploratorio de la estructura del sistema (Young, 1981; Gird, 1990, van de Geer, 1993) y nos permitirá seleccionar las variables morfológicas que expliquen un mayor porcentaje de variabilidad de la cronosecuencia, de manera similar al AF clásico.

CatPCA parte de una serie de variables medidas en escalas no numéricas, denominadas nominales cuando no existe restricción de orden entre las categorías de la variable, u ordinales cuando sí existe restricción. Un ejemplo de variable nominal sería *tipo de estructura*, y un ejemplo de variable ordinal sería *plasticidad*, con una ordenación natural (*restricción*) de las categorías, que deben mantener la sucesión desde “no plástica” a “muy plástica”. Sean nominales u ordinales, el hecho de no estar medidas en escala continua impide la aplicación correcta de cualquier método estadístico basado en medidas métricas (medias, desviaciones típicas, varianzas, correlaciones...) y su inclusión en un estudio estadístico global de la cronosecuencia junto a las variables analíticas y mineralógicas.

El escalamiento óptimo consiste, pues, en la transformación de estas variables a una escala continua, mediante un proceso iterativo de asignación de puntuaciones (*scores*) a los objetos (horizontes de la cronosecuencia) sobre una serie de dimensiones denominadas *Componentes principales Categóricas (CPc)*.

Una vez que se asignan puntuaciones a los objetos (en principio de forma aleatoria, pero siempre teniendo en cuenta las restricciones de las variables), se obtiene la correlación entre los CPc y las variables originales (ponderadas por la distribución de frecuencias que presentan).

Las correlaciones entre variables y CPc se denominan *cargas factoriales*, de forma análoga al AF clásico. El proceso continúa de forma iterativa hasta hallar la correlación máxima entre los cCP y las variables originales.

En función de las puntuaciones óptimas (*optimal scores*) y las cargas factoriales óptimas, se obtiene la mejor *cuantificación* de las categorías de las variables originales. Una vez transformadas las variables originales del análisis, se opera sobre ellas de manera similar al AF clásico, procediendo a ortogonalizar los CPc y a definir la varianza total (definida como la suma de los autovalores de la matriz de correlación de las variables transformadas) y la varianza explicada por cada CPc. Estos últimos parámetros se interpretan de forma similar al AF clásico.

Las variables transformadas y los CPc pueden almacenarse para ser utilizados en el análisis cluster, de manera idéntica a lo expuesto en secciones anteriores.

### ***IX.2.3. Análisis de variables analíticas.***

#### **IX.2.3.1 Análisis Factorial.**

Se ha seleccionado el método de *componentes principales* debido a que las communalidades, en todos los análisis efectuados, indican que el porcentaje de varianza común es elevado (generalmente cercanos a 1) y, por tanto, el método es el más indicado.

Se ha analizado la matriz de correlaciones, eliminándose del análisis las siguientes variables en base al bajo número de correlaciones: Fe<sub>2</sub>O<sub>3ox</sub>, SiO<sub>2ox</sub>, %C.O, %N, %Grava, C.E<sub>25</sub>, Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup> de cambio, D.A.T.F, pH, P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> asimilable, %Sat y A.U.

Tras eliminar estas variables, obtenemos un modelo factorial altamente satisfactorio, con un grado de correlación parcial no excesivamente elevado. El *test de Barlett* es significativo al 99% de confianza, la *medida de KMO* es 0.782 lo que representa un valor satisfactorio y, por último, la *prueba MSA<sub>i</sub>* descarta la presencia de variables no adecuadas en el modelo (valores *MSA<sub>i</sub>* > 0.500).

Se han extraído dos componentes principales que explican, en conjunto, casi el 80% de la varianza muestral (**Tabla X.17.**). Por último, se han guardado como nuevas variables las puntuaciones factoriales de los horizontes.

**Tabla X.17.** Porcentaje de la varianza total , varianza explicada por cada C.P y saturación en los C.P de las variables analíticas.

variable	Componente	
	1	2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	0.641	0.541
Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	0.486	0.735
SiO <sub>2cd</sub>	0.636	0.557
Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub>	0.142	0.731
Arcilla	0.845	0.378
Arena	-0.928	0.083
CaCO <sub>3equiv.</sub>	-0.030	-0.956
Ca <sup>2+</sup>	0.479	-0.833
Mg <sup>2+</sup>	0.774	-0.428
CEC	0.791	0.106
W33	0.962	0.048
W1500	0.877	0.248
<b>Autovalores</b>	<b>5.795</b>	<b>3.693</b>
<b>Varianza (%)</b>	<b>48.292</b>	<b>30.779</b>
<b>Total Varianza (%)</b>	<b>79.071</b>	

El *primer componente principal* se relaciona de forma positiva con las variables CEC, capacidad de retención de humedad (W33 y W1500) y %Arcilla; mientras que %Arena presenta una elevada carga negativa en el componente (**Tabla X.17.**). Este *componente principal* es muy importante y explica por sí solo más del 50% de la varianza de la cronosecuencia. Su sentido físico es claro, estando relacionado básicamente con la cantidad de arcilla del horizonte, es decir, con el proceso formador de arcillización y, muy probablemente con la ilimerización.

El *segundo componente principal*, también muy importante (explica el 27% de la variabilidad de la cronosecuencia, **Tabla X.17.**), marca un eje en el que %CaCO<sub>3 equiv.</sub> y Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> de cambio presentan elevadas cargas negativas y Al<sub>2</sub>O<sub>3ox</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3cd</sub> altas cargas positivas (**Tabla X.17.**). Su sentido físico esta relacionado, por una parte, con la hidrólisis de los minerales primarios y la precipitación de minerales secundarios (o precursores de estos, como geles, amorfos...) en las que esté implicado el aluminio

(filosilicatos y formas libres de hierro, pues también aparecen con altas cargas positivas el  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cd}}$ ,  $\text{SiO}_{2\text{cd}}$ ). Por otra parte, está relacionado con la presencia de carbonatos, que pueden ser secundarios o heredados (relacionados con una proporción mayor o menor de Mg en el complejo de cambio). El significado total del componente puede estar relacionado, pues, con el incremento en el grado de hidrólisis de los minerales primarios, manifestado por un incremento de las formas de aluminio libres a la par que un descenso del  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  de cambio (por la sustitución de aluminio en el complejo de cambio) y de los carbonatos (lo cual demuestra la necesidad de previa de disolución y lavado de carbonatos para una efectiva alteración de los minerales primarios).

Como puede comprobarse, de las variables analíticas con mayor número de correlaciones, menor nivel de correlación parcial y mayor carga en los componentes principales (mostradas en **Tabla X.17.**), %Arcilla, %Arena, %  $\text{CaCO}_3$  equiv., CEC,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cd}}$ , W1500 y W33 son 7 de las 8 variables empleadas en el cálculo *del índice de desarrollo del perfil de Birkeland (1984)*.

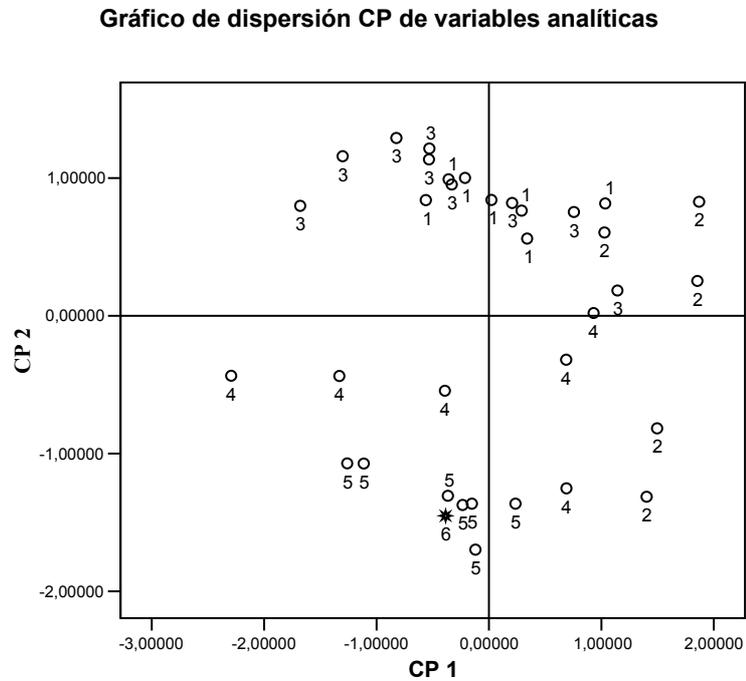
### IX.2.3.2 Agrupamiento gráfico y análisis cluster.

Se ha obtenido el *diagrama de dispersión* de los horizontes empleando el componente principal 1 como eje X y el componente principal 2 como eje Y (**Figura X.21.**). Como puede comprobarse, se discrimina fácilmente el perfil 5 y el sedimento actual del río.

Algo menos agrupados en el diagrama se hallan los horizontes del perfil 4, aunque se diferencia con relativa nitidez de los demás suelos de la cronosecuencia. Sí se pone de manifiesto, básicamente en el componente principal 1, la discontinuidad litológica entre Ap1, Ap2 y Bwk1 por un lado y 2Bwk2, 2C1 y 2C2 (la discontinuidad se estableció principalmente por el %Grava).

Los perfiles 1 y 3 aparecen bastante poco diferenciados en el diagrama de dispersión, lo que revela características relativamente similares en sus propiedades más importantes, mientras que el perfil 2, a pesar de no diagnosticarse discontinuidad litológica, se agrupa de forma heterogénea: los horizontes Bt y Ap junto con el resto de

perfiles preholocénicos y los horizontes de acumulación de carbonatos junto con el perfil 4 (concretamente, cerca del horizonte Bwk1).



**Figura X.21.** Gráfico de dispersión de horizontes de la cronosecuencia v.s CP de variables analíticas.

Si atendemos a las proyecciones de los horizontes sobre los ejes (es decir, si consideramos la ordenación de los mismos atendiendo solo a un componente), observamos lo siguiente: el eje X (componente principal 1), que, como se ha indicado, es el que explica mayor variabilidad, discrimina con nitidez el perfil 2 de los demás, entre los que es difícil establecer separaciones (sus proyecciones en X se superponen de forma heterogénea). En base a esto, el perfil 2 es el que presenta un grado de evolución más elevado, caracterizado por una elevada cantidad de arcilla, retención de humedad a 33 y 1500 kPa, y CEC y un bajo porcentaje de arena. Las proyecciones sobre el eje Y (componente principal 2) parecen ordenar mejor la cronosecuencia en el sentido: perfil 5 (más carbonatado, con  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  en el complejo de cambio)  $\rightarrow$  perfil 4 y horizontes Cmk y Bt/Ck del perfil 2 (menos carbonatados y con menor proporción de  $\text{Mg}^{2+}$  en el complejo de cambio, lo que podemos relacionarlo con formas secundarias de carbonatos)  $\rightarrow$  perfiles preholocénicos (1, 2 y 3, relacionados con el incremento del grado de alteración).

Si observamos detenidamente el *dendrograma* (Figura X.22.), comprobamos que aclara y confirma los resultados inferidos del gráfico de dispersión.

Como horizonte atípico de la cronosecuencia encontramos el 2C2 del perfil 4, cuyo material es básicamente grava. La primera clasificación de los horizontes de la cronosecuencia establece una distinción entre dos grupos de horizontes (C1 y C2): C2 está compuesto principalmente por horizontes carbonatados y con relativamente poca (Bw y Ap) o muy poca diferenciación con respecto al material original (C), mientras que C1 agrupa horizontes más diferenciados por iluviación de arcilla (Bt), con la excepción de los horizontes C del perfil 1 (3C y 2C/Bt) y los horizontes Ap de los alfisoles (que, como se discutió, son en realidad horizontes Bt expuestos en superficie por decapitación del perfil).

C2 se divide de forma muy nítida entre los horizontes con acumulación de carbonato cálcico secundario del perfil 2 (C6) y los perfiles más jóvenes, incluyendo el sedimento actual del río (C7). Por su parte, G1 se ramifica pronto en dos subgrupos C4 y C5. El primero agrupa seis de los nueve horizontes del perfil 3 junto con los horizontes menos diferenciados del perfil 1 (Btg, 2C/Bt2 y 3C), mientras que el último agrupa los horizontes con mayor porcentaje de arcilla iluvial del perfil 1 y 3, todos los horizontes del perfil 2 (excluyendo los de acumulación de carbonatos secundarios).

La interpretación del dendrograma es la siguiente: la primera división que se establece obedece a la dinámica del carbonato cálcico, que separa los horizontes carbonatados de los descarbonatados, lo que coincide, a grandes rasgos, con la discriminación entre alfisoles y los suelos no afectados por iluviación de arcilla. En este punto se pone de manifiesto la estrecha relación entre el proceso de **iluviación de arcilla** y el proceso de **descarbonatación**.

En un segundo nivel jerárquico, hallamos: 1) en los suelos carbonatados, una nítida separación entre suelos con gran desarrollo en la acumulación de carbonatos secundarios (con estadios de evolución de costra de III e incluso IV) y los suelos con incipiente acumulación de carbonatos secundarios (estadios I o II) o con carbonatos heredados del material original rico en caliza y dolomía; 2) en los perfiles con mayor grado de diferenciación y descarbonatados, una separación entre horizontes ricos en arcilla y horizontes algo menos ricos en arcilla, más arenosos o menos diferenciados

morfológicamente o mineralógicamente (es decir, con menos formas extraíbles de aluminio).

Por todo lo anterior, podemos concluir que la cronosecuencia se ve dominada por la dinámica del carbonato cálcico (procesos de descarbonatación y carbonatación), los procesos de alteración y neoformación (o transformación) de óxidos y filosilicatos y la iluviación de arcilla.







**X.2.3.3. ANOVA y comparaciones múltiples (SNK).**

Todas las variables son normales con una confianza del 99%, salvo %Carbonato cálcico equiv. (sig. 0.009), %Saturación en bases (sig. 0.003) y D.A.T.F. (sig. 0.000); las variables %C.O (sig. 0.056) y %Grava (sig. 0.018) son normales con confianza del 95%.

Se ha procedido a transformar las variables anteriores mediante logaritmos naturales y raíces cuadradas, comprobándose la normalidad (confianza 99%) de las nuevas variables.

Existen diferencias significativas al 95% entre los perfiles de la cronosecuencia para todas las variables (K de cambio, al 90%), excepto para %C.O, %Nitrógeno, %Grava, A.U, CEC y Na de cambio.

De entre todas las variables significativas en ANOVA, aquellas que discriminan de forma significativa entre un mayor número de grupos (terrazas) se ponen de manifiesto mediante el test de comparaciones múltiples de Stuart-Newman-Keuls (SNK) (**Tabla X.18.**). Estas variables son las siguientes:

1)  $Al_2O_3cd$ : los valores de la media por perfil se incrementan de forma regular desde la terraza 1 a la terraza 5, estableciéndose tres grupos significativamente distintos (0.05) compuestos por: grupo 1: terraza 5 < grupo 2: terraza 4, 3 y 2 < grupo 3: terraza 1. También existen diferencias significativas al 0.095 entre las terrazas del grupo 2, en el siguiente orden: terraza 4 > terraza 3 > terraza 2. Por tanto, para esta variable podría establecerse, con una confianza al 10% (significación 0.10), la siguiente secuencia: terraza 5 < terraza 4 < terraza 3 < terraza 2 < terraza 1, lo que implicaría que el valor medio de Al extraído con citrato-ditionito aumenta de forma regular a lo largo de la cronosecuencia. Desde el punto de vista de la significación estadística, esta variable es la que mejor se relaciona con la evolución temporal de los suelos de las terrazas, mejor incluso que el % de Arcilla, ya que las medias aumentan con el tiempo de forma regular, y mucho mejor que otras formas estimadas de óxidos libres como el Al extraído con oxalacetato y el Si y el Fe extraídos por citrato-ditionito y oxalacetato.

2) %CaCO<sub>3</sub> equiv.: las medias por perfil son todas significativamente distintas (al 0.05), ordenadas de menor a mayor, en la siguiente secuencia: terrazas 3 y 1 < terraza 2 < terraza 4 < terraza 5. Por tanto, las únicas medias que no son significativamente distintas son las de los perfiles 1 y 3, prácticamente descarbonatados. El perfil 2 se encuentra en un lugar intermedio, pues presenta una parte (horizontes Ap, Bt y Btg) muy descarbonatada y una más profunda con acumulación de carbonatos (Bt/Ck y Cmk/Bt), mientras que el perfil 4 y 5 están carbonatados en toda su profundidad.

3) %Arcilla: los % medios de arcilla por terraza son significativamente distintos (al 0.05), ordenadas de menor a mayor, aumentando en el siguiente orden: terraza 5 < terrazas 4, 1 y 3 < terraza 2. Sin embargo, si rebajamos el nivel de confianza al 10% (sig. de 0.1), las diferencias entre la terraza 4 y la terraza 1 se hacen significativas, por lo que, la secuencia estadísticamente sería: terraza 5 < terrazas 4 < terrazas 1 y 3 < terraza 2, lo que, en realidad nos indica que las únicas diferencias no significativas son entre el perfil 1 y el 3. Como se explica unas líneas más abajo, en los valores de arcilla que exhiben los perfiles, además del tiempo, deben influir otros factores como el material original (por ejemplo, probablemente más arenoso en T3 que en T2), lo que ha provocado que los valores no aumenten de forma regular en la cronosecuencia.

4) pH: los pHs medios por terraza son significativamente distintos (al 0.05), ordenados de menor a mayor, en el siguiente orden: terrazas 1 < terrazas 3 y 2 < terrazas 4 y 5. Si rebajamos el nivel de confianza al 10% (sig. 0.1) tendríamos la secuencia terraza 1 < terraza 3 < terraza 2 < terraza 4 < terraza 5. El % de Carbonatos de la terraza 2 implica que el pH medio de esta terraza aumente, provocando que se rompa la disminución regular del pH en la cronosecuencia.

El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>cd es la única variable que aumenta de forma regular y significativa a lo largo del tiempo en la cronosecuencia. Como manifestaba el buen ajuste lineal de la cronofunción con el A.I. Fecd (apartado X.2.3), variable estrechamente relacionada con el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>cd, las variables concernientes con el incremento de formas libres son las que muestran un comportamiento más parecido al predicho por los modelos continuistas (apartado I.2.2), mientras que el carbonato y la arcilla se ajustan más al modelo climácico.





Si inspeccionamos detenidamente la **Tabla X.18.**, vemos que el perfil 4 y 5 se diferencian en todas las anteriores variables, lo que implica una nítida separación entre ambas. Por otra parte, de las cuatro variables, todas menos el pH presetaban una alta carga sobre los componentes 1 ( $Al_2O_3cd$ , %Arcilla) y 2 (% $CaCO_3$  equiv), lo cual no hace sino confirmar que las variables relacionadas con la diferenciación textural (arcillización e ilimerización), la rubefacción y el lavado de carbonatos son las que controlan la variación sistemática de la cronosecuencia.

#### ***X.2.4. Análisis de variables mineralógicas (DRX).***

##### **X.2.4.1 Análisis Factorial.**

En este análisis se incluyen un total de 45 variables que cuantifican las siguientes fases minerales: laminares, cuarzo, goethita, hematites, clorita, calcita, dolomita, feldespato K y feldespato Na (albita) en las fracciones: tierra fina, arena gruesa, arena fina, limo y arcilla (Tabla X.16.).

De las 45 variables tratadas, se han seleccionado las siguientes 21 variables en función de un número de correlaciones suficientemente alto: laminares en tierra fina, calcita en tierra fina, dolomita en tierra fina, laminares en arena fina, cuarzo en arena fina, clorita en arena fina, feldespato potásico en arena fina, feldespato sódico en arena fina, calcita en arena fina, dolomita en arena fina, laminares en arena gruesa, feldespato potásico en arena gruesa, calcita en arena gruesa, laminares en limo, cuarzo en limo, goethita en limo, feldespato potásico, calcita en limo, dolomita en limo, cuarzo en arcilla, clorita en arcilla y calcita en arcilla.

Las fracciones que más correlaciones presentan son el limo y la arena fina, mientras que la fracción tierra fina y arcilla presentan un relación menos evidente con el resto de variables. Es probable que el limo y la arena fina sean las fracciones más sensibles a la variación (y a la evolución) mineralógica en la cronosecuencia, según el método de DRX en polvo desorientado.

En función de la varianza compartida se ha elegido el método de extracción de Componentes Principales. El test de Barlett (sig. 0.000), la prueba de KMO (0.637) y la

medida  $MSA_i$  para variables individuales ( $>0.500$ ) confirman que el modelo factorial es satisfactorio (las variables dolomita en arena fina, laminares en arena fina, feldespato potásico en arena fina y feldespato sódico en arena fina presentan un valor de  $MSA_i$  ligeramente inferior a 0.500, pero se han mantenido en el modelo).

En la **Tabla X.19** se expone el resumen del modelo y se muestran las cargas factoriales de las variables sobre los componentes. Se han extraído cuatro C.P que explican el 78.5% de la varianza.

**Tabla X.19.** Porcentaje de la varianza total , varianza explicada por cada C.P y saturación en los C.P de las variables mineralógicas.

Variable	Componente			
	1	2	3	4
Laminares t.f	-0.761	-0.284	0.196	-0.434
Calcita t.f	0.428	0.851	-0.014	-0.145
Dolomita t.f	0.811	0.283	-0.128	-0.273
Cuarzo a.f	-0.841	-0.371	0.036	-0.037
Calcita a.f	0.580	0.712	-0.044	-0.053
Laminares a.g	-0.229	-0.196	0.882	-0.141
Feldespato K. a.g	0.120	-0.313	-0.732	-0.363
Calcita a.g	-0.046	0.834	0.037	-0.217
Laminares limo	-0.204	-0.277	0.828	-0.052
Cuarzo limo	-0.398	-0.400	-0.216	0.565
Goethita limo	-0.007	-0.186	0.872	0.124
Feldespato K. limo	-0.297	-0.328	-0.236	0.710
Calcita limo	0.238	0.811	-0.091	-0.215
Dolomita limo	0.879	0.189	-0.179	-0.288
Cuarzo arcilla	-0.527	-0.426	0.086	0.140
Clorita arcilla	0.809	0.088	0.220	-0.095
Calcita arcilla	0.347	0.718	-0.018	-0.146
Dolomita a.f	0.780	0.022	-0.197	-0.388
Laminares a.f	0.006	0.182	0.879	-0.201
Feldespato K. a.f	-0.199	-0.324	-0.351	-0.752
Feldespato Na a.f	-0.267	-0.259	-0.621	0.352
<b>Autovalores</b>	<b>5.423</b>	<b>4.342</b>	<b>4.338</b>	<b>2.398</b>
<b>Varianza (%)</b>	<b>25.824</b>	<b>20.678</b>	<b>20.656</b>	<b>11.378</b>
<b>Total varianza (%)</b>	<b>78.536</b>			

Fracciones: t.f = tierra fina; a.g = arena gruesa; a.f = arena fina.

El **primer componente principal** explica el 26% de la varianza. Las variables que más se correlacionan de forma positiva con este componente son: dolomita en tierra fina, dolomita en limo, dolomita en arena fina y clorita en arcilla; mientras que laminares en tierra fina y cuarzo en arena fina lo hacen de forma negativa (**Tabla X.19.**). Este C.P

marca, pues, un eje que puede relacionarse con claridad con la evolución mineralógica de la cronosecuencia, ya que opone minerales típicamente primarios y heredados, como la dolomita y la clorita, a minerales que presentan un carácter más evolucionado, sea por acumular fases neoformadas o transformadas (laminares como la caolinita, ciertos interestratificados y esmectitas...), o por ser altamente resistentes a la alteración (cuarzo).

El *segundo componente principal*, que explica el 21% de la varianza, se correlaciona de forma negativa con cuarzo en limo y arcilla, y las variables relacionadas con la calcita en todas las fracciones presentan altas cargas positivas (**Tabla X.19**). El eje resultante es relativamente sencillo de explicar: opone un mineral primario resistente a la alteración como el cuarzo a un mineral que puede ser tanto primario como secundario, movilizable con relativa rapidez en el suelo, como la calcita. Por tanto, este eje puede relacionarse, en parte, con la intensidad del proceso edafogénico de descarbonatación-carbonatación, en tanto opone suelos u horizontes descarbonatados, enriquecidos en cuarzo, a otros con acumulación de calcita secundaria.

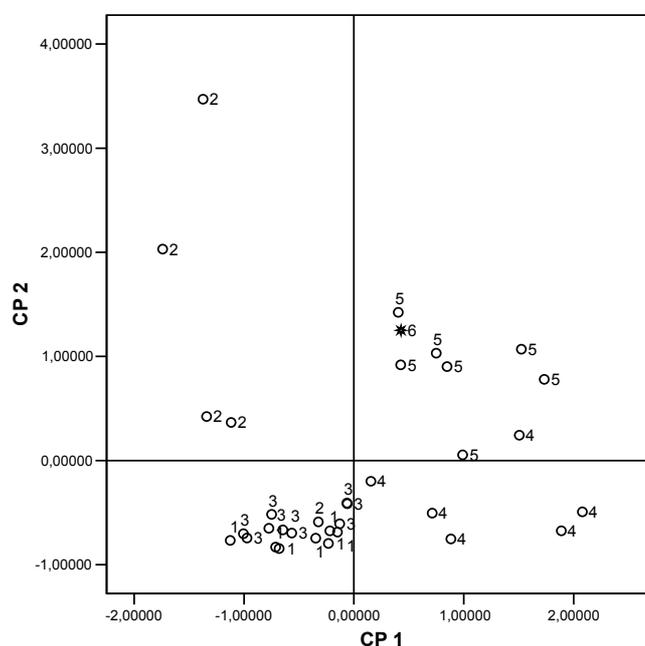
El *tercer componente principal*, que explica una proporción de la varianza total similar al anterior (21%), opone laminares en arena gruesa, laminares en arena fina y en limo y goethita en limo (con elevadas cargas positivas) a feldespatos (Na y K) en arena fina (con elevadas cargas negativas) (**Tabla X.19**). Este componente puede interpretarse de manera parecida al anterior, pues opone minerales muy relacionados con la neoformación y la transformación (goethita, laminares) con otros de carácter netamente primario y relativa facilidad de alteración (feldespatos, especialmente la variedad sódica). Este C.P podríamos relacionarlo con los procesos de rubefacción y de incremento del % de arcilla (compuesta básicamente por filosilicatos laminares) como son la ilimerización y la arcillización.

Por último, el *cuarto componente principal*, que explica sólo el 11% de la varianza (la mitad que el segundo y tercer C.Ps), se relacionaría de forma positiva con Cuarzo en limo, y Feldespato potásico en limo y arena fina; y de forma negativa con Laminares en tierra fina y Dolomita en arena fina. (**Tabla X.19**). Este componente liga las dinámicas del feldespato potásico y del cuarzo, fases presentes en la roca madre (sobre todo en las pizarras y cuarcitas) y que presentan un nivel de resistencia a la alteración en clima xérico relativamente parecido.

### X.2.4.2 Agrupamiento gráfico y análisis cluster.

Se ha obtenido el diagrama de dispersión de los horizontes empleando el componente principal 1 como eje X y el componente principal 2 como eje Y (CP1-CP2, **Figura X.23.**) o el componente principal 1 y 3 (CP1-CP3, **Figura X.24.**). En función de la varianza explicada por cada componente (similar en CP2 y CP3), ambos diagramas han de ser, a priori, igualmente explicativos.

**Figura X.23.** Gráfico de dispersión de horizontes de la cronosecuencia v.s CP1/CP2 de variables mineralógicas



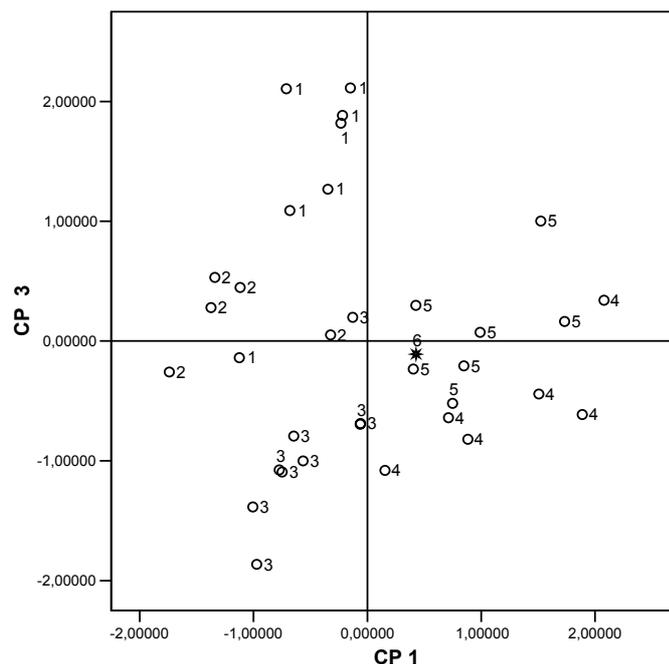
1 = perfil 1; 2 = perfil 2; 3 = perfil 3; 4 = perfil 4; 5 = perfil 5; 6 = material original (sedimento río).

Como puede comprobarse, en el diagrama de dispersión CP1-CP2 se agrupan con bastante nitidez: 1) el perfil 5 junto con el sedimento (material original), en el cuadrante definido por la abundancia relativa de minerales primarios como dolomita y clorita (coordenadas positivas del componente 1) y por la nula descarbonatación de los horizontes (coordenadas positivas del componente 2, con calcita en todas las fracciones); 2) el perfil 4, en el cuadrante definido por la abundancia relativa de minerales primarios como dolomita y clorita (coordenadas positivas del componente 1) y por la descarbonatación de alguno de los horizontes (coordenadas negativas del componente 2) y

3) el perfil 2, en el cuadrante definido por la carencia de minerales primarios y la relativa abundancia de laminares y cuarzo en tierra fina (coordenadas negativas del componente 1) y por la carbonatación de algunos de los horizontes (coordenadas positivas del componente 2). En el diagrama CP1-CP2, sin embargo, el perfil 1 y 3 (ambos descarbonatados y ricos en laminares y cuarzo en tierra fina) no se discriminan convenientemente.

En el diagrama de dispersión CP1-CP3 se agrupan también, de forma relativamente fácil de discriminar, el perfil 4, el perfil 5 y el sedimento, pero el componente 3 (en este diagrama, el eje Y), permite diferenciar con bastante nitidez la gran mayoría de los horizontes de los perfiles preholocénicos, más confusos en el anterior diagrama de dispersión, agrupando el perfil 1 en la parte más positiva del componente (elevado contenido en laminares y goethita, relacionado directamente con una mayor rubefacción) y el perfil 3 en la parte más negativa (mayor contenido en feldespato, relacionado con una textura más arenosa y caracteres menos evolucionados).

**Figura X.24.** Gráfico de dispersión de horizontes de la cronosecuencia v.s CP1/CP3 de variables mineralógicas.



1 = perfil 1; 2 = perfil 2; 3 = perfil 3; 4 = perfil 4; 5 = perfil 5; 6 = material original (sedimento río).

Si observamos detenidamente el dendrograma (Figura X.25.), obtenido a partir de los componentes 1 y 3, comprobamos lo anteriormente comentado. En una primera

división C1, se separa claramente el perfil 1 (salvo el horizonte Ap) del resto de horizontes de la cronosecuencia, muy probablemente en base a su mayor nivel conjunto de iluviación de arcilla y rubefacción. La siguiente división (C2) separa dos conglomerados: C3, donde se agrupan los perfiles holocénicos, el material original y los horizontes menos evolucionados de T2 y T3 (los Ap y el BCt2 de T3, con nula o escasa iluviación de arcilla y rubefacción) y C4, donde se agrupan la mayor parte de los horizontes con iluviación de arcilla de T2 y T3 (y el Ap de T1), que presentan sin embargo, menor rubefacción (menor correlación con el contenido de goethita en el componente 3). Dentro de este último C4, aún podemos distinguir un conglomerado con horizontes de T2 (C5) y otro con horizontes de T3 (C6).

En el dendrograma comprobamos, pues, que la mineralogía nos permite establecer una escala lógica de evolución temporal (una cronosecuencia casi perfecta para los perfiles preholocénicos), en el sentido  $T1 \rightarrow T2 \rightarrow T3 \rightarrow$  perfiles holocénicos y material original (más difíciles de separar entre sí). El principal factor que permite tal discriminación está muy relacionado con la rubefacción, manifestada por el incremento de goethita en el limo (componente 3).





### ***X.2.5. Análisis de variables morfológicas.***

#### **X.2.5.1. Escalamiento óptimo y CatPCA.**

Se han introducido las siguientes variables morfológicas con restricción nominal (**Tabla X.16.**): hue húmedo, hue seco, textura, tipo de estructura y localización de cútanos; el resto de variables morfológicas de la **Tabla X.16.**, con restricción ordinal.

Las variables analíticas empleadas en el ACP de X (más el pH, debido a que se emplea en los índices morfológicos de Harden, 1982) se han introducido como variables suplementarias, es decir, no se han empleado para establecer la cuantificación óptima, introduciéndose a posteriori sobre la solución hallada para aclarar la discusión de los factores o dimensiones.

Se han extraído los autovalores mayores de 1 en la búsqueda de la solución óptima, lo que ha dado lugar a la extracción de cinco componentes.

Como observamos en la **Tabla X.20.** los cinco componentes principales categóricos (CPC) explican el 65% de la varianza del sistema, de las cuales, los 3 primeros componentes son los más importantes (pues explican más del 50% de la varianza total). El total de varianza explicada por las variables morfológicas, y las explicadas por cada uno de los componentes, es sensiblemente menor que en el caso de las variables analíticas (casi el 80%). Esto se debe en mayor o menor medida al carácter exploratorio del método, que no se ha ajustado tanto como el PCA clásico (donde, mediante los diversos test de adecuación muestral podíamos eliminar las variables con poca varianza común o excesiva correlación parcial). Sin embargo, no podemos descartar que sea implícito a la calidad de la información contenida en las variables morfológicas, dado su naturaleza intrínsecamente imprecisa. A pesar de todo, consideramos que el nivel de explicación es bastante elevado, y muestra la cantidad de información que el investigador desecha cuando no introduce las variables morfológicas en el tratamiento de datos.

La **Tabla X.21.** nos muestra el porcentaje de varianza explicado por cada variable. Las variables que más varianza explica son el *hue* (tanto en seco como en húmedo) y el *color seco*, seguido de *consistencia* (en seco y húmedo), *plasticidad* y *textura*. En base a estos datos, seleccionamos las variables que explican más del 3% de la varianza total para

posteriores análisis, que incluyen, además de las anteriores, *adhesividad, tipo de estructura, value seco y croma húmedo*.

En la **Tabla X.20**. comprobamos las saturaciones de cada una de las variables en los componentes (que se interpreta de forma análoga a las cargas factoriales en el PCA clásico).

**Tabla X.20.** Porcentaje de la varianza total , varianza explicada por cada CP categórico y saturación de las variables en los CP categóricos de CatPCA.

Variable	Componente				
	1	2	3	4	5
Con.seco	<b>1,112</b>	0,381	-0,272	-0,065	-0,001
Con.hum.	<b>1,112</b>	0,373	-0,272	-0,067	-0,002
Plast.	<b>1,112</b>	0,373	-0,278	-0,066	-0,003
Adhes.	0,652	0,645	-0,657	-0,186	0,010
Tipo.est.	-0,046	0,787	0,632	0,392	0,164
Clas.est.	0,007	-0,113	-0,344	0,768	-0,134
Grad.est	-0,001	-0,077	-0,322	0,763	-0,408
H.seco	<b>0,971</b>	-0,438	0,588	0,204	-0,039
H.hum.	<b>0,973</b>	-0,477	0,577	0,201	-0,038
Val.sec	-0,482	0,921	0,156	0,206	-0,056
Val.hum	-0,350	0,862	0,093	0,219	-0,105
Cro.seco	<b>0,972</b>	-0,450	0,577	0,200	-0,039
Cro.hum	0,054	0,784	0,641	0,393	0,174
Text.	<b>1,132</b>	0,327	-0,204	-0,077	0,025
Frec.cut.	0,025	-0,320	-0,400	0,382	0,580
Gros.cut.	0,005	-0,160	-0,263	0,422	0,639
Loc.cut.	0,004	0,251	-0,473	-0,681	0,219
Arcilla <sup>1</sup>	<b>0,592</b>	0,130	-0,339	0,127	-0,100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	0,476	0,301	0,000	-0,019	0,232
Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	<b>0,566</b>	0,285	0,113	-0,028	0,094
SiO <sub>2cd</sub>	<b>0,553</b>	0,337	-0,035	-0,124	0,140
Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub>	0,448	-0,166	-0,314	0,017	-0,090
Arena <sup>1</sup>	<b>-0,541</b>	-0,231	0,308	-0,217	0,214
pH <sup>1</sup>	<b>-0,524</b>	-0,305	-0,058	0,106	-0,326
Ca <sup>2+1</sup>	-0,094	0,241	-0,300	0,014	-0,259
Mg <sup>2+1</sup>	0,003	0,095	-0,571	0,127	0,019
%CaCO <sub>3equiv.</sub> <sup>1</sup>	-0,250	-0,083	-0,035	-0,03	-0,377
CEC <sup>1</sup>	0,285	0,129	-0,512	0,254	-0,009
W331	<b>0,586</b>	0,172	-0,384	0,282	-0,093
W1500 <sup>1</sup>	0,140	0,359	-0,561	0,050	-0,023
<b>Autovalores</b>	<b>8,611</b>	<b>4,574</b>	<b>3,230</b>	<b>2,534</b>	<b>1,054</b>
<b>Varianza (%)</b>	<b>27,980</b>	<b>14,862</b>	<b>10,495</b>	<b>8,224</b>	<b>3,425</b>
<b>Total autovalores</b>	<b>20,003</b>				
<b>Total varianza (%)</b>	<b>64,997%</b>				

<sup>1</sup>Variable suplementaria

Las variables se nombran con las abreviaturas de la tabla IX.16

**Tabla X.21.** Porcentaje de la varianza total explicada por cada variable morfológica.

variable	total autovalor	total varianza (%)
Con.seco	1,459	<i>4,74</i>
Con.hum.	1,458	<i>4,74</i>
Plast.	1,458	<i>4,74</i>
Adhes.	1,307	<i>4,25</i>
Tipo.est.	1,201	<i>3,90</i>
Clas.est.	0,738	2,40
Grad.est	0,858	2,79
H.seco	1,522	<i>4,95</i>
H.hum.	1,522	<i>4,95</i>
Val.sec	1,15	<i>3,74</i>
Val.hum	0,933	3,03
Cro.seco	1,521	<i>4,94</i>
Cro.hum	1,213	<i>3,94</i>
Text.	1,436	<i>4,67</i>
Frec.cut.	0,745	2,42
Gros.cut.	0,682	2,22
Loc.cut.	0,799	2,60
Arcilla <sup>1</sup>	0,437	1,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	0,371	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	0,424	1,38
SiO <sub>2cd</sub>	0,455	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub>	0,335	1,09
Arena <sup>1</sup>	0,534	1,74
pH <sup>1</sup>	0,489	1,59
Ca <sup>2+</sup>	0,224	0,73
Mg <sup>2+</sup>	0,351	1,14
CaCO <sub>3equiv.</sub> <sup>1</sup>	0,213	0,69
CEC <sup>1</sup>	0,425	1,38
W331	0,608	1,98
W1500 <sup>1</sup>	0,466	1,51
<b>Total activo</b>	<b>20,003</b>	<b>65,00</b>

<sup>1</sup>Variable suplementaria.

Las variables seleccionadas se marcan en cursiva y negrita.

Las variables se nombran con las abreviaturas de la tabla IX.16

El *primer componente principal categórico* explica el 26% de la varianza, y, principalmente, se relaciona de forma positiva con las siguientes variables: *consistencia* (seco y húmedo), *plasticidad*, *hue* (seco y húmedo), *croma seco*, *textura* y *humedad a 33 kPa*, mientras que se relaciona de forma negativa con *value seco*, *% arena* y *pH* (**Tabla X.20.**). Como puede comprobarse, esto define un eje de similar interpretación en su parte analítica al componente 1 (de la matriz de componentes no rotada) del ACP de *X*, al que se le añaden las siguientes variables morfológicas: el aumento de la arcilla, en la parte

positiva del eje, y las variables correlacionadas con ella ( $W33$ ,  $Al_2O_{3cd}$  y  $SiO_{2cd}$ , ...) también implica un aumento de la *consistencia*, la *plasticidad*, el *hue*, el *croma seco*, y la *textura*. *Consistencia*, *plasticidad* y *croma seco*, al ser ordinales, no presentan mayor dificultad de interpretación, pero *hue* y *textura* se introdujeron como nominales, es decir, sin especificar ninguna ordenación previa en sus categorías. La **Tabla X.22.** la cuantificación óptima de estas variables y el orden de categorías resultante se expone a continuación:

- 1) El sentido de variación del *hue*, en seco y húmedo, es el siguiente (de menor a mayor puntuación): 2,5Y → 10YR → 7,5YR → 5YR. Esto indica la natural variación hacia un mayor enrojecimiento (o rubefacción) a medida que aumenta el contenido de arcilla.
- 2) El sentido de variación de *textura* es el siguiente (de menor a mayor puntuación): franco arenosa gruesa → arenosa franco gruesa → franco arenosa → franco arenosa muy fina → franca → franco arcillo arenosa → franco arcillosa → arcillosa. Esto corresponde a un aumento de arcilla, por lo que es plenamente consistente con el sentido de variación del eje.

Este primer componente organiza el sistema, por tanto, de forma similar al primer componente principal de X, recogiendo en cuanto a variables morfológicas básicamente las mismas implicadas en el cálculo de los índices de rubefacción, textura, consistencia en seco, consistencia en húmedo y pH de Harden (1982).

El **segundo componente principal categórico** explica el 15% de la varianza, y, principalmente, se relaciona de forma positiva con las siguientes variables: *adhesividad*, *tipo de estructura*, *value (seco y húmedo)* y *croma húmedo*, y, de forma negativa con *hue (seco y húmedo)* y *croma seco* (que presenta una tendencia inversa a *croma seco*) (**Tabla X.20.**). En este eje las variables analíticas no aparecen con mucha saturación. La **Tabla X.22.** muestra la cuantificación óptima de *tipo de estructura*.

Tabla X. 22. Cuantificación mediante escalamiento óptimo de variables morfológicas.

variable morfológica	cuant. <sup>1</sup>	distancia <sup>2</sup>	variable morfológica	cuant.	distancia
<b>consistencia seco</b>			<b>localización cutanes</b>		
Dl	-2,84	11,02	pf	-1,708	14,61
Ds	-0,168	1,26	br	-0,697	
Dsh	0,115	5,31	<b>hue seco</b>		
dh/dvh	0,328	5,19	2,5Y	-5,044	1,76
Deh	0,521		10YR	-0,367	2,91
<b>consistencia humedo</b>			7,5YR	0,278	0,03
Ml	-2,863	11,91	5YR	0,654	
Mvfr	0,092	4,64	<b>hue humedo</b>		
Mfr	0,255	2,81	2,5Y	-5,1	0,44
Mfi	0,382		10YR	-0,554	3,48
<b>Plasticidad</b>			7,5YR	-0,187	10,49
Wpo	-2,869	13,20	5YR	0,649	
Wps	0,191	4,06	<b>value seco</b>		
Wp	0,275	5,38	4	-3,74	35,91
Wvp	0,398		5	-0,581	42,14
<b>Adhesividad</b>			6	0,091	10,02
Wso	-3,966	10,86	7/8	2,754	
Wss	-0,183	4,21	<b>value húmedo</b>		
Ws	0,42		3/4	-0,388	13,55
<b>tipo de estructura</b>			5/7	2,259	
Pr	-0,677	3,35	<b>chroma seco</b>		
Bk	-0,428	4,12	2	-5,054	3,38
Pl	-0,293	1,25	3/4	-0,444	17,69
Sbk	0,083	0,55	6	0,617	
G	0,112	7,89	<b>chroma húmedo</b>		
M	3,99		3/4	-0,221	81,39
<b>Grado de estructura</b>			6/8	4,086	
0/1/2	1,132	1,76	<b>textura</b>		
3	1,279		gsl	-3,266	3,60
<b>frec. de cutanes</b>			lcos	-2,932	0,76
1	-1,103	10,90	sl	-1,087	1,89
2/3	1,346	0,55	vfl	-0,143	0,90
4	1,611	2,62	l	0,123	1,51
<b>grosor cutanes</b>			cl	0,304	0,95
1	1,353	14,61	scl	0,308	2,41
2	2,164		sic	0,336	1,08
			c	0,438	

<sup>1</sup> Cuantificación según CatPCA

<sup>2</sup> Distancia ponderada entre dos categorías según fórmula [1] del apartado IX.2.5.2. (pag.??)

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franca gruesa; sl = franco arenosa; fsl = franco arenosa fina; vfl = franco arenosa muy fina; gsl = franco arenosa gruesa; l = franca; cl = franco arcillosa; scl = franco arcillo arenosa; sic = arcillo limosa; c = arcillosa.

**Estructura:** tipo: pl = laminar; pr = prismática; abk = bloques angulares; sbk = bloques subangulares; gr = granular; m = masiva. grado: 0 = sin estructura; 1 = débil; 2 = moderada; 3 = fuerte.

**Consistencia:** en seco: dl = suelto; ds = blando; dsh = ligeramente duro; dh = duro; dvh = muy duro; deh = extremadamente duro. en húmedo: ml = suelto; mvfr = muy friable; mfr = friable; mfi = firme. en mojado: adhesividad: wso = no adherente; wss = ligeramente adherente; ws = adherente; wvs = muy adherente. plasticidad: wpo = no plástico; wps = ligeramente plástico; wp = plástico.

**Cútanos:** frecuencia: 1 = pocos; 2 = comunes; 3 = muchos; 4 = continuos. grosor: 1 = delgados; 2 = moderadamente espesos. localización: pf = en la cara de los agregado; br = puenteando granos.

El orden de categorías resultante es (de menor a mayor puntuación): prismática → bloques angulares → laminar → bloques subangulares → granular → masiva. La tendencia de la estructura hacia prismática y bloques angulares es consistente con el aumento parejo de *hue* (*seco* y *húmedo*) y *croma seco*.

El *value* aumenta en el mismo sentido que el *tipo de estructura* hacia estructuras de tipo granular y masivas (en general, hacia tipos de estructura característicos de horizontes poco arcillosos), aunque la categoría *granular* no es significativa al presentarse exclusivamente en el horizonte Ap1 del perfil 4. Por lo tanto, el aumento del *value* probablemente se relacione más con tipos de estructura masivos (horizontes 2Cg/Bt1 y 3C del perfil 1).

Si relacionáramos este eje con el **índice morfológico de melanización** (Harden, 1982), estimado principalmente en función del *value*, podríamos comprobar lo poco significativa, e incluso contradictoria, que puede llegar a ser esta propiedad en la cronosecuencia, donde, probablemente, la dinámica de la materia orgánica (y variables relacionadas) no juegue un papel ilustrativo del efecto del transcurso del tiempo. Este fenómeno ya se ponía de manifiesto por las pocas correlaciones que presentaban variables analíticas comunmente relacionadas con el *value* como %C.O y %N (eliminadas del ACP de X).

El **tercer componente principal categórico** que explica el 13% de la varianza, se relaciona de forma notable y positiva con las siguientes variables: *tipo de estructura*, *hue* (en seco y húmedo), *croma* (en seco y húmedo) y *localización de cútanos*, y de forma negativa con *adhesividad*, %*arcilla*, *frecuencia de cútanos*, CEC (y el contenido de  $Mg^{2+}$  de cambio), y *humedad a 1500 kPa* (**Tabla X.20.**).

Este eje vuelve a estar muy relacionado con el incremento de arcilla y las variables estrechamente relacionadas con ella (en general, mayor retención de humedad, mayor CEC y cationes de intercambio, cromas más intensos y hues más rojos...), si bien cabe destacar la aparición, con saturaciones relativamente elevadas, de los cútanos.

La *frecuencia de cútanos* es mayor en suelos arcillosos, con alta adhesividad, estructuras prismáticas o en bloques angulares, colores rojos e intensos... En este sentido,

la frecuencia de *cútanos* indicaría, coincidiendo con lo expresado en el **índice morfológico de películas de arcilla** de Harden (1982), un grado de evolución más elevado en la cronosecuencia. *Frecuencia de cútanos* varía en sentido opuesto a la *localización de cútanos*. Esta última se introdujo en el análisis como variable nominal, y aumenta su puntuación en el siguiente sentido (**Tabla X.22.**): en cara de agregados → puenteados granos. Por tanto, una mayor frecuencia de *cútanos* (e incremento de arcilla, estructuras prismáticas y en bloques angulares...) implica una localización preferente en la cara de los agregados. Aunque en el cálculo del índice citado, Harden estima equivalentes ambas localizaciones de *cútanos* (a la hora de asignar puntuaciones), es probable que en nuestra cronosecuencia debiera considerarse una relativa diferenciación en el significado evolutivo de ambas categorías. De todas formas, son variables poco importantes desde una perspectiva global.

El *cuarto componente principal categórico* es bastante menos importante, explicando sólo el 8% de la varianza total (**Tabla X.20.**). Como destacables en este eje podríamos señalar la saturación positiva y relación directa manifestada entre la *clase*, *grado de estructura* (y en mucha menor medida, *tipo*) y *grosor de cútanos* y la relación inversa entre las anteriores y *localización de cútanos*. La interpretación de este eje, por tanto, parece indicar que un aumento en el tamaño y el grado de estructura de los agregados implicaría también *cútanos* más espesos y una localización preferente en caras de agregados.

#### **X.2.5.2. Aproximación estadística de los índices morfológicos de evolución.**

La **Tabla X.22.** introduce una ponderación natural, aunque basada en los datos particulares de la cronosecuencia, en las distintas variables morfológicas que configuran los índices de evolución morfológica de Harden (1982). En estos, el **índice general morfológico por horizonte** (y, por tanto, también el **índice morfológico de desarrollo de perfil**) se calcula en base a la media de la cuantificación de cada propiedad en el horizonte, sin ponderar la importancia relativa de cada una de ellas. Sin embargo, es posible que no todas las propiedades morfológicas presenten la misma importancia para explicar el grado de desarrollo del perfil. Para subsanar este inconveniente, Harden y Taylor (1983) propusieron emplear en la estimación del índice únicamente las cuatro

propiedades más correlacionadas con el tiempo, tal y como se ha explicado en el apartado X.1.2.1 (**Tabla X.7. y X.8.**). Como se discutió más arriba, las propiedades seleccionadas por el criterio han sido: *textura total*, *rubefacción*, *consistencia en seco* y *pH*, lo que coincide en gran medida con la interpretación de los CPc, como se dicutirá a continuación:

- 1) **Índice morfológico de rubefacción**: para calcular este índice Harden (1982), considera el *hue* (seco y húmedo) y el *croma* (seco y húmedo). Como se observa en la **Tabla X.21.**, estas son variables morfológicas que mayor % de varianza explican, todas en el mismo grado (*croma húmedo* explica un % muy ligeramente inferior). Además, como se comprueba en la **Tabla X.20.**, todas menos el *croma húmedo* presentan saturaciones muy elevadas con respecto a las demás variables en el componente 1, saturaciones medias en el componente 2 y también muy altas en el componente 3. Todo lo anterior nos hace pensar que en esta cronosecuencia, el índice de rubefacción debe ser muy significativo del grado de evolución del perfil.
- 2) **Índices morfológicos de consistencia en seco y en húmedo**, son índices fáciles de calcular porque dependen de una única variable. Ambas, *consistencia en seco* y *consistencia en húmedo* son las propiedades que mayor % de varianza explican tras las variables del índice de rubefacción, con valores muy próximos a ellas (**Tabla X.21.**) y, por otra parte, son las variables con mayor saturación en el componente 1, que es el más importante (**Tabla X.20.**). Por estas características, estos índices deben ser considerados muy significativos, al mismo nivel que el índice de rubefacción, al valorar el grado de evolución del perfil.
- 3) **Índice morfológico de textura total**. Por último, habría que considerar las tres variables empleadas por Harden (1982) en el cálculo del índice morfológico de textura total: *textura s.s.*, *adhesividad* y *plasticidad*. De ellas, en cuanto a capacidad de explicar varianza, plasticidad aparece al mismo nivel que consistencia en seco y consistencia en húmedo, y textura y adhesividad, sólo en un grado ligeramente inferior (**Tabla X.21.**). Además las consistencias aparecen con una saturación elevada en el componente 1 (**Tabla X.20.**), por lo que este

índice también debería ser considerado especialmente a la hora de estimar el grado de evolución del perfil.

**Tabla X.23.** Comparación entre la puntuación asignada a la distancia entre categorías según la cuantificación de propiedades morfológicas en escalamiento óptimo y según **Harden (1980)**, para algunas propiedades morfológicas.

Variable morfológica	Distancia equivalente Harden <sup>1</sup>	Puntuación Harden <sup>2</sup>
<b>Consistencia seco</b>		
dl	24,19	10
ds	2,76	10
dsh	11,66	10
dh/dvh	11,39	20
deh		
<b>Hue seco</b>		
2,5Y	11,22	10
10YR	18,57	10
7,5YR	0,03	10
5YR		
<b>Estructura</b>		
pr	5,86	10
abk	7,20	5
pl	2,18	5
sbk	0,96	0
gr	13,78	20
m		
<b>Textura</b>		
gsl	21,98	10
lcos	4,63	10
sl	11,53	10
vfsl	5,50	10
l	9,24	10
cl	5,81	10
scl	14,71	10
sic	6,60	10
c		

<sup>1</sup> Distancia calculada según fórmula [2] del apartado IX.2.5.2. (pag.??)

<sup>2</sup> Puntuación según Harden (1982) (ejemplo, entre la clase “suelta” y “duro” hay tres categorías, la distancia sería 30).

Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1975):

**Consistencia:** en seco: dl = suelto; ds = blando; dsh = ligeramente duro; dh = duro; dvh = muy duro; deh=extremadamente duro.

**Tipo estructura:** pl = laminar; pr = prismática; abk = bloques angulares; sbk = bloques subangulares; gr = granular; m=masiva.

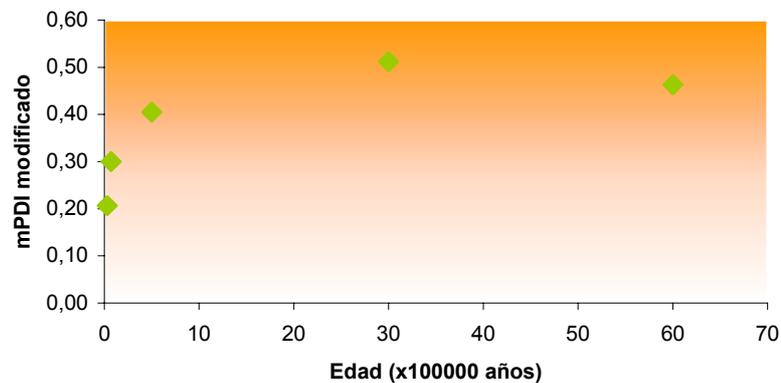
**Textura:** lcos = arenosa franca gruesa; sl = franco arenosa; fsl = franco arenosa fina; vfsl = franco arenosa muy fina; gsl=franco arenosa gruesa; l = franca; cl = franco arcillosa; scl = franco arcillo arenosa; sic = arcillo limosa; c = arcillosa.

Del resto de variables morfológicas sólo *tipo de estructura* presenta una importancia evidente (Tabla X.23.), aunque es la variable seleccionada con menor % de explicación de la varianza. Sin embargo, el índice morfológico de estructura de Harden (1982) incluye en su cómputo también el *grado de estructura*, variable que no se ha considerado de suficiente importancia y que no aparece con saturaciones destacables en los tres primeros componentes, lo que nos induce a considerar este índice como de menor entidad con respecto a los anteriores. Igual ocurre con los índices de melanización (basados en el *value*) y de películas de arcilla (calculados a partir de *frecuencia, localización y grosor de cútanos*).

De la discusión anterior, puede concluirse que las propiedades en función de las que se calculan los índices de evolución más correlacionados con el tiempo, según criterio de Harden y Taylor (1983), y las propiedades morfológicas más explicativas del sistema, según el CatPCA, coinciden en gran medida, excepto en el caso del pH (que, aunque presenta una correlación -saturación- relativamente alta con el primer CPc, no es de las más importantes). Esto último podría explicarse si consideramos que el pH se ha introducido como variable suplementaria, es decir, ajustada tras hallar la solución factorial. Sin embargo, en el AF de las variables analíticas, el pH tampoco parece ser una variable especialmente interesante en la cronosecuencia (de hecho, se elimina por presentar un bajo número de correlaciones con las demás variables analíticas), independientemente de si se introduce o no como variable suplementaria en CatPCA. Además, el pH es una variable que se estima analíticamente (pHmetro o tiras colorimétricas) y, por tanto, esencialmente distinta de las variables descriptivas morfológicas, por lo que un índice estrictamente morfológico no debería incluirla.

Podríamos incluir una nueva cronofunción basada en la modificación al índice de Harden teniendo en cuenta únicamente los índices morfológicos calculados a partir de variables importantes, desde el punto de vista estadístico, en la configuración del sistema, esto es, el *índice de rubefacción*, el *índice de consistencia en seco*, el *índice de consistencia en húmedo* y el *índice de textura total*. El resultado del nuevo índice morfológico modificado de desarrollo de perfil (**mPD<sub>ie</sub>**) se muestra en la **Tabla X.6.** y en la **Figura X.11.**, y el ajuste de las cronofunciones basadas en él en la **Tabla X.15.** Como se observa en esta última tabla, en líneas generales sigue la tendencia del índice de

Harden (mPDI) y de Harden y Taylor (mPDI4), si bien con un coeficiente de correlación ligeramente menor, lo que parece confirmar la tendencia logarítmica de la cronofunción. Sin embargo, el hecho de no incluir en el mPDIe el pH, hace que este sea un índice estrictamente morfológico.



**Figura X.11.** mPDIe v.s Edad del suelo.

Aparte de la relación estadística, el mPDIe disminuye de forma más evidente en la terraza más antigua (**Tabla X.6.**), lo que coincide en mayor grado con lo expresado por el índice aPDI de Birkeland (una cierta evolución regresiva del índice en el perfil más viejo de la cronosecuencia, **Tabla X.14.**).

Para finalizar este apartado, creemos que merece la pena comentar los resultados obtenidos en la cuantificación de las variables morfológicas. Como se ha podido constatar (**Tabla X.22.**), las distancias basadas en las cuantificaciones de escalamiento óptimo entre las categorías para una variable morfológica (calculadas simplemente como el valor absoluto de la diferencia entre las cuantificaciones de dos categorías adyacentes) no son, de ninguna manera, proporcionales o lineales, como se postula en el cálculo de los índices de Harden.

En la **Tabla X.23.** se muestran las distancias ponderadas por la frecuencia y las distancias equivalentes de Harden, lo que nos permitirá compararlas de forma más directa con la cuantificación de los índices de Harden. Estas distancias se han calculado mediante el siguiente procedimiento:

1) **distancia ponderada** entre dos categorías adyacentes ( $i$  e  $i+1$ ) de la variable  $j$ , la definimos como:

$$d_{i,j} = \left| q_{i+1,j} * f_{i+1,j} - q_{i,j} * f_{i,j} \right| \quad [1]$$

donde  $q_{i+1}$  y  $q_i$  serían las cuantificaciones de escalamiento óptimo para las categorías adyacentes  $i+1$  e  $i$  de  $j$ , respectivamente, y  $f_{i+1}$  y  $f_i$  las frecuencias de tales categorías para la misma variable.

2) **distancia equivalente de Harden** entre dos categorías adyacentes ( $i$  e  $i+1$ ) de la variable  $j$ :

$$d_{equi.i,j} = \left| \frac{d_{i,j} * r_H}{\sum_{i=1}^n d_{i,j}} \right| \quad [2]$$

siendo  $d_{i,j}$  la distancia definida en [1] y  $r_H$  la puntuación máxima, según **Harden (1980)**, entre la menor categoría (el material parental) y la categoría más evolucionada de la correspondiente variable en la cronosecuencia.

En la **Tabla X.23**. se expone la comparación entre la puntuación asignada a la distancia entre categorías según la cuantificación de propiedades morfológicas en escalamiento óptimo y según el procedimiento explicado en Harden (1980), para algunas variables. Así, por ejemplo, en la cuantificación del *índice de consistencia en seco*, Harden asigna un valor arbitrario de 10 por el incremento en una categoría de la variable consistencia en seco con respecto al valor de la misma en el material parental (si el material parental tenía una consistencia en seco de “suelto”, y en el horizonte considerado era “blando”, el valor se incrementaba una categoría, de “suelto” a “blando”, a lo que se le asigna un valor de 10), mientras que en el caso de las cuantificaciones óptimas, se asignaría un valor equivalente de 24 (distancia entre “suelto” y “blando”), lo que supone una notable diferencia. En la variable hue seco, según las cuantificaciones de escalamiento óptimo, la diferencia entre los matices ligeramente rojizos (7.5YR) y rojizos (5YR) es casi insignificante. En la textura, existe una gran diferencia (22) entre la clases franco arenosa

gruesa y arenosa franca gruesa, mientras que es mínima (5) entre esta y franco arenosa. En el caso de la estructura, mientras Harden considera en la misma categoría (atribuyendo la misma puntuación) el tipo prismático y en bloques angulares, en función de la descripción realizada en la cronosecuencia sería más conveniente atribuir una puntuación de 6 a la diferencia entre ambas. De igual manera ocurre con la mayor parte de las propiedades empleadas en el cálculo de los índices morfológicos.

Sin pretender llevar más lejos esta comparación, podemos afirmar que, en cierta medida, la cuantificación de las categorías de las variables morfológicas que se obtienen por escalamiento óptimo apoyan la crítica de Schaetzl et al. (1994) a la relación lineal (o linealizable) que se ha establecido tradicionalmente entre la edad del suelo y el incremento asociado de las propiedades o índices de evolución, y nos hace plantearnos la probabilidad de que existan relaciones tremendamente complejas (impliquen o no umbrales intrínsecos u otras consideraciones) entre el tiempo de génesis transcurrido y el grado de expresión de la propiedad morfológica considerada, tal como se describe por el investigador.

#### **X.2.5.2. Análisis cluster.**

Delimitadas mediante el análisis CatPCA cuales son las variables morfológicas que mayor variabilidad explican de forma individual en nuestra cronosecuencia (**Tabla X.21.**), se han empleado junto al primer componente en la obtención de una clasificación de los horizontes de la cronosecuencia mediante un clustering jerárquico. Las variables de agrupamiento han sido las siguientes: *componente 1*, *consistencia en seco*, *consistencia en húmedo*, *plasticidad*, *hue húmedo*, *hue seco*, *croma seco* y *textura* (obviamente, no las variables originales, sino las transformadas).

Se ha empleado el método conglomerativo de vinculación entre grupos, que es menos sensible a valores extremos en alguna de las variables de los horizontes (promedia los valores del conjunto de horizontes del grupo) que los métodos del vecino más próximo o más lejano, lo cual es necesario debido a la introducción de un número relativamente alto de variables de agrupamiento, basándose en la distancia euclídea simple.







El *dendrograma* resultante expuesto en la **Figura X.26** junto al número del caso (horizonte) aparece el valor del **índice morfológico general modificado (IGMe)** que consiste en la modificación del IGM de Harden empleando únicamente los valores normalizados de las propiedades estrictamente morfológicas seleccionadas mediante CatPCA (ver apartado anterior): *índice de rubefacción*, el *índice de consistencia en seco*, el *índice de consistencia en húmedo* y el *índice de textura total* (**Tablas X.1 a X.5**). Se puede comprobar como el clustering ordena los horizontes de la cronosecuencia desde el material sedimentario del río (sin evolución) y el horizontes 3C2 (el de menor IGMe de toda la cronosecuencia, 0.9) hasta los horizontes más evolucionados (entre ellos el Bt3 del perfil 3 que es el que presenta el mayor IGMe de toda la cronosecuencia, 0.54). Seguidamente se comentan los grupos obtenidos:

El primer agrupamiento distingue dos grupos, C1 y C2. **C1** es un pequeño conglomerado que reúne varios horizontes C (del perfil 4 y 5) de menor índice de evolución junto con el material original (sedimento del río). **C2**, en cambio, es un gran conglomerado que agrupa el resto de horizontes con grado de evolución moderado o elevado.

La siguiente división establece dos grupos netamente diferenciados en C2, que hemos denominado **C3** y **C4**. **C3** representa el grupo que, por término medio, presenta una evolución media en la cronosecuencia, estando compuesto por los horizontes C no incluidos en C1 (incluyendo horizontes C mezclados con Bt, pero con predominio de los primeros, como 2Cg/bt1 y 2Cg/Bt2 del perfil 1) y por los horizontes Ap del perfil 3, 4 y 5. El horizonte más evolucionado incluido en C3 es el Bwk1 del perfil 4 (el único horizonte B incluido en el grupo).

**C4** agrupa los todo los horizontes B de la cronosecuencia, incluidos Bwk, Bt, Btg y horizontes B de transición (BC) e intercalados con C (Bt/Ck del perfil 2, e incluso el Cmk/Bt que se introduce obviamente porque lo que se analiza no es la costra calcárea sino el material más evolucionado propio del Bt). Como única excepción, debemos resaltar la inclusión en C4 de los horizontes 6C5+7C6 y 8C7, que, como se comentó en la discusión del perfil 5, presentan algunos caracteres ( *hue* más enrojecido -7.5YR-, un croma ligeramente más intenso..) más evolucionados que el resto de horizontes del perfil 5. En C4 podría establecerse una subdivisión que agruparía, por una parte, los horizontes menos

evolucionados, como son Bwk1 del perfil 4, los horizontes C del perfil 5 mencionados y los horizontes mezclados del perfil 2, también mencionados. La otra subdivisión clasificaría, prácticamente al mismo nivel, al resto de horizontes que presentan argiluvación, es decir, Bt, BCt. La inclusión de los horizontes Ap del perfil 1 y 2 en el subgrupo confirma la hipótesis de que estos horizontes son antiguos Bt expuestos en superficie por la decapitación del perfil.

### **X.2.5.3. Test de comparación entre grupos de Kruskal-Wallis (K.W) y prueba de Mann-Whitney de comparación entre pares (M.W).**

Existen diferencias significativas entre los perfiles de la cronosecuencia para las siguientes variables morfológicas (valores transformados mediante escalamiento óptimo): Tipo de estructura (sig. 0.004), Hue húmedo (sig. 0.001), Hue seco (0.001), Cromo seco (0.001), Cromo húmedo (0.003) y Textura total (0.006), según la prueba de Kruskal-Wallis (**Tabla X.24.**). Mediante la prueba de Mann-Whitney, realizaremos la comparación entre las distintas terrazas de la cronosecuencia, estableciendo las diferencias significativas en la comparaciones individuales entre terrazas (**Tabla X.24.**):

1) **Hue húmedo**: en función de los rangos medios por perfil, la cronosecuencia se ordena de la siguiente manera: terraza 5 < terraza 4 < terraza 1 < terraza 3 < terraza 2, detectándose dos grupos de terrazas significativamente (<0.02) distintos: terrazas 5 y 4 < terrazas 1, 3 y 2. Como vemos, esta variable nos permite discriminar de forma bastante aceptable (con una confianza del 98%) los perfiles preholocénicos de los perfiles holocénicos. El Hue seco se comporta de la misma forma, por lo que no se ha incluido en la (**Tabla X.24.**).

2) **Cromo seco**: podemos establecer la siguiente secuencia, de menor a mayor, en función de los rangos medios por perfil: terraza 5 < terraza 4 < terraza 2 < terraza 1 < terraza 3. De esta secuencia podemos establecer, al igual que en el Hue húmedo,

una separación estadísticamente significativa ( $< 0.08$ ) entre los perfiles preholocénicos (terrazas 1, 3 y 2) y holocénicos (terrazas 4 y 5). El Cromo húmedo se comporta de la misma forma, por lo que no se ha incluido en la (**Tabla X.24.**).

- 3) **Tipo de estructura:** La secuencia se ordena, en función de los rangos medios por perfil, de la siguiente manera: terraza 4  $<$  terraza 2  $<$  terraza 5  $<$  terraza 3  $<$  terraza 1, siendo significativas ( $<0.01$ ) la diferencia entre un grupo constituido por las terrazas 4 y 2 y otro grupo compuesto por las restantes. En este caso, la separación parece impuesta por algún factor distinto del tiempo, probablemente el proceso de movilización de carbonatos que provoca una clara expresión morfológica de los mismos (horizontes con estructuras masivas frente a la dominancia en todos los horizontes del perfil de estructuras propias de Bt como prismática o en bloques) en el perfil 4 y 2, frente a la carencia de rasgos relacionados con esta movilización en el resto de terrazas.
- 4) **Textura total:** la secuencia se ordena según los rangos medios por perfil para esta variable en el siguiente orden: terraza 2  $<$  terraza 4  $<$  terraza 3  $<$  terraza 1  $<$  terraza 5, siendo significativas ( $<0.012$ ) las diferencias entre los perfiles 2, 4 y 3, por un lado, y los perfiles 1 y 5 por otro. Como la variable anterior, esta tampoco discrimina de forma clara en función del tiempo, lo que manifiesta la dependencia de la textura de otros factores como el material original.

En definitiva, vemos que en general, como se comentó en el apartado IX.2.1, la estadística multivariante (principalmente ACP) va a ser capaz de explicar mejor la variabilidad de los datos de la cronosecuencia que la estadística univariante. A pesar de todo, las variables como Hue húmedo, Hue seco, Cromo seco y Cromo húmedo, permiten, por sí solas discriminar los suelos preholocénicos de los holocénicos. Como se comentó más arriba (**Tabla X.23.**) estas son, precisamente, las variables que explican un mayor % de la varianza. Además, como se mostraba en la tabla (**Tabla X.15.**), el índice de rubefacción, calculado en base a las variables citadas, era el índice morfológico (excluyendo el pH, que no es una propiedad morfológica) que presentaba una mayor correlación frente al tiempo ( $R^2= 0.92$ , sig. $< 0.05$ ).







### *X.2.6 Análisis del total de variables seleccionadas.*

#### **X.2.6.1 Análisis Factorial global.**

Para concluir la estadística de la cronosecuencia, se procedió a efectuar un análisis de la estructura global de la misma. Dado el elevado número de variables totales iniciales de los tres bloques de propiedades tratados (analíticas, morfológicas y mineralógicas), se procedió a seleccionar las variables más explicativas de cada una de ellas, en base a los resultados del AF de las matrices  $X$ ,  $W$  y  $U$ .

Las propiedades analíticas seleccionadas han sido las incluidas en el ACP de  $X$  (**Tabla X.17.**):  $Fe_2O_{3cd}$ ,  $Al_2O_{3cd}$ ,  $SiO_{2cd}$ ,  $Al_2O_{3ox}$ , Arcilla, Arena,  $CaCO_{3equiv.}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ , CEC, W33 y W1500 kPa.

Las propiedades mineralógicas seleccionadas han sido las incluidas en al ACP de  $W$  (**Tabla X.19.**): Laminares tierra fina, Calcita tierra fina, Dolomita tierra fina, Cuarzo arena fina, Calcita arena fina, Laminares arena gruesa, Feldespato K. arena gruesa, Calcita arena gruesa, Laminares limo, Cuarzo limo, Goethita limo, Feldespato K. limo, Calcita limo, Dolomita limo, Cuarzo arcilla, Clorita arcilla, Calcita arcilla, Dolomita arena fina, Laminares arena fina, Feldespato K. arena fina y Feldespato Na arena fina.

Se incluyeron las siguientes propiedades morfológicas transformadas a valores numéricos mediante escalamiento óptimo (CatPCA): consistencia en seco, consistencia en húmedo, Plasticidad, Hue seco, Hue húmedo, Cromo seco y Textura. Como se demostró en el apartado anterior (IX.2), estas eran las propiedades morfológicas que explicaban un mayor % de la variabilidad total del sistema (**Tabla X.21.**).

La matriz de propiedades globales del sistema  $Y$ , consta, por tanto, de 35 horizontes y 40 variables.

Se procedió a efectuar un AF sobre  $Y$ , de manera similar a  $X$  y  $W$ . Se inspeccionó la matriz de correlaciones, eliminando 17 propiedades en función de su bajo número de correlaciones y/o de su elevado coeficiente de correlación parcial (las variables no eliminadas se muestran en la **Tabla X.25.**). En función de la varianza compartida (todas las comunalidades iguales a la unidad) se ha elegido el método de extracción de Componentes

Principales. El test de Barlett (sig. 0.000), la prueba de KMO (0.711) y la medida  $MSA_i$  para variables individuales (todas  $>0.500$ ) confirman que el modelo factorial es satisfactorio.

En la **Tabla X.25.** se expone el resumen del modelo y se muestran las cargas factoriales de las variables sobre los componentes. Se han extraído cinco C.P que explican el 85.8% de la varianza. Esto último es significativo, pues comprobamos que este modelo factorial, que incluye todo tipo de variables, explica un porcentaje de la varianza más alto que los modelos parciales estudiados en los apartados anteriores (79% en las variables analíticas y mineralógicas, 65% en las variables morfológicas) y vuelve a demostrarnos la conveniencia de introducir las variables morfológicas en el tratamiento de los datos de suelos (y cronosecuencias).

El *primer componente principal* tiene un sentido edáfico muy nítido, pues está estrechamente relacionado con el proceso de movilización de carbonatos (básicamente decarbonatación), por un lado, y con la intensidad de la *alteración* por otro. En cuanto al primero de los procesos indicados, la *decarbonatación*, el eje está correlacionado de forma positiva y elevada con las variables mineralógicas de calcita en todas las fracciones consideradas en el análisis (principalmente en tierra fina y arena gruesa, y, en menor medida con otros carbonatos como la dolomita en tierra fina), con el % de  $\text{CaCO}_3^{\text{equiv}}$  y con el  $\text{Ca}^{2+}$  de cambio, mientras que se halla correlacionado de forma negativa con variables propias de suelos alterados: minerales resistentes (% Cuarzo en limo), formas de óxidos libres ( $\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{cd}}$ ) y variables morfológicas relacionadas con el proceso de rubefacción (Croma seco). Este componente tiene, por tanto, un claro sentido de evolución edafogenética, y prueba la relación directa entre los procesos de decarbonatación y alteración (es decir, la necesidad de que se produzca una decarbonatación previa para que se manifieste en toda su intensidad los procesos de alteración). El porcentaje de varianza que explicado por este componente es del 23%.

**Tabla X.25.** Porcentaje de Varianza total , varianza explicada por cada C.P y saturación en los C.P de la totalidad de los tipos de variables (analíticas, mineralógicas y morfológicas) en la cronosecuencia.

Variable	Componente				
	1	2	3	4	5
Laminares t.f	-0.283	0.472	0.353	0.507	0.442
Calcita t.f	0.918	-0.174	-0.261	-0.054	-0.137
Dolomita t.f	0.471	-0.170	-0.615	0.034	-0.301
Cuarzo a.f	-0.477	0.292	0.686	0.097	0.281
Calcita a.f	0.788	-0.275	-0.358	-0.094	-0.242
Dolomita a.f	0.162	-0.233	-0.768	0.267	-0.316
Laminares a.g	-0.116	0.094	0.000	-0.045	0.915
Calcita a.g	0.812	0.073	0.90	0.280	-0.038
Cuarzo limo	-0.580	0.275	0.364	-0.008	-0.348
Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	-0.315	0.258	0.345	0.470	0.617
Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub>	-0.522	0.391	0.193	0.359	0.477
Arcilla	-0.138	0.339	0.525	0.670	0.126
CaCO <sub>3equiv.</sub>	0.861	-0.061	-0.398	0.018	-0.238
Ca	0.765	0.059	-0.295	0.479	-0.011
Mg	0.348	0.093	-0.058	0.821	-0.033
W33	0.090	0.487	0.237	0.778	0.070
Consistencia seco <sup>1</sup>	-0.104	0.964	0.123	0.151	0.077
Consistencia humedo <sup>1</sup>	-0.105	0.966	0.121	0.136	0.067
plasticidad <sup>1</sup>	-0.101	0.967	0.120	0.132	0.070
Hue seco <sup>1</sup>	-0.030	0.070	0.798	0.350	-0.118
Hue hum. <sup>1</sup>	-0.258	0.002	0.871	0.097	-0.111
Croma seco <sup>1</sup>	-0.497	0.037	0.595	0.196	0.123
Textura <sup>1</sup>	-0.048	0.931	0.036	0.157	0.112
<b>Autovalores</b>	<b>5.225</b>	<b>4.847</b>	<b>4.410</b>	<b>2.999</b>	<b>2.258</b>
<b>Varianza (%)</b>	<b>22.718</b>	<b>21.073</b>	<b>19.174</b>	<b>13.038</b>	<b>9.817</b>
<b>Total varianza (%)</b>	<b>85.819</b>				

<sup>1</sup> Variables cuantificadas mediante escalamiento óptimo (CatPCA)

Fracciones de las variables mineralógicas: t.f= tierra fina; a.g = arena gruesa; a.f= arena fina.

El *segundo componente principal*, explica un porcentaje de varianza muy parecido al anterior (21%, **Tabla X.25**), por lo que también debe ser detenidamente considerado a la hora de explicar la variabilidad total. Este componente está casi completamente determinado por las variables morfológicas de consistencia (consistencia en seco, en húmedo, plasticidad y textura, con cargas factoriales cercanas a 1.000) y, por tanto, con las variables relacionadas en última instancia con las fracciones más finas del material edáfico (especialmente el % de arcilla, el % Al<sub>2</sub>O<sub>3cd</sub>, la W33 y el %laminas en tierra fina, también significativas aunque presenten cargas factoriales menores). Este componente determinaría, pues, la intensidad de los procesos de *arcillización* e *ilimerización*,

especialmente este último, ya que aparece con una carga relativamente alta (0.339) un rasgo muy relacionado con la formación de ferriarcilanes ( $\%Al_2O_{3cd}$ ).

El **terccer componente principal** también presenta un sentido edáfico nítido. Las variables que mayor carga positiva presentan con este eje están estrechamente relacionadas con el proceso morfológico de *rubefacción* (Hue seco, Hue húmedo, Croma seco), demostrando la asociación de esta con características analíticas, como el % de arcilla y el  $\% Fe_2O_{3cd}$  (con cargas también positivas sobre el eje) y mineralógicas (% Cuarzo en arena fina). Por otra parte, las correlaciones negativas más importantes con este eje se dan con las variables de % dolomita en tierra fina y arena fina (y, obviamente, con el % de  $CaCO_{3equiv.}$  de la tierra fina). Este carbonato se considera como mineral estrictamente primario, al contrario que la calcita que también puede neoformarse en el suelo, y, por tanto, el sentido opuesto al incremento de rubefacción en este eje determina un incremento en dolominita y una menor intensidad de alteración. La importancia de este componente es parecida a los dos anteriores, pues explica un 19% de la varianza total.

Los **componentes cuarto y quinto** explican un porcentaje significativamente menor de varianza (13 y un 10%, respectivamente) y su sentido edáfico es más difícil de interpretar. El cuarto componente se correlaciona positivamente con el % de arcilla, W33, óxidos libres ( $\%Fe_2O_{3cd}$  y  $\%Al_2O_{3cd}$ ), laminares en tierra fina y con las principales bases de cambio ( $Mg^{2+}$  y  $Ca^{2+}$ ). La aparición de estas últimas variables con alta carga en el componente aclara el sentido de este eje, relacionándolo con el complejo de cambio. El quinto componente opone la presencia de laminares (en tierra fina y arena gruesa) y óxidos libres (y por tanto, en cierta medida, la argiluvación) a la presencia de minerales primarios (dolomita en tierra fina y gruesa) y resistentes, más propios de fracciones menos susceptibles de sufrir iluviación.

**X.2.6.2. Análisis cluster global. Agrupamiento y clasificación numérica de los perfiles de la cronosecuencia.**

Por último, la **Fig.X.27.** muestra el agrupamiento de los distintos perfiles de la cronosecuencia empleando como variables de clustering las puntuaciones factoriales medias por perfil obtenidas en el A.C.P. El dendrograma de la **Fig.X.27.** resume, probablemente, la mejor clasificación de la cronosecuencia, ya que se basa en el modelo factorial más completo (por % total de varianza explicado y por incluir todos los tipos de variables). La primera divergencia se produce, obviamente, entre el material original (sedimento del río) y el material propiamente edáfico. El siguiente agrupamiento separa un grupo compuesto por los perfiles 1 y 2, los de mayor edad, y el resto de perfiles. El último agrupamiento separa el perfil 3 de los perfiles holocénicos, estrechamente relacionados entre sí.

Probablemente, el hecho más significativo que pone de manifiesto esta clasificación es la situación intermedia del perfil 3, que se encuentra a medio camino (en cuanto a similitud) entre los perfiles 1 y 2 y los perfiles holocénicos.





**XI. CONSIDERACIONES FINALES DEL  
ESTUDIO DE LA CRONOSECUENCIA.**



A continuación se realizará un comentario general sobre la evolución de las propiedades y caracteres morfológicos, analíticos, mineralógicos y taxonómicos en la cronosecuencia, teniendo en cuenta los resultados estadísticos y de los índices de evolución comentados en apartados anteriores de este capítulo.

La clasificación de los perfiles es bastante indicativa de los procesos edafogenéticos que han tenido lugar en la cronosecuencia y el grado de desarrollo alcanzado por los suelos que la componen.

A nivel taxonómico (**Soil Survey Staff, 1998**) se establece una nítida división entre suelos preholocénicos y holocénicos. Los suelos preholocénicos pertenecen al Gran Grupo de *Palexeralf*, lo que denota una potente expresión del proceso de iluviación de arcilla (*Haplic Palexeralfs* T1 y T3, con horizontes argílicos de elevado espesor y texturas ricas en arcilla) y/o de un proceso de movilización de carbonatos muy intenso (hasta alcanzar la mayor diferenciación morfológica que puede darse en un horizonte de acumulación de carbonatos: el horizonte petrocálcico de T2, *Petrocalcic Palexeralf*). Son por tanto, la **iluviación de arcilla y la movilización de carbonatos** los principales procesos edafogenéticos que influyen en la clasificación de los perfiles hasta el nivel de Subgrupo. Así mismo, la clase textural y mineralógica de estos suelos constituye un rasgo taxonómico que resume diferencias muy importantes. T1 y T2 pertenecen a la clase textural fina y a la clase mineralógica illítica, lo que denota la significación taxonómica de la fracción arcilla y revela un cierto grado de evolución mineralógica que se produce en esta fracción (las micas de la fracción arcilla sufren un proceso de herencia con pérdidas de potasio interlaminar, lo que las transforma en illitas), mientras que T3, de clases franca-fina y micácea, otorga una menor importancia a la arcilla y mineralógicamente adquiere caracteres más propios de fracciones más gruesas como la arena (herencia directa con procesos de alteración de fases micáceas aún más leves).

La clasificación obtenida de acuerdo al **WRB for Soil Resources (1998)** coincide en lo esencial con la anterior en los perfiles T1 y T3, clasificados ambos como *Cutanic-Profondi Luvisols* (los calificativos de *Cutanic* y *Profondi* indican un Árgico de origen iluvial con un elevado desarrollo en profundidad), pero difiere en T2, clasificado como *Endopetric-Luvic Calcisol*, al considerar taxonómicamente más importante el proceso de movilización de carbonatos y configuración del horizonte cálcico que la propia iluviación

de arcilla (de ahí que incluya en el Grupo de Referencia de los *Calcisoles*, y no de los *Luvisoles*).

Las clasificación **FAO (1989)** es en gran medida consistente con la anterior. Los perfiles T1 y T3 se clasifican como *Luvisoles crómicos*, mientras que T2 se clasifica como *Calcisol lúvico*, ya que, en principio, podemos establecer la presencia de un árgico calcáreo y un cálcico. En todo caso, la puesta en cultivo de estas terrazas desde muy antiguo, ha alterado sin ninguna duda el sentido de la clasificación del suelo original. Por una parte, como indicamos en el capítulo V, la carbonatación del horizonte árgico probablemente sea debida a la “mezcla” por laboreo de fragmentos de costra caliza procedente de horizontes inferiores. Aunque es difícil de establecer, es posible que el primitivo horizontes árgico careciese de suficientes carbonatos como para ser calcáreo (menos del 2%, como los horizontes Bt de T1 y T3) y, en este caso, el primitivo suelo debería de ser un *Luvisol cálcico*. Si el horizonte cálcico en profundidad fuese, antes de su ruptura por laboreo, mezcla y recarbonatación, un verdadero petrocálcico, estaríamos ante un *Calcisol pétrico*.

En cualquier caso, en las clasificaciones se ponen de relieve los mismos procesos: iluviación importante de arcilla (T1 y T3) y movilización de carbonatos (T2). Sin embargo, podemos constatar una diferencia importante entre las clasificaciones FAO y la americana. El carácter de suelos rojos se recoge explícitamente en **FAO (1989)** (T1 y T2 son *Luvisoles crómicos*) y **WRB for Soil Resources de 1998** (que otorga el cualificador prioritario *Chromic* a T1 y T2), sin embargo, el carácter de suelo rojo no se reconoce en la clasificación **Soil Survey Staff (1998)** ya que los suelos no pertenecen al Gran Grupo de *Rhodoxeralf* (esta clasificación presenta criterios más estrictos para considerar un suelo como enrojecido, como, por ejemplo, la necesidad de un matiz de 2.5YR, etc). A pesar de todo, es indudable que la **rubefacción** es el tercer proceso en importancia en la determinación taxonómica de, al menos, dos de los suelos preholocénicos.

La taxonomía de los suelos holocénicos, por el contrario, revela un grado de evolución menor. El suelo T4 pertenece al Subgrupo de los *Typic Calcixerepts* (Orden *Inceptisoles*), lo que implica la inexistencia de iluviación de arcilla y que el proceso más importante que se reconoce es la movilización incompleta de carbonatos. La movilización parcial de los carbonatos provoca que estos sean significativos en la sección control y que clase mineralógica se defina en función de los mismos (*carbonática*), a diferencia de T2,

donde la importante movilización y la diferenciación morfológica completa de los carbonatos hace que no sean importantes en la sección control (de ahí que T2 pertenezca a la clase illítica y no a la carbonática). Las otras dos clasificaciones también reconocen el carácter prioritario de la movilización parcial de carbonatos en T4, clasificando el perfil como *Calcisol háplico* (FAO, 1988) y *Endoesqueletic-Ruptic Calcisol* (WRB for Soil Resources 1998).

Por último, el suelo T5 pertenece al Subgrupo de *Typic Xerofluvent* (Orden Entisoles, Soil Survey Staff, 1998) y a la Unidad de *Fluvisoles calcáreos* (FAO, 1988) o *Calcaric-Hypereutric Fluvisol* (WRB for Soil Resources 1998), lo que indica el menor grado de evolución de toda la cronosecuencia y que las principales características de este perfil están controladas por el material original aluvial.

Los análisis estadísticos de todos los tipos de datos obtenidos, por separado y en conjunto, han confirmado la importancia en la cronosecuencia de los procesos reseñados. Efectivamente, los factores que explicaban el % más alto de la varianza siempre ha estado claramente correlacionados con las variables que más influidas por la ilimerización, la movilización de carbonatos y la rubefacción.

En el análisis factorial (AF) de los datos analíticos (tabla X.17.), los componentes más importantes han sido, por una parte, los relacionados con el % arcilla (y variables estrechamente asociadas, CEC, W33 y W1500) y, por otra parte, los relacionados con las formas libres de hierro (%  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  y  $SiO_2$ ) y la descarbonatación ( $CaCO_{3equiv.}$ ). Además, las técnicas de análisis de la varianza (ANOVA, SNK) indican que, por sí solas y de manera individual, el %arcilla,  $%Al_2O_{3cd}$  y  $%CaCO_{3equiv.}$  explican de forma estadísticamente significativa gran parte de la variabilidad entre los perfiles, confirmando que los procesos asociados a tales variables (ilimerización, rubefacción y movilización de carbonatos) son los que dan cuenta de la mayor parte de variación sistemática en la cronosecuencia. El análisis de los datos mineralógicos (DRX) permite una interpretación similar, ya que las variables mineralógicas más importantes en el AF (con mayores cargas en los componentes, tabla X.19.) son las estrechamente relacionadas con el  $CaCO_{3equiv.}$  (% calcita y dolomita), la arcilla (% de laminares y clorita) y las formas libres de hierro (% de goethita).

El tratamiento de los datos procedentes de la descripción morfológica (apartado X.2.5 del capítulo X) apunta en la misma línea, demostrando que las propiedades morfológicas relacionadas simultáneamente con la arcilla y la rubefacción (textura, hue húmedo y croma seco) son, por una parte, las que explican un mayor % de la varianza total en el A.F (especialmente por sus elevadas cargas factoriales sobre el componente categórico más importante, **tabla X.20.**) y, por otra parte, las mejor caracterizan a título individual la dispersión de los datos morfológicos entre los distintos perfiles de la cronosecuencia (significación estadística en las pruebas de Kruskal-Wallis y Mann-Whitney, **tabla X.24.**).

Por último, el A.F del total de variables (analíticas, mineralógicas y morfológicas) de la cronosecuencia, corrobora la discusión de los tratamientos parciales, siendo además el que mejor caracteriza en conjunto la cronosecuencia (explica un 86% de la varianza total, frente al 79% en los tratamientos analíticos y mineralógicos, 65% en los morfológicos, **tabla X.25.**). El primer CP, que explica un 23% de la varianza total, manifiesta la movilización de carbonatos (% Calcita, %  $\text{CaCO}_3$ equiv. y croma seco), el segundo CP, que explica un 21% de la varianza total, se relaciona con la iluviación de arcilla (retención de humedad a 33 kPa, consistencia, plasticidad, % laminares, textura total) y el tercer CP (que explica un 19% de la varianza) está altamente correlacionado con el hue y el croma y, por tanto, con la rubefacción.

La discusión detallada de los datos analíticos, morfológicos y mineralógicos también concuerda con la clasificación de los perfiles, como se verá a continuación.

Los valores medios por perfil del porcentaje de **arcilla** siguen una tendencia a aumentar con la edad del suelo, excepto en el tránsito de T2 a T1, que disminuye. Igual ocurre con el **índice analítico de arcilla (I.A.arcilla, Fig.X.12.)** y de muchas de las propiedades analíticas estrechamente relacionadas con esta fracción granulométrica (valores medios por perfil de humedad a 33 y 1500 kPa, así como sus respectivos **I.A., Figs. X.14 y X.15**, respectivamente).

Paralelamente, existe una tendencia a la disminución del porcentaje medio de arena y del índice analítico de arena (**I.A arena, Fig.X.13.**) en los suelos preholocénicos con respecto a los holocénicos, aunque esta disminución es bastante menos regular (por

ejemplo, el porcentaje medio de arena en T3 es el mayor de la cronosecuencia, lo que probablemente refleje diferencias en el material original).

Se aprecia una desigual distribución con la profundidad del suelo en los contenidos de arcilla, en los valores **mIPA del índice de arcilla** y de todas las propiedades analíticas estrechamente relacionadas con la arcilla (**mIPA de retención de humedad a 33 y 1500 kPa, mIPA de hierro libre, tablas de X.9 a X.13**). Así, mientras que en los suelos T1, T2 y T3 los máximos se encuentran en un horizonte subsuperficial Bt para posteriormente disminuir hacia los horizontes inferiores, en T4 y T5 el máximo valor se encuentra en superficie (horizontes Ap). Lo mismo ocurre con los **valores normalizados del I.M de películas de arcilla (tablas de X.1. a X.5)** y de otras propiedades morfológicas estrechamente relacionadas con la arcilla (**I.M de textura total, de consistencia en seco y húmedo...**).

Todo lo anterior constituye una prueba clara del proceso de ilimerización de los suelos preholocénicos, mientras que sólo evidencian arcillización (liberación de arcilla *in situ* por alteración) en los holocénicos.

Otro hecho a destacar es la escasa profundidad a la que aparece el horizonte con máximo contenido de arcilla en T1 y T2 (a 14 y 26 cm, respectivamente), que contrasta claramente con la profundidad del Bt4 del suelo T3 (112 cm). Este mismo fenómeno también se pone de manifiesto en los valores **mIPA del índice de arcilla**. Esto, unido a: 1) los altos porcentajes de arcilla en los horizontes superiores de T1 y T2, 2) a evidencias morfológicas de erosión en campo y 3) al carácter alomado de estas terrazas, nos induce a pensar que se trata de suelos decapitados, donde un antiguo Bt se presenta en superficie actuando como Ap.

La decapitación posiblemente sea mayor en T1 que en T2 por su mayor edad y por su posición en la ladera, lo que en sí puede constituir un proceso de evolución regresiva (**Birkeland, 1999**), como se discutirá más adelante.

Tanto los valores de retención de humedad a 33 y 1500 kPa, como la consistencia del suelo en seco y húmedo están fuertemente influidos con el contenido de arcilla, ya que,

como afirman **Ajmone y Torrent (1989)**, las partículas de arcilla actúan como agentes cementantes. Así la humedad a distintos pF tiende a incrementarse en las terrazas de mayor edad y la masa del suelo se hace más plástica, adherente, firme y dura en el mismo sentido.

Los valores medios por perfil en el porcentaje de **gravas** apenas sufren variación en la cronosecuencia, excepto en T4, que aumentan considerablemente. Dentro del perfil, los porcentajes tienden a incrementarse con la profundidad en T2, T3 y T4, mientras que en T1 y T5 decrecen irregularmente.

Los contenidos de **formas libres de hierro, aluminio y silicio** extraídas con citrato-ditionito siguen las mismas tendencias que las del contenido de arcilla, es decir, un aumento con la edad. Sin embargo, tanto los valores medios por perfil de estas variables como en el **I.A hierro libre (Fig.X.19.)** no se detecta una disminución en el tránsito entre T2 y T1, como ocurría en el caso de la arcilla (sino que los valores de T1 son mayores que los de T2, exactamente lo que cabría esperar en una cronosecuencia).

El color de la masa del suelo se hace más rojizo con la edad. Los **hues** predominantes en los suelos preholocénicos son los 7.5YR y 5YR, mientras que en los holocénicos es el 10YR, con algunos 7.5YR en horizontes profundos. El **chroma** tiende a incrementarse con la edad. Tanto el hue como el chroma deben su variación con la edad a la mayor abundancia de formas de hierro libres en los suelos más evolucionados, tanto que, como hemos comentado más arriba, existen suficientes argumentos taxonómicos para catalogar a T1, T2 y T3 como Suelos rojos. Por su parte, los valores del **I.M de rubefacción (Fig X.5, tabla X.6)** calculados en base al hue y al chroma, sí sufren una ligera disminución entre T2 y T1, presentando una evolución más parecida a la arcilla que al hierro libre. Esto demuestra que carácter enrojecido de un suelo se debe tanto a la presencia de formas libres como al aumento (sea o no iluvial) del contenido de arcilla.

El contenido en **carbono orgánico** es bajo en la mayoría de horizontes y de perfiles (muy bajo en T1 y T3) el de **nitrógeno total** es bajo en toda la cronosecuencia. Este último experimenta una variación menos regular en profundidad (presentando, por ejemplo, cantidades mayores del 1.00% en los horizontes 2Bt5 y 2BCt1 de T3). Los valores del **I.M. de melanización**, calculados en base al value, se comportan como los % medios por perfil de carbono orgánico, aumentando de forma regular y suave con la edad del suelo(**Fig.X.8.,**

**tabla X.6.)** Las bajas cantidades de carbono orgánico y nitrógeno se atribuyen al cultivo, básicamente a la pequeña adición de restos orgánicos al suelo y a la remoción superficial por laboreo del perfil húmico (que favorece la mineralización frente la humificación). No obstante, se cumple en todos los suelos que los horizontes Ap presentan mayores % de carbono orgánico (y **valores normalizados del I.M melanización**) que decrecen en profundidad.

Los datos estadísticos confieren poca importancia a las variables analíticas y morfológicas relacionadas con el proceso de **melanización**, a la hora de explicar la variabilidad de la cronosecuencia. Tanto es así, que las variables carbono orgánico y nitrógeno total presentaban un bajo número de correlaciones, siendo eliminadas en el análisis exploratorio de los datos. Por su parte, Las variables morfológicas relacionadas con la melanización como el value, explican también un bajo % de la varianza total (aunque el value no sólo se relaciona con el C.O sino que también influye de forma indirecta en la rubefacción).

Los contenidos medios por perfil de **fósforo asimilable** podrían considerarse normales desde el punto de vista taxonómico, ya que las medias por perfil no superan en ningún caso los 1500 mg/kg (el límite de diagnóstico del epipedon Antrópico según **Soil Survey Staff, 1998**), ni los 250 mg/kg (límite de horizonte Antrópico para la **FAO, 1988**; u horizonte plágico para **WRB for Soil Resources, 1998**). No obstante, estas indicaciones pueden no ser significativas, ya que el método aplicado en este trabajo difiere del recomendado por la clasificación (método de extracción con ácido cítrico al 1%). Por otra parte, desde el punto de vista agronómico, para suelos de secano de texturas medias y finas, las medias por perfil se consideran altas en todos los perfiles (**Watanabe-Olsen, 1965**), lo cual se deba probablemente a un intenso y prolongado abonado. La variación de los contenidos medios de fósforo por perfil en la cronosecuencia son irregulares y no parecen tener una relación evidente con la edad. Por lo general, se comprueba que los mayores valores se encuentran en los perfiles más ricos en carbonatos (T2, T4 y T5), mientras que el valor mínimo se localiza en los perfiles descarbonatados o casi descarbonatados (T3 y T1). Dentro de los perfiles, se sigue la misma tendencia, es decir, los horizontes carbonatados son los que presentan, por lo general, un mayor contenido en fósforo (esto se comprueba en T2, donde el horizonte que acumula más fósforo es Bt/Ck,

que presenta más del 30% de carbonato cálcico equivalente; mientras que el horizonte Bt, con menos del 4%, es el que menos acumula). Junto a los carbonatos, posiblemente los óxidos de hierro sean responsables de una parte significativa de la retención de fósforo (Peña y Torrent, 1984). Así, por ejemplo, el horizonte que presenta un máximo contenido de fósforo de toda la cronosecuencia es Btg1 del T1 (258 mg/kg) está prácticamente descarbonatado (1.14% de CaCO<sub>3</sub> equi.), pero tiene más de un 30% de arcilla y un 2.75% de hierro libre. Como vemos, pues, la interacción de estos agentes, los carbonatos y las formas libres de óxidos de hierro de la fracción arcilla, en cuanto a la capacidad final de retención de fósforo es compleja y difícil de establecer por el método de estimación del fósforo que hemos empleado en este trabajo.

Hay que resaltar los problemas que presenta la interpretación de este componente químico, debido a su complejo fraccionamiento en el suelo. Así, por ejemplo, comprobamos que en los perfiles preholocénicos no se relaciona con los horizontes Ap con mayores contenidos en materia orgánica, mientras que en los holocénicos sí (los mayores contenidos de fósforo se dan en el Ap superficial de T4 y T5, aunque disminuye irregularmente en profundidad). En los horizontes preholocénicos parece predominar la retención y/o adsorción inorgánica, pues se parece relacionarse más con los carbonatos y con las formas libres de hierro. Como para la estimación de cada una de las fracciones se requiere un procedimiento específico, resulta difícil contemplar simultáneamente todos los factores, lo que provoca una alta dispersión en los datos (un bajo número de correlaciones con otras variables) que hace, por ejemplo, que esta variable no se incluya en el análisis factorial (A.F.).

Los pHs de los suelos oscilan casi todos entre medianamente básicos y ligeramente alcalinos (7.4 a 9.0; USDA, 1971), aunque algunos horizontes toman carácter neutro o incluso ligeramente ácido (Bt de T1). Su variación en la cronosecuencia es poco significativa desde el punto de vista estadístico. Los valores siguen tendencias muy uniformes con poca variación entre horizontes, si bien se aprecia que los valores más bajos están presentes en horizontes con altos contenidos en arcilla, bajos contenidos en carbonatos (lo que está de acuerdo con el incremento de los procesos hidrolíticos) y altas capacidades de cambio. De todos los horizontes, destacaríamos el horizonte 2C2 del perfil 4, con un pH de 9 (medianamente alcalino, probablemente debido al escaso porcentaje de

tierra fina y la presencia de carbonatos). Es de destacar la diferente tendencia con la profundidad que siguen los pH e índices relacionados (**mIPA de pH y los valores normalizados del I.M de pH**) en los perfiles preholocénicos y holocénicos. En los primeros, el mayor valor lo presentan los horizontes Ap, disminuyendo posteriormente con la profundidad, lo que probablemente se deba a una recarbonatación parcial en superficie. En los segundos, los Ap tienen pH y valores de los índices menores que se incrementan en los horizontes subyacentes, lo que podríamos relacionarlo con el incremento de la alteración hidrolítica en los Ap de los suelos jóvenes. En cuanto a los índices de esta propiedad por perfil (**I.M de pH y I.A de pH, Fig.X.6. y X.17.**, respectivamente), observamos que varían de forma distinta (luego no son completamente equivalentes). El índice analítico de pH (A.I pH de **Birkeland, 1984**) aumenta de forma relativamente regular con la edad (salvo que es mayor en T5 que en T4), lo que se ajustaría más a lo esperado en una cronosecuencia que su equivalente morfológico (M.I. pH de **Harden, 1982**), cuya variación es bastante irregular.

La **conductividad eléctrica** no supera en ningún horizonte de la cronosecuencia el límite de posible influencia en los cultivos ( $2 \text{ dSm}^{-1}$ ), y por supuesto, tampoco es significativa a nivel taxonómico (el límite al horizonte sálico en **Soil Survey Staff, 1998**, se establece en  $30 \text{ dSm}^{-1}$ ).

Los valores medios por perfil de **carbonatos** no varían de forma regular y suave en la cronosecuencia, sino que existe una brusca disminución en el tránsito entre suelos holocénicos y preholocénicos (de un 24% en T4 a un 0% en T3). El % de carbonatos en estos últimos es muy bajo (T3 completamente descarbonatado y T1 rozando los límites de detección del método), con la singularidad de T2, en que aumenta hasta el 17%. Este último caso es difícilmente explicable recurriendo sólo a una redistribución vertical de carbonatos. Como se discutió en el Capítulo V, es probable que exista un aporte lateral en el perfil 2, porque, cualquier otro aporte capaz de provocar la formación de costra en T2 (por ejemplo, carbonatos de origen atmosférico) habría afectado a T1, e incluso a T3. Por el contrario, en los suelos holocénicos (T5 y T4) la variación es bastante previsible, disminuyendo la cantidad de carbonatos con la edad del perfil. Así mismo, dada la complejidad del tema, podrían aducirse otras razones, como umbrales intrínsecos del suelo o condicionantes biológicos.

También se ha comprobado como el estudio mineralógico de los carbonatos permiten estimar con relativa precisión la proporción de carbonato cálcico equivalente que se debe a formas primarias, con cantidades significativas de dolomita (como T4 y T5) o a formas secundarias, compuesto casi exclusivamente por calcita (como T2).

Aunque el índice analítico de carbonatos por perfil (**I.A CaCO<sub>3</sub>, Fig.X.16.**) aumenta con la edad (presentando valores negativos en T4 y T5, lo que significa que tienen más carbonatos que el material inalterado de referencia), es, junto al pH, una de las propiedades analíticas menos correlacionadas con la edad. Esto, además de las grandes diferencias comentadas en cuanto al contenido neto entre perfiles holocénicos y preholocénicos, puede indicarnos que no es muy significativo el estudio del proceso de movilización de carbonatos en rangos temporales tan amplios (de hecho, según Birkeland, 1999, un horizonte cálcico es probable que se forme en pocos miles de años).

La disminución entre T2 y T1 en los valores medios y los índices de muchas de las propiedades analíticas (arcilla, retención de humedad) y morfológicas (textura total, consistencia en húmedo, rubificación y estructura) puede atribuirse a edafogénesis regresiva, como se ha discutido en capítulos y apartados previos. La erosión relativamente intensa que afecta al perfil más antiguo puede ser considerada en algunas circunstancias como un rasgo de edafogénesis regresiva en una cronosecuencia, y puede provocar una pérdida neta de componentes finos como limo y arcilla. El menor porcentaje de elementos finos en T1 explicaría el descenso en los valores de las propiedades e índices antes comentados. Sin embargo, dadas las pruebas de actividad tectónica de la terraza 1, la erosión en este perfil también puede atribuirse a una inconstancia en el factor formador relieve (topocronosecuencia), más que a un proceso regresivo intrínseco, o a la acción simultánea de ambos.

El estudio estadístico de las cronofunciones de los índices analíticos por propiedad (A.I) nos revela que muchas de ellas se ajustan al modelo cuadrático o polinómico de 2º orden (con el coeficiente de  $x^2$  negativo, o lo que es lo mismo, con forma de parábola invertida) de forma equivalente o superior al ajuste sobre modelos más sencillos, como el lineal o el logarítmico. El índice analítico de desarrollo de perfil (aPDI de Birkeland, 1984), que combina los anteriores, también puede interpretarse en este sentido. Esto nos indica que, en vez de un crecimiento paulatino (converja o no al estado estacionario) de la

variable dependiente (el índice) con el tiempo, la dinámica evolutiva probablemente implique una cierta regresión de la propiedad en suelos muy antiguos.

En el caso de los índices morfológicos por propiedad y los índices morfológicos de desarrollo de perfil (**mPDI de Harden, 1982, Fig.X.9; y Harden y Taylor, 1983, Fig.X.10, tabla X.6**) se ajustan mucho mejor a modelos logarítmicos y potenciales que a modelos cuadráticos, hecho puesto de manifiesto reiteradamente en la bibliografía (**Dorronsoro y Alonso, 1994; Schaetzl et al., 1994, etc**). Sin embargo, las cronofunciones de variables analíticas y morfológicas no tienen porque representar una contradicción ya que, como se ha comentado, las cronofunciones analíticas se ajustan también correctamente al modelo logarítmico. Además, no es de extrañar que las cronofunciones de variables morfológicas se ajusten a funciones linealizables ya que los índices morfológicos se calculan atribuyendo puntuaciones equivalentes a todas distancia entre categorías adyacentes, lo que induce a que los índices varíen de forma más o menos “proporcional”. Como se ha demostrado, es probable que la misma percepción del edafólogo al describir las propiedades morfológicas, por ejemplo, la consistencia o el color, esté lejos de esta “proporcionalidad”, siendo razonables algunos de los indicios que hemos obtenido en este sentido (por ejemplo, es razonable pensar que difiere mucho más un hue 2.5Y con otro 10YR, que uno de 10YR con otro de 7.5YR).

Todo lo anterior parece indicarnos que la dinámica de actuación de los procesos formadores y el resultado final de los mismos (la expresión de las propiedades e índices) es mucho más compleja que el modelo que implica un aumento con la edad, sea a tasa constante (aumento lineal) o a tasa decreciente (aumento logarítmico). Por tanto, es razonable pensar que, efectivamente, haya podido existir un cierto grado de evolución regresiva en nuestra cronosecuencia.



**XII. ULTRAMICROFÁBRICA DE LOS SUELOS  
DE LAS TERRAZAS DEL RÍO  
GUADALQUIVIR.**

El objetivo de este capítulo es extender el ámbito de estudio de los suelos de la cronosecuencia, ampliamente considerados en los capítulos anteriores en sus propiedades macromorfológicas, analíticas y compositivas, a la escala submicroscópica o ultramicroscópica, en la cual el microscopio electrónico de barrido (SEM) se constituye como herramienta básica. Además, en la presente Tesis, nos centraremos en la descripción tridimensional de la morfología del suelo, lo que implica el estudio de las distintas tipologías de fábrica submicroscópica o ultramicrofábrica, reservando para trabajos posteriores el estudio bidimensional y cuantitativo.

## **XII.1. Antecedentes Bibliográficos.**

Al nivel morfológico en el estudio de la organización del suelo, conviene separar (Bullock et al. 1985) la escala microscópica de la ultramicroscópica o submicroscópica. Hasta el desarrollo de los modernos microscopios electrónicos, solo se obtenían pruebas indirectas sobre la organización del suelo a resoluciones inferiores a la del microscopio petrográfico (transmisión de luz entre polarizadores cruzados). Distintos autores fijan la resolución real del microscopio óptico entre 5 y 15 micrómetros (Fedoroff 1987), según la técnica de preparación en lámina delgada, por lo que la estructura plásmica no puede resolverse convenientemente, menos aún a nivel tridimensional.

Sin embargo, como comentan Bullock et al. (1985), los métodos ópticos, además de cómo técnica fundamental y sistemática en el estudio micromorfológico del suelo, pueden ser utilizados provechosamente como etapa previa y en conexión con los electrónicos. Efectivamente, los distintas zonas de anisotropía, por ejemplo, nos indicarán distintas organizaciones tridimensionales del material plásmico, que posteriormente podrán seleccionarse para microscopía electrónica mediante la técnica del microdrilling (van Oort et al. 1994).

El refinamiento de los métodos de observación y el progresivo incremento en la resolución va parejo al desarrollo de los nuevos conceptos ultramicromorfológicos, pero no hay que olvidar que en la base de todos ellos se encuentran los estudios de fábrica y micromorfología óptica, como los comentados a continuación.

Brewer (1964), tomando como antecedente a Kubiena (1938), define estructura, fábrica, plasma, esqueleto y matriz. Para este autor, la estructura es el concepto más global de la morfología, pues es multiescalar y cuenta tanto con el aspecto geométrico, el tamaño y la forma de agregación. La fábrica es sólo un aspecto de la estructura relacionado con la colocación. El plasma se define, de manera genética e interpretativa, como todo constituyente capaz de ser movilizado entre el esqueleto. El plasma incluye material coloidal (fracción arcilla,  $< 2 \mu\text{m}$ , humus, formas libres de hierro y aluminio...) y limo fino ( $2 - 20 \mu\text{m}$ ) siempre situado por debajo de la resolución óptica.

Bullock et al. (1985) sustituyen el concepto de plasma/esqueleto por el del cociente c/f (material grueso/ material fino). Este se adaptará a las distintos suelos según convenga, siendo más versátil y menos interpretativo. El concepto de matriz queda sustituido por el de masa basal, donde nos encontramos tanto la fracción gruesa, superior al límite c/f, como a la fracción fina, denominada micromasa. La micromasa no es equivalente al plasma, pues dependiendo del límite c/f puede incluir no solo fases móviles, sino también limo grueso (20 – 50  $\mu\text{m}$ ) y arena (> 50  $\mu\text{m}$ ).

Para estos autores la fábrica es el concepto más global de la micromorfología, pues atañe a la organización total del suelo expresada por la disposición espacial de sus constituyentes sólidos, líquidos y gaseosos, forma, frecuencia y tamaño desde un punto de vista configuracional, funcional y genético. La estructura se refiere más al proceso de agregación, es decir, al tamaño, forma y organización de las partículas individuales y huecos en el material agregado y no agregado y al tamaño, forma y organización de los agregados presentes. Nosotros vamos a adoptar la definición de Bullock, ligeramente modificada para darle un matiz operativo, sustituyendo sólidos, líquidos y gases por sólido y hueco, manteniendo, vista la bibliografía consultada para el tema electrónico (Bohor y Huges 1971; Yong y Warketin 1975) los aspectos configuracionales, funcionales y genéticos, composicional y de las diversas propiedades o caracteres que puedan influir en la organización. La definición de fábrica ultramicroscópica quedaría así (Delgado Calvo-Flores, 1993):

“Organización total del suelo a escala ultramicroscópica, expresada por la situación espacial de sus constituyentes sólidos y huecos, su forma, su tamaño, su frecuencia; desde un punto de vista configuracional, funcional, genético, compositivo y de las diversas propiedades o caracteres que puedan influir en su organización.”

Aunque en el presente capítulo incidiremos casi exclusivamente en los aspectos morfológicos y descriptivos, siempre conviene tener presente la definición anterior y el

hecho de que el concepto de fábrica ultramicroscópica también incluye un aspecto analítico, compositivo y cuantitativo.

En este momento cabe decir que el concepto de microestructura y fábrica ha sido intensa y sistemáticamente tratado desde los campos científicos de la Sedimentología, la Geotecnia y la Mecánica de suelos. Desde un punto de vista genuinamente edafológico (y menos aún desde la Génesis de suelos), no se han realizado hasta la fecha estudios sistemáticos, sino más bien puntuales y con un escaso número de suelos, con finalidad de ilustrar otras problemáticas específicas. Por ejemplo, se ha aplicado en el estudio de la soil quality (Sánchez-Marañón et al. 2...), de la herencia de micas y génesis de suelos rojos mediterráneos (Martín-García et al. 1996, 1998), alteración de fragmentos gruesos (Martín-García et al. ) y suelos de jardines (Delgado et al. 2005).

Desde la perspectiva ingenieril, interesa interpretar las observaciones ultramicroscópicas para profundizar en el conocimiento de la resistencia de la masa del suelo a esfuerzos normales y tangenciales (cizalla), así como el comportamiento reológico (tixotrópico) del suelo. En algún caso, se han empleado avanzados métodos matemáticos de cuantificación de la fábrica del suelo (Altschaeffl et al 1991).

Yong y Warketin (1975), definen la estructura del suelo, considerado éste como roca finamente disgregada y no exactamente como suelo “edafológico”, como una propiedad que incluye la colocación de las partículas del suelo, porosidad y distribución de tamaño de poros, agentes cementantes e interacciones específicas desarrolladas entre partículas a través de fuerzas eléctricas asociadas. La Fábrica es un elemento de la estructura relacionado con la geometría, en el caso de suelos arcillosos. En caso de suelos granulares se hablaría de empaquetamiento. Por lo tanto, para Yong y Warketin (1975), al igual que para Brewer (1964), la fábrica sería un elemento de la estructura relacionado con la situación espacial.

Estos autores, igual que Warketin (1980), están especialmente interesados en la clasificación de las fábricas según varios criterios: 1) su jerarquización en órdenes de reconocimiento, 2) patrón general morfológico y/o genético (independiente del orden y nivel jerárquico), 3) Isotropía/Anisotropía y 4) porosidad.

Comenzando por la jerarquización, hay que decir que cada orden de reconocimiento se asocia a un nivel espacial (escala), a una técnica de estudio específica y a unos rasgos determinados. En un primer nivel de reconocimiento o de más detalle (con el microscopio electrónico), se deben detectar grupos identificables formados por partículas primarias de arcillas (placas, láminas o cristalitas de arcilla, unidades con coherencia cristalográfica), que constituirían, mediante su unión mediante diversos mecanismos, unidades de fábrica denominadas Dominios. La expresión a nivel macroscópico (observables a simple vista) implica la colocación de los peds, y, a nivel de microscopía óptica, la colocación de los Dominios en "Cluster" y Micropeds que también constituyen unidades de fábrica. Estos últimos niveles pueden observarse también con microscopía electrónica a menores aumentos.

Según Fedoroff (1987), la resolución real del microscopio óptico polarizante para lámina delgada es incluso menor de 0.2 micras (x500), estableciéndose en unas 5-10 micras. Si un dominio alcanza un grosor máximo de 10 micras (Fitzpatrick 1994), la observación de un segundo orden de reconocimiento, la colocación de las partículas dentro de los dominios, se puede realizar exclusivamente a nivel ultramicroscópico con TEM y SEM.

Otro criterio utilizado en la descripción de las fábricas es el patrón morfológico-genético, que debe entenderse como la interacción de las partículas entre sí mediante distintos tipos de fuerzas para generar distintos tipos morfológicos de fábrica, independientemente del orden y nivel de observación. Las partículas interactúan mediante mutuo contacto y mediante el agua adsorbida y de doble capa difusa, teniendo en cuenta los balances netos atracción- repulsión y la proporción y tamaño de partículas grandes. En el caso del suelo edafológico, debemos tener en muy presentes, además, como agentes de unión entre partículas los cementos (sales, óxidos, materia orgánica, arcilla fina...).

Según refieren Yong y Warkentin (1975), de acuerdo con Smart (1966), Barden y Sides (1971); se observan los siguientes tipos morfológicos-genéticos de fábricas en suelos: a) al azar o empaquetada, b) castillo de naipes, c) dispersa, e) orientada y e) Floculada.

En la **tabla XII.1.** se muestran distintas terminologías introducidas por algunos autores que han considerado la organización ultramicroscópica, concretamente el patrón morfológico-genético. Como se indica en la tabla y se ha comentado más arriba, el tratamiento del problema, tanto a nivel terminológico como conceptual, se relaciona en gran parte con la disciplina científica desde la que se aborda. Así, por ejemplo, los patrones que describe Van Olphen (1977), desde la perspectiva de la química de coloides, son más simples que los descritos por los ingenieros en suelos reales (por ejemplo, los de Grabowska-Olzewska et al., 1984, o Yong y Warketin, 1975)

Un aspecto interesante de la fábrica es la isotropía y anisotropía, que hace referencia al orden relativo entre unidades de fábrica a cualquier escala. Existen cuatro combinaciones orden/desorden entre los rasgos de primer orden (entre unidades de fábrica) y de segundo orden (dentro de las unidades de fábrica): a) isotropía total: las plaquetas de arcilla forman unidades de fábrica desordenadas, como por ejemplo, flóculos abiertos, y estos también se unen entre sí desordenadamente; b) isotropía de las unidades de fábrica, las plaquetas se unen formando dominios ordenados, pero estos se unen desordenadamente formando niveles superiores (Cluster, etc) sin orientación entre ellos; c) anisotropía total, toda la masa del suelo, incluyendo los niveles de Cluster y Dominios, se reordena, en función normalmente de alguna fuerza persistente y orientada (por ejemplo, fábricas sedimentarias por decantación) d) Anisotropía de las unidades de fábrica, sería el caso hipotético de que unidades de fábrica desordenadas, como los flóculos antes comentados, se uniesen siguiendo una dirección preferente, por ejemplo, formando cadenas.

La porosidad así mismo es importante para definir la fábrica. Los poros pueden estar dentro de las unidades de fábrica (intraporos) y entre las unidades de fábrica (interporos). La porosidad se clasifica en base a su morfología en el microscopio óptico o electrónico (tamaño, forma, etc), pero, dada su enorme trascendencia en relación a otras propiedades del suelo, también se estudia mediante técnicas accesorias como potenciales de retención de agua.







En Sedimentología se recoge la amplia experiencia previa de los Ingenieros y se aplica al estudio de los procesos de litificación y diagénesis de sedimentos sueltos y formación de rocas sedimentarias. Como los ingenieros muchas veces están interesados en materiales más bien de tipo geológico como regolitas o sedimentos frescos, coinciden en gran medida con los sedimentólogos en el estudio de la fábrica. Así, Bennett et al. (1991) aplican el mismo concepto ingenieril: fábrica se refiere a la orientación y ordenamiento de partículas sólidas y microestructura incluye además el estudio de las interacciones físico-químicas entre las partículas. Para este autor, la microestructura es una propiedad fundamental que determina largamente las características físicas (porosidad, permeabilidad) y mecánicas de los sedimentos sometidos a stress.

Es interesante conocer y modelizar los mecanismos y regímenes de energía predominantes en la evolución de la microfábrica, y las escalas espaciales y temporales en las que opera cada proceso. También repasa los primeros modelos de microfábrica (Terzaghi 1925, Casagrande 1932, Lambe 1953) donde, debido a la baja resolución de los métodos, se establecía la plaqueta individual de arcilla como unidad fundamental. Actualmente se demuestra por observación directa con el microscopio electrónico (Yong y Sheeran 1973, Collins y McGraw 1974) que los modelos iniciales de plaqueta simple no son enteramente sostenibles y se establece, como se comentó, el Dominio como la partícula fundamental. El Dominio es una partícula compuesta de placas simples paralelas o casi, apiladas como las hojas de un libro (Aylmore y Quirk 1960). A un nivel jerárquico inmediatamente superior al dominio se define el cluster, grupo o flóculo (Warketin 1980). El Dominio tiene elevada integridad estructural y se comporta funcionalmente como partícula unidad durante un periodo de tiempo finito en un régimen de estrés determinado.

Bennett (1976) describe además otros tipos de agregados y cadenas de partículas en sedimentos basándose fundamentalmente en el TEM.

A similares conclusiones llega Smart (1966) , si bien mediante el estudio del SEM de suelos de textura fina y muestras no disturbadas. Clasifica las estructuras en abiertas, densas y fuertemente empaquetadas.

Dentro de las fábricas abiertas o muy porosas se encuentran algunas con aspecto lamelar, como la fábrica (F) en castillo de libros o la fábrica (H) floculenta (con mayor

predominio de uniones cara-borde). en ambos casos, plaquetas y dominios se unen de manera escalonada. Se resalta la importancia de los agentes cementantes en la estabilización de las fábricas.

Los dominios y flóculos (cluster) también se pueden unir mediante cadenas dando estructuras características.

En las estructuras densas, donde se reduce drásticamente el porcentaje de huecos, las partículas de arcilla se agrupan siempre en Dominios, que pueden tener distintas morfologías y grados de union entre ellos. Tenemos fábricas turboestráticas, grandes dominios apilados, a veces curvados, con pocos poros grandes y fábricas de dominios discretos, demasiado pequeños para que se curven, de límites bien definidos. Puntualiza que los dominios pueden conseguirse a partir de láminas de arcilla individuales (dominios apilados) o a partir de redes cristalinas imperfectas y continuas (dominios intercrecidos). Dominios apilados aparecen en algunos cútanos. Los intercrecidos en cútanos y en el interior de algunos peds.

Cita este autor estructuras al azar fuertemente empaquetadas, más densas que las de castillo de naipes o libros. Todas estas se extinguirán entre polarizadores cruzados (isotrópicas).

Durante la sedimentación, Bennett et al. (1991) reconocen procesos de naturaleza fisicoquímica, bioorgánica y de enterramiento-diagenéticos, responsables de la microestructura. Dentro de los procesos fisicoquímicos se distinguen mecanismos de unión electroquímica tales como atracciones electrostáticas y de van der Waals o repulsiones de Born. El predominio de unas u otras depende del tipo de partícula, del medio fluido y los iones en solución.

Guillot (1987) y van Olphen (1977) proponen diversos modelos de asociación basados en los tres tipos de uniones posibles entre partículas planas (como los filosilicatos): cara-cara, cara-borde y borde-borde. El problema se debe a la existencia de densidades de carga diferentes en caras y bordes, que incluso pueden suponer la existencia de dos dobles capas difusas distintas. La cuestión se torna muy compleja, pues depende del balance interparticular de fuerzas atractivas y repulsivas y de los iones del medio. Así, se

crea que en agua dulce predominan las fuerzas repulsivas y se obtienen empaquetamientos cara-cara y fábricas floculadas abiertas y en castillo de libros. Con un contenido mayor de electrolitos predominan las fuerzas atractivas y las uniones cara-borde o borde-borde en fábricas floculentas abiertas en castillo de naipes ( plaquetas simples). Citando a otros autores ingenieriles como Grabowska-Olszewska et al. (1984), Guillot (1987) simplifica la cuestión aludiendo a tres tipos de enlaces entre partículas según su fortaleza: 1) coagulación, enlace débil sólo de agua, 2) Fase, enlace fuerte por contacto neto y 3) Transicional, intermedio entre ambos.

Tras una etapa inicial de asociación cara-borde y en el caso de no existir agentes cementantes, las partículas sufren una rotación y se reorganizan cara-cara, variando la naturaleza del enlace y incrementando su estabilidad. Para Guillot (1987) la fábrica primaria se genera durante la deposición, con el predominio de mecanismos electroquímicos y coloidales cuando las partículas son finas. La composición de los fluidos determina el estado de floculación. la fábrica secundaria se desarrolla posteriormente en respuesta a los esfuerzos de consolidación (compactación) y cizalla y crecimientos cristalinos ( procesos de enterramiento-diagénesis). O'Brien (1971) señala los mismos mecanismos en la formación de las fábricas constituidas por flóculos de illita y caolinita.

Se describen también mecanismos térmicos y fábricas características asociadas al movimiento browniano, agregaciones inestables de partículas grandes que sedimentan de forma horizontal y las pequeñas las unen como flóculos, a la presencia de hielo (Bennet et al. 1991, van Olphen 1977) y a las microturbulencias creadas por convección.

Los procesos de naturaleza bioorgánica implican varios mecanismos asociados a la actividad de organismos vivos (biomecánicos) y materia orgánica (biofísicos y bioquímicos). La actividad de organismos que habitan los sedimentos provoca alteración de la fábrica previa (bioturbación), por ejemplo, resuspendiendo las plaquetas de arcilla y desorganizando los dominios, o mezclando la arcilla con el esqueleto. En todo caso la acción biológica provoca fábricas isotrópicas. Los mecanismos biofísicos consisten en la interacción de la arcilla, previamente bioturbada, con la materia orgánica. El establecimiento de estas asociaciones (bioagregados), a modo de cemento, impide la reorganización de la fábrica primaria. Esto puede provocar incluso, una disminución de la orientación y la fisibilidad de pizarras con alto contenido de materia orgánica. Los pellets

son otra categoría de bioagregados, si bien mucho más densos. Los mecanismos bioquímicos son los provocados por la cristalización bioquímica de ciertos minerales como la pirita, la formación de burbujas de gas por bacterias ...

Como exponen Faas y O'brien (1991), en sedimentología esencialmente se trata de conocer qué fábricas se producen en los ambientes sedimentarios modernos, los procesos y mecanismos implicados y si los rasgos hallados en rocas arcillosas pueden ser utilizados en la reconstrucción de ambientes sedimentarios antiguos. También, y como aplicación que conecta con el punto de vista ingenieril, se preguntan si la fábrica de una roca arcillosa puede explicar las propiedades de esa roca.

Sin embargo, las conclusiones alcanzadas por los Sedimentólogos son poco útiles para la genética de suelos, ya que, como es obvio, el ambiente y los regímenes de energía existentes en la cuenca sedimentaria son completamente distintos de los edáficos. Así, en un mismo suelo varía mucho estacionalmente el contenido de agua, la concentración de electrolitos, las condiciones de pH y Eh..., además de no estar sometido a enormes presiones y temperaturas como los sedimentos profundos.

A estos efectos, se considera importante el proceso de preparación para la muestra sedimentaria, de manera que no se vea sometida a variación en el contenido de humedad que produzca artefactos experimentales (macro y microfracturas ...). Para observación de ultramicrofábrica de sedimentos es fundamental la aplicación de la técnica de secado al punto crítico ( Baerwaldt et al 1991), o criotécnicas con liofilización aplicada (Gu y Donner, 1996) si bien, como reconocen Collins (1983) o Guillot (1969), puede no ser decisiva en suelos. Lo importante sería comparar la fábrica tras secado al aire y tras secado al punto crítico.

Sergeyeb et al. (1980), reconocen cinco tipos de fábricas relacionadas con rocas sedimentarias arcillosas: panal de abejas, esqueletica, matriz, laminar y turbulenta; y tres relacionadas con arcillas eluviales e hidrotermales. Para este autor, la fábrica es también una de las propiedades más importantes de las rocas, que determinan en gran medida sus características. El motivo de que no se hayan comenzado a estudiar hasta tiempos recientes es la alta magnificación necesaria para su estudio, sólo conseguida con los microscopios electrónicos.

Las fábricas laminar y turbulenta serían de patrón morfológico-genético postgenético y fuertemente orientadas. La fuerza que, tras la sedimentación, produciría la orientación es la presión. La turbulenta se distingue principalmente de la laminar por la presencia de granos de esqueleto que provocan zonas puntuales desordenadas.

Las fábricas en panal de abejas y matriz son de origen singenético. Ambas son isotrópicas, si bien el empaquetamiento es mayor en la matriz, a la vez que se puede producir un ligero aumento de la anisotropía.

Las fábricas en esponja y en dominios pueden ser de tipo eluvial. La primera constituye un fino reticulado celular que, aunque parte de una cierta orientación en el plano horizontal, tiende a la isotropía total. Los dominios, estos autores los restringen a las estructuras apiladas bien visibles formadas por caolinitas en suelos evolucionados.

La fábrica pseudoglobular está formada por agregados esferoidales o globulosos y se ha detectado exclusivamente en esmectitas de tipo hidrotermal.

Pedrò (1992) y Tessier (1984) realizan un exhaustivo repaso de varios aspectos sobre la organización de las arcillas desde un punto de vista más edáfico, pero no desde un modo sistemático y menos aún enfocado a la génesis de suelos como veníamos demostrando. Según Pedrò, la comprensión de las arcillas en suelos debe realizarse en dos fases: *ex situ*, sobre los minerales arcillosos y sus propiedades tras la extracción, e *in situ*, sobre estructuras no disturbadas e hidratadas.

En la primera fase, se propone la extracción de la fracción menor de 2 micras, que posteriormente, puede someterse a deshidratación o a estudios sobre los aspectos coloidales (floculación-dispersión) en suspensiones acuosas de distintas características fisicoquímicas. La fracción arcillosa desecada, puede ser utilizada para la caracterización cristalquímica de las especies presentes.

En la comprensión de las características cristalquímicas de las arcillas filosilicatadas utilizamos la difracción de rayos X ya sea en forma de polvo anhidro (calentamiento a 300-500° C), poco hidratado (secado al aire) o tratado con diversos compuestos orgánicos (polialcoholes). Se nos mostrarán los tipos de unidades estructurales (láminas más interláminas) y los modos de apilamiento (orden local) de estas unidades, en

fases puras o interestratificadas, en el seno del mismo cristalito elemental. Es de sumo interés caracterizar la talla (extensión lateral y grosor), forma, y grado de flexibilidad y rigidez de los cristalitos elementales, parámetros de gran importancia a la hora de determinar el modo de unión de los cristalitos individuales en edificios policristalinos.

La segunda fase supone el estudio *in situ*. En esta fase, tanto Tessier (1984) como Pedrò (1992) señalan al microscopio electrónico como la técnica fundamental.

Factores decisivos para comprender los tipos de ensamblajes de los constituyentes a los distintos niveles y escalas son: el estado de hidratación de las muestras y la naturaleza mineralógica de las arcillas presentes.

Las especies más comunes en suelos pueden ser divididas en dos grupos: 1) aquellas como caolinita, micas o vermiculitas, cuyos cristalitos elementales se comportan como plaquetas rígidas, de dimensiones determinadas y límites netos y 2) esmectitas. Las plaquetas rígidas forman ensamblajes discontinuos tipo castillo de naipes, con superficies de contacto muy limitadas y de débil estabilidad. En este caso el problema consiste en identificar la unidad elemental (o partícula elemental) base de la estructura. La partícula elemental puede ser monocristalina, lo que coincidiría con el cristalito elemental estudiado en la primera fase. Este es el caso de las caolinitas, micas o vermiculitas. Pedrò (1992) cree clarificador considerar los siguientes niveles de estructura: a) Primario, caracterizado por la estructura atómica de la unidad lámina-interlámina, b) Secundario, sería el cristalito individual, c) Terciario, formado, por ejemplo, por los microdominios, d) Cuaternario, agregación de unidades elementales (cristalitos y microdominios) en ensamblajes tipo castillo de naipes. Este sería el nivel de la Ultramicrofábrica que vamos a estudiar y el único accesible al microscopio electrónico de barrido (SEM).

Las esmectitas, debido a sus características atómicas y baja carga superficial, dan otro tipo de ensamblaje distinto. la noción de partícula elemental discreta no existe. La condensación conduce a ensamblajes cara-cara laxos en redes continuas, una especie de polímero a base de películas hidratadas muy flexibles. Los cristalitos iniciales son muy pequeños, del orden de Å, pero dependiendo del potencial hídrico, la carga del cristal y la fuerza iónica puede dar partículas mayores:

-Tactoides: formados por un pequeño número de láminas (8), pero con interláminas acuosas muy espaciadas ( 8.5 nm) y poca extensión lateral. Son extremadamente flexibles.

-Quasicristales: Unidades mucho más gruesas, con mayor número de láminas (55) y extensión lateral del orden de micras. Las interláminas son menos acuosas, con películas de hidratación monomoleculares (2-3 nm)

La tendencia general, una vez puestas a punto las diversas técnicas preparativas, consiste en emprender una aproximación semicuantitativa o cuantitativa que complete y hasta contraste las distintas descripciones semánticas de la estructura, utilizando muchas veces técnicas y conceptos de reciente introducción en las ciencias del suelo.

Por último, cabría hacer algunas consideraciones sobre el uso habitual que se hace, según nuestro punto de vista, de los conceptos fábrica y estructura en las disciplinas de las Ciencias del Suelo, aparte de en micromorfología. El concepto morfológico que más se emplea es el de estructura, aunque, como apunta Fitzpatrick (1993), probablemente se deba a una traducción errónea del término original. Por la bibliografía consultada, parece ser que el concepto de fábrica, al menos en los últimos años, queda restringido al de colocación espacial de los sólidos y huecos (Fiès y Bruand, 1998; Attou et al. 1998) y, en la mayoría de trabajos, se distingue entre la fábrica y los agentes y características del proceso de agregación que conduce a la formación de la misma. Por tanto, los conceptos de fábrica y de estructura que actualmente se emplean en las Ciencias del Suelo parecen coincidir más con los de Brewer (1964), que consideraba la estructura como el concepto más global de la morfología, que con los de Bullock et al. (1985).

En la **Tablas X.1.**, citada con anterioridad, recogíamos los conceptos más usuales del estudio de la fábrica, según las interpretaciones que consideramos más próximas a la que se hace en el presente capítulo. En la **Tabla X.2** establecemos la correspondencia entre los términos y conceptos descriptivos de la fábrica empleados por autores que se han concentrado en estudiar el suelo, aunque sea desde el punto de vista geotécnico o de sedimentos recientes.

**TablaXII.2.** Correspondencias aproximadas en los conceptos de tipo de fábrica según varios autores

AUTOR			
SERGEYEB et al.(1980) <sup>1</sup>	VAN OLPHEN (1977)	YONG-WARKETIN (1975)	SMART (1966)
	Desagregada-Desfloculada	Dispersa con isotropía total	
	Desagregada-Floculada	Castillo de naipes con isotropía total	Abierta en Castillo de naipes
Espanja,	Desagregada-Floculada	Fábrica tendente a isotropía total	Abierta floculenta
Panal de Abejas, Matriz, Pseudoglobular	Agregada-Floculada	Floculada con isotropía entre unidades de fábrica	Densa con dominios intercrecidos escalonados o en cadenas
Dominios	Agregada-Floculada	Floculada con isotropía entre unidades de fábrica	Densa con dominios apilados escalonados
Laminar, Turbulenta	Agregada-Floculada	Orientada con anisotropía total	Densa con dominios intercrecidos
Esquelética		Azar de empaquetamiento isotrópica	

La estructura del suelo, desde un punto de vista plenamente edafológico, se define como “el tamaño, la forma y el ordenamiento de sólidos y huecos, la continuidad de los poros, la capacidad para retener y transmitir fluidos y sustancias orgánicas e inorgánica, y la habilidad para soportar un crecimiento y desarrollo vigoroso de las raíces” (Bronick et al. 2004). El concepto presenta ciertas similitudes con el concepto de fábrica ultramicroscópica que empleamos en este trabajo. A continuación citaremos algunas de ellas.

La estructura presenta un aspecto funcional, igual que la ultramicrofábrica. Estos aspectos son “la continuidad de poros, capacidad para retener y transmitir fluidos y sustancias disueltas o en suspensión, y la habilidad para soportar crecimiento vegetal”; aspectos que se estudian mediante diversas técnicas:

- La continuidad del sistema de poros y la capacidad para retener y transmitir fluidos se estudian por porosimetría de intrusión de mercurio (Bartoli et al, 1999).

- La relación entre las raíces y el interior de los agregados y microagregados (accesibilidad) se estudian mediante técnicas de microdensitometría de agregados (Smucker, 2002).

La caracterización del tamaño y la forma de sólidos (partículas y agregados) y huecos (poros) constituiría el aspecto configuracional de la estructura. Las técnicas que se emplean en la caracterización configuracional de la estructura son las siguientes:

- Técnicas basadas en la descripción de rasgos morfológicos en el campo (macromorfología).
- Técnicas basadas en el análisis de imagen, desarrolladas casi exclusivamente a partir de secciones de suelo en lámina delgada, sea mediante el microscopio óptico (Bullock and Thomasson, 1979; Fitzpatrick, 1994) o, más recientemente, el SEM en modo de electrones retrodispersados (BSE) (Fiès y Bruand 1990, 1998).
- Técnicas que miden la distribución de tamaños y la conectividad de los poros como el picnómetro de gas, la porosimetría de mercurio, métodos basados en la humedad... (Lawrence, 1977)
- Procedimientos basados en la ruptura parcial de las unidades estructurales por dispersión o fragmentación y evaluación de la distribución de tamaños de los fragmentos resultantes (Six et al. 2000). Se parte del postulado de que, mientras menor sea el tamaño de un agregado, mayor es su estabilidad estructural y mayor la energía de ruptura del mismo, hasta llegar a las partículas primarias del suelo (arenas, limos y arcillas). El concepto de jerarquización de agregados (Oades et al. 1991, Dexter, 1988) se basa principalmente en los estudios de estabilidad estructural, suponiéndose que los mecanismos que unen los agregados de distintos niveles jerárquicos son distintos, progresivamente más lábiles cuanto mayor sea el nivel jerárquico (así, la fuerza que hay que aplicar para fragmentar un cluster es mucho mayor que la que hay que aplicar para romper un macroagregado).

Sin embargo, el concepto de estructura, recogiendo los aspectos arriba citados, difiere del de fábrica ultramicroscópica que nosotros empleamos en el presente trabajo en los siguientes puntos:

- 1) El concepto de ultramicrofábrica se basa principalmente en el estudio de la organización del suelo mediante microscopía electrónica de barrido (SEM), mientras que, como hemos visto, la estructura se estudia mediante técnicas muy diversas, entre ellas, de forma especialmente significativa, la estabilidad estructural. Ocasionalmente se emplea el SEM, pero no como instrumento básico, sino a modo ilustrativo.
- 2) Aunque reconocemos los mismos niveles jerárquicos de los agregados, los rangos de tamaños son distintos. Nuestra definición ha de ser operativa con el SEM, y fundamentarse en la magnificación proporcionada por el mismo a las distintas escalas de la descripción, por lo que es lógico que no coincida plenamente con los estudios basados en la estabilidad estructural. Así, por ejemplo, en el modelo idealizado de Tisdall y Oades (1991), el carbono orgánico del suelo sería el principal agente responsable de la estabilidad estructural y de la existencia de los distintos niveles jerárquicos de agregados. Sin embargo, como reconocen otros autores, en horizontes con bajo contenido de carbono orgánico o bajo climas mediterráneos (Bronick et al. 2004), pueden ser los cationes o la dinámica del carbonato cálcico los responsables de la agregación en todos los niveles jerárquicos, lo que probablemente altere no solo la dinámica de la agregación, sino el aspecto ultramicromorfológico del suelo.
- 3) Se hace especial énfasis en el aspecto funcional de la estructura, bastante menos al aspecto configuracional y muy poco al genético, mediante el que se liga la estructura a los procesos edafogenéticos. Este último, nos interesa especialmente en esta memoria.
- 4) La ultramicrofábrica presenta un carácter primordialmente espacial y ha de ser estudiada necesariamente a distintas escalas espaciales.

Que nosotros conozcamos, a día de hoy, no se ha emprendido de manera extensa y sistemática la caracterización de la estructura del suelo técnicas ultramicroscópicas, considerado este plenamente desde el punto de vista edafológico, es decir, teniendo en cuenta la diferencia fundamental entre los agentes responsables de la formación de la misma (especialmente de su patrón morfológico-genético) y de los que actúan en medios sedimentario, sedimentos más o menos consolidados y suelos ingenieriles.

## **XII.2 Sistema de Descripción de Ultramicrofábrica.**

En la descripción morfológica tridimensional de la ultramicrofábrica interesa comprender el tamaño, la forma y la relación espacial tridimensional de las “Unidades de Fábrica” entre sí y con otros elementos de fábrica (poros, esqueleto y cementos), en un estudio secuencial a escala descendente que incluye el empleo de las siguientes técnicas de observación tridimensional en el orden expuesto: simple vista, lupa binocular y, esencialmente, el microscopio electrónico de barrido (SEM).

Las “Unidades de Fábrica” son los elementos mínimos que son capaces de reconocerse individualmente y que se ordenan tridimensionalmente de modo relativamente repetitivo y constante siguiendo un determinado patrón morfológico-genético. Las unidades de fábrica consideradas en cada paso dependen de la escala y están marcadas por el límite de resolución de la técnica empleada.

Nuestro objetivo al efectuar la descripción de la fábrica ultramicroscópica es establecer los patrones morfológicos-genéticos que resuman todos los aspectos descriptivos enunciados. Aunque basamos nuestro sistema en términos empleados por diversos autores (como ejemplo de ello, los mencionados en las **tablas XII.1.** y **XII.2.**), pretendemos realizar una síntesis conceptual que se adapte con precisión al estudio genético del suelo.

En el esquema que se expone a continuación se han considerado todo un conjunto de elementos y caracteres que podrán ser descritos total o parcialmente dependiendo de las circunstancias, y se fundamenta en los siguientes puntos de partida:

1) El empleo básico del microscopio electrónico de barrido (SEM) en la descripción tridimensional. Se ayuda en la descripción, sin embargo, con la lupa binocular y las observaciones a simple vista.

2) Conceptos de Total, Zona y Tipo de fábrica ultramicroscópica. El uso de Zona y Total de fábrica, aún siendo caracteres conceptuales, son muy útiles para establecer el Tipo.

El Total de Fábrica es un término que se aplica al total del suelo considerado éste como homogéneo a nivel macroscópico: pedón, paisaje... No tiene pues entidad

estrictamente real, al considerarse con posibilidades infinitas (con todas estas limitaciones se aplicará a su nivel conceptual al trabajar con la fábrica del suelo de todas y cada una de las terrazas).

La Zona de Fábrica es la ultramicrofábrica de sectores del suelo que se muestran como homogéneos tridimensionalmente a mayores aumentos que el Total de Fábrica, a la escala usual de estudio del microscopio óptico, (5x hasta 100-1000x). Puede estar compuesta de Tipos muy diversos o puede ser homogénea, luego este carácter puede ser tanto conceptual como real. De la Zona interesa comprender la extensión, la situación en los peds y micropeds (interior o superficial), relación espacial y límites con otras zonas, rasgos característicos (por ejemplo, rugosidad, porosidad, compacidad) etc...

Finalmente, el conocimiento de la fábrica ultramicroscópica del suelo viene establecido de forma precisa por el Tipo. Este es una entidad real, homogénea a la escala del SEM a todos los aumentos (hasta 10000x). Son ya microfábricas reales, localizadas como tales en lugares concretos.

3) Estudio secuencial a escala descendente de las unidades de fábrica. Es básico en la descripción de la ultramicrofábrica, como estamos viendo. Debemos comenzar nuestro estudio a simple vista (1x) y con lupa binocular (10-100x), eligiendo los agregados representativos del horizonte estudiado, describiendo sus caracteres, y montándolos en la orientación más adecuada para el estudio con SEM (10-100x hasta 10000x). Si hacemos esto correctamente, podremos realizar una descripción completa y correcta de las Zonas y los Tipos, infiriendo de ellos el Total de fábrica.

En base a estos planteamientos generales, se ha establecido un sistema de descripción de la fábrica ultramicroscópica que incluye los siguientes elementos (**tabla X.3**): Unidades de Fábrica, en los que se pretende caracterizar las características más relevantes de las mismas a las todas las escalas de trabajo, empleando todos los instrumentos y métodos de trabajo arriba citados; la porosidad, el esqueleto, las cementaciones y, en último lugar, el patrón morfológico-genético. A continuación comentaremos cada uno de ellos:

A) Descripción a escala descendente de las **unidades de fábrica (tabla XIII.3)**.

A1) PEDS y MICROPEDS Son las unidades de fábrica a escala de la vista humana (1x), de la lupa binocular (10-100x) o cuando empleamos el SEM a bajos aumentos (hasta 50x o 100x). Los atributos más interesantes en la descripción de los mismos son los siguientes:

- Jerarquización

- Tamaño. Existen muchas formas de expresar el tamaño de agregados y partículas del suelo. Se suele emplear el diámetro Feret. Este parámetro sería equivalente a la clase de las clasificaciones morfológicas (**Soil Survey Manual, 1975**)

- Forma. Correspondería a los tradicionalmente empleados, como granular, bloques angulares...

- Parámetros morfoscópicos. Los más importantes son el redondeamiento y la esfericidad, según se describen, por ejemplo en Brewer (1964) o Powers (1953).

- Concordancia y Completitud. Estos conceptos se emplean tal y como los define Fitzpatrick (1993). La concordancia de unidades de fábrica hace referencia a la relación mutua entre las caras o superficies que limitan peds o micropeds adyacentes. Si existe elevada concordancia, estas encajan perfectamente al juntarse las unidades. La completitud nos indica el grado de individualización de los peds y micropeds, de manera que si la fábrica es altamente completa, estos se hallan separados de sus vecinos nítidamente mediante un espacio poroso claramente visible y continuo.

-Presencia de Rasgos Superficiales destacables: relación con raíces, recubrimientos, rasgos actividad biológica, poros...





A2) CLUSTERS. Son las unidades de fábrica más frecuentes cuando trabajamos con el SEM entre la escala anterior y hasta 6000 aumentos, aunque no todos los suelos alcanzan este rango de organización. De ellos interesa destacar las siguientes propiedades:

- Nivel de Jerarquización: Los Clusters primarios suelen pueden disponerse formando varios niveles superiores, lo que puede ser muy informativo del grado de evolución del Tipo de fábrica y de los procesos y agentes que han configurado el mismo. Si no se reconoce ningún nivel de cluster, se habla de un suelo desagregado o masivo a esta escala de estudio.
- Tamaño. Interesa el tamaño modal (el más frecuente) más que el tamaño medio, ya que la estimación es cualitativa más que cuantitativa.
- Forma. Aspecto general, es decir, si son alargados, equidimensionales, discoidales, esferoidales, angulosos, poliédricos, prismáticos, laminares...
- Orientación relativa. Entre sí, los cluster pueden estar muy orientados o desorientados. Esta característica, aunque lógicamente condiciona el orden o desorden general de la Fábrica, es propia de esta escala de reconocimiento.
- Grado de empaquetamiento: Esta característica está relacionada, a esta escala de organización, con la presencia de cementos, recubrimientos de arcilla fina, porosidad..., pero también alude al patrón morfológico-genético, que muchas veces distingue fábricas densamente empaquetadas de otras abiertas (Smart, 1966).

A3) DOMINIOS. Son las unidades de fábrica básica de menor tamaño que podemos resolver con el SEM, trabajando desde las magnificaciones de estudio de clusters hasta el máximo operativo de 10000x. Aunque no siempre se presenten (se describen algunos patrones morfológico-genéticos, principalmente en medios sedimentarios, no configurados en dominios, Smart, 1966), son, con mucho, el tipo de unidad de fábrica más frecuente a esta escala. De ellos interesa destacar las siguientes propiedades, aunque hay que precisar que muchas veces la descripción inequívoca de alguno de los puntos queda por debajo de los límites de resolución del SEM y no es posible realizarla.

- Grado de agregación. La agregación de las partículas de arcilla para formar dominios se produce por reordenamientos, floculación y cementación (Duiker et al. 2003). Al iniciar el estudio de la fábrica a esta escala, pues, deberíamos describir el grado en que las placas de arcilla se disponen formando dominios. Tendríamos desde fábricas dispersas hasta fábricas muy agregadas.
  
- Tamaño. Hace referencia al tamaño modal de los dominios. El tamaño de estos varía en el suelo dependiendo del tipo de arcilla y el estado de humedad del suelo, pudiendo oscilar entre unos pocos y varias decenas de  $\mu\text{m}$ .
  
- Relación de dimensiones. Dado que los dominios son unidades constituidas por placas o cristalitos de arcilla, sus dimensiones se refieren normalmente a los ejes cristalográficos de los filosilicatos. Así, la dimensión  $x$  (horizontal) del Dominio suele ser la superficie basal de las arcillas (plano  $ab$ ), mientras que la dimensión  $y$  (vertical) suele corresponder al eje  $c$ . La bibliografía consultada (Pedró, 1992; Tessier, 1984) suele hablar de: 1) Dominios s.s, cuando  $x > y$ , relación que suele darse en muestras ricas en micas e illitas; 2) Paquetes, cuando  $y > x$ , lo que es muy característico de las muestras donde predomina la caolinita; y 3) Tactoides y Quasicristales, cuando  $x \gg y$ . Estos últimos se describen en muestras con mucha esmectita, y presentan la característica de ser menos rígidos que los otros, pudiendo presentar aspecto curvo u ondulado.
  
- Forma. Aunque la relación entre la dimensión basal y el espesor de un domino condicione obviamente su forma, es necesario completar la descripción precisando si los Dominios presentan un aspecto equidimensional, prismático, columnar, filiforme, discoidal, en forma de cadena...
  
- Relación entre límites de láminas dentro de los Dominios (Smart, 1966): cuando al examinar el dominio se pueden distinguir con cierta claridad las láminas de arcilla individuales que lo componen se dice que se este se ha constituido por Apilamiento. Si más bien se trata de redes cristalinas imperfectas, de límites difusos, se describe como dominio Intercrecido.

- Desorden en la colocación de las láminas dentro de los dominios (Tessier, 1983): Si las láminas se colocan unas con respecto a otras de forma tridimensionalmente coherente, sin desplazamientos entre posiciones equivalentes, se dice que el dominio está ordenado. Si el contacto entre las láminas no es perfectamente coherente, pero el desplazamiento de una lámina sobre las otras se da en una sola dimensión del plano basal se habla de dominios translacionales. Si, por último, el desplazamiento se produce en las dos direcciones del plano basal de forma aleatoria, se habla de dominios turboestráticos.
- Tipo de unión de láminas (Guillot, 1987; Van Olphen, 1977). Las placas de arcilla y los propios Dominios entre sí se pueden unir por estrecho contacto entre las superficies basales (unión cara-cara), por los laterales (borde-borde) y basal-lateral (cara-borde) y, simultáneamente, por dos o más tipos (mixto).
- Mecanismo de unión de láminas (Grabowska-Olszewska et al. 1984, Guillot 1977, Duiker 2003): las láminas pueden unirse débilmente mediante el contacto de la capa de agua de hidratación, (de mayor o menor espesor), mediante fuerzas electrostáticas muy intensas por contacto neto, y mediante agentes tales como ligandos orgánicos (polisacáridos, moléculas húmicas), inorgánicos (oxihidróxidos, fosfatos, carbonatos) y cationes polivalentes ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ...). Estos agentes, en determinadas circunstancias, pueden llegar a cementar fuertemente la fábrica.

B) Descripción de la **Porosidad** (tabla XII.3). La porosidad es reconocida por la mayoría de los autores que estudian la fábrica como una propiedad sumamente importante (Yong y Warkentin, 1975, Fiès y Bruand, 1998). El sistema poroso del suelo, debido a su influencia en muchas propiedades, se clasifica atendiendo a varios criterios como el hidráulico y el biológico, aunque nosotros vamos a clasificarlo por la morfología. Los poros se ordenan principalmente por las siguientes características:

- Tamaño: se mide en el microscopio el tamaño modal (más frecuente). Además, se puede emplear, levemente modificada, la clasificación morfológica de Brewer (1964). De mayor a menor tamaño se establecerían las siguientes clases: Macroporos ( $> 100 \mu\text{m}$ ) y Mesoporos ( $100 - 30 \mu\text{m}$ ). Ambas clases se consideran

**Tabla XII.3. (Continuación).** Caracteres descriptivos de los elementos de ultramicrofábrica empleados en el Sistema de Descripción.

Elemento de Ultramicrofábrica	característica	Algunas modalidades
<b>Porosidad</b>	Tamaño	1) macroporosidad (>100 $\mu\text{m}$ ) 2) mesoporosidad (entre 100 y 30 $\mu\text{m}$ ) 3) microporosidad (entre 30 y 5 $\mu\text{m}$ ) 4) ultramicroporosidad (entre 5 y 0.1 $\mu\text{m}$ ) 5) criptoporosidad (< 0.1 $\mu\text{m}$ )
	Orientación	1) muy orientada 2) orientada 3) poco orientada 4) desorientada
	Forma	1) planar 2) tubular 3) isométrica
	Abundancia	1) Fábricas abiertas (abundantes o muy abundantes) 3) Fábrica densa (escasa) 4) Fábrica muy empaquetada (muy escasa)
	Tipo	1) fisura 2) empaquetamiento intergranular 3) canales y cámaras 4) vesículas 5) otras

poros drenables, es decir, que retienen el agua a potenciales menores que la gravedad (-33 Kpa) y poros accesibles por las raíces. Microporos (30 – 5  $\mu\text{m}$ ) y Ultramicroporos (5 – 0.1  $\mu\text{m}$ ), serían, morfológicamente hablando, poros detectados a la escala de clusters y dominios. Hidráulicamente son los poros de reserva y almacenamiento de agua, biológicamente, el hábitats de hongos, bacterias, nematodos y pelos radiculares. Por último, los criptoporos (< 0.1  $\mu\text{m}$ ) serían los poros intradominios que existen entre las placas de arcilla individuales.

- Forma

- Abundancia. La porosidad nos va a definir fábricas abiertas, cuando es abundante, densas, si es escasa o fuertemente empaquetadas cuando es muy escasa (Smart, 1975).

- Tipo. El tipo de poro viene dado tanto por la forma como por la conectividad, la orientación y la situación con respecto a las unidades de fábrica (por ejemplo, intrapedes o interclusters). Además, es un atributo que puede indicarnos la génesis del sistema poroso. 1) Fisuras: son poros planares y conectados debidos a procesos inorgánicos como hielo-deshielo, hinchamiento-retracción de arcillas...; 2) empaquetamiento: son poros debidos al empaquetamiento de las partículas, principalmente de arena y limo; 3) canales y cámaras, de origen biológico, los primeros conectados y los segundos aislados y 4) vesículas, poros esferoidales de origen inorgánico (gases, huecos de disolución...) aislados.

C) Descripción del **Esqueleto** (tabla XIII.3). El término esqueleto hace referencia a partículas que claramente superan el tamaño de las unidades de fábrica, por lo que dependerá de la escala y el nivel al que trabajemos. A la escala de los dominios, granos de limo grueso de 30  $\mu\text{m}$  pueden ser considerados como esqueleto, mientras que a escala del microped, estos pueden pasar completamente desapercibidos en la matriz. A pesar de esto, podemos establecer un límite más o menos arbitrario en 10  $\mu\text{m}$ . Además de la distribución de tamaños, del esqueleto interesa resaltar:

- Abundancia

- Relación con las unidades de fábrica del plasma: por ejemplo, si hay granos aislados incluidos entre las unidades de fábrica, si se agrupan segregados de las mismas, si contactan entre ellos...

- Naturaleza mineralógica y/o petrológica: muchas veces se puede deducir por la forma (poliedros de cuarzo, prismas de yeso...), rasgos de alteración superficiales (marcas de disolución en feldspatos, delaminaciones en rocas esquistosas) etc... El sistema más eficaz es el microanálisis electrónico (EDX), empleado para describir el carácter.

**Tabla XII.3. (Continuación).** Caracteres descriptivos de los elementos de ultramicrofábrica empleados en el Sistema de Descripción.

Elemento de Ultramicrofábrica	Característica	Algunas modalidades
<b>Esqueleto</b>	Tamaño	
	Abundancia	
	Relación con Unidades de Fábrica	
	Naturaleza mineralógica	
<b>Cementos</b>	Abundancia	
	Espesor	
	Localización	1) localizado 2) extendido
	Naturaleza	1) orgánico 2) carbonatado 3) salino 4) formas de $Fe^{3+}$ y $Al^{3+}$ 5) silíceo 6) otros...
<b>Isotropía/Anisotropía</b>		Isotropía total
		Isotropía de Unidades de Fábrica
		Anisotropía de Unidades de Fábrica
		Anisotropía total

E) Descripción de las **Cementaciones (tabla XII.3.)**. Como se ha expuesto reiteradas veces, los agentes cementantes, si están presentes de manera significativa, pueden llegar a cambiar profundamente la morfología de la ultramicrofábrica. De ellos, interesa conocer principalmente su naturaleza, para lo cual nos podemos ayudar del microanálisis de energía dispersiva (EDX) acoplado al SEM; su grado o abundancia, su extensión y su localización.

F) Descripción de la **Isotropía/Anisotropía** de la muestra (**tabla XIII.3.**). Un aspecto interesante de la fábrica es la isotropía y anisotropía, que hace referencia al orden relativo entre unidades de fábrica a cualquier escala. Existen cuatro combinaciones orden/desorden entre los rasgos de primer orden (entre unidades de fábrica) y de segundo orden (dentro de las unidades de fábrica): a) isotropía total: las plaquetas de arcilla forman unidades de fábrica desordenadas, como por ejemplo, flóculos abiertos, y estos también se unen entre sí desordenadamente; b) isotropía de las unidades de fábrica, las plaquetas se unen formando

dominios ordenados, pero estos se unen desordenadamente formando niveles superiores (Cluster, etc) sin orientación entre ellos; c) anisotropía total, toda la masa del suelo, incluyendo los niveles de Cluster y Dominios, se reordena, en función normalmente de alguna fuerza persistente y orientada (por ejemplo, fábricas sedimentarias por decantación) d) Anisotropía de las unidades de fábrica, sería el caso hipotético de que unidades de fábrica desordenadas, como los flóculos antes comentados, se uniesen siguiendo una dirección preferente, por ejemplo, formando cadenas.

**G) Patrón Morfológico-Genético.** Este último elemento de la descripción de la fábrica ultramicroscópica resume y compendia todos los demás. El patrón morfológico-genético es independiente de la escala de estudio ya que atiende a factores y procesos edafogenéticos cuyo resultado final es la formación de tipo u otro de fábrica. Podríamos considerar que es el último y definitivo elemento en la descripción del Tipo de fábrica. Nuestro objetivo será establecer si los patrones morfológico-genéticos extraídos de la bibliografía se encuentran en el suelo, o si, por el contrario, habrá que modificarlos en mayor o menor medida ante nuestras observaciones.

Como hemos visto a lo largo de todo el apartado, existen muchas características que podrían ser descritas en la ultramicrofábrica, desde algunas relativamente evidentes, como el tamaño y forma de los micropeds o de los cluster, hasta otras bastante difíciles de concretar, como las que se refieren a la estructura íntima de los dominios (colocación de las láminas, límites, mecanismos de unión...). En este último caso, existe la dificultad de que el SEM se emplea a elevados aumentos, cerca de su límite de resolución. Además, las cementaciones y la dificultad intrínseca de las características, próximas a la organización cristalina, pueden imposibilitar una correcta descripción de las mismas. En otros casos, como a la hora de describir el patrón morfológico-genético, es posible que nos encontremos ante formas de organización que no tengan ningún parecido con las que previamente hemos considerado, basadas en la bibliografía, y debemos introducir nuevos términos y conceptos. La descripción de la ultramicrofábrica propuesta, por tanto, se aplicará siguiendo el esquema propuesto, si bien de forma flexible, adaptándola a cada muestra y a cada caso.

## **XII.3. Descripción de los perfiles.**

### ***XII.3.1. Perfil de la Terraza 1.***

En la descripción de la ultramicrofábrica realizaremos una descripción secuencial a escala descendente de las unidades de fábrica: Peds primarios y micropeds, empleando la simple vista (1x), la lupa binocular (10-100x) o el SEM a bajos aumentos (33x); Clusters (SEM, hasta aproximadamente 6000x) y Dominios (SEM, hasta 10000x). Junto a cada una de las unidades de fábrica se describirán aquellos otros elementos de fábrica estrechamente relacionados (poros, cementaciones, esqueleto y anisotropía), que nos ayuden a la determinación del patrón morfológico-genético de los Tipos presentes en la muestra. Las microfotografías se muestran en las figuras adjuntadas al finalizar la descripción de cada horizonte.

#### **Horizonte Bt.**

**a) Peds primarios:** (lupa binocular, 20x) tamaño de 1 a 2 mm, angulosos a muy angulosos, esfericidad media-alta, forma equidimensional. Están jerarquizados, rompiendo a micropeds de aproximadamente 600 o 700  $\mu\text{m}$ . Su estructura es altamente concordante y completa. Los macroporos (intermicropeds) superan las 250  $\mu\text{m}$  de diámetro, de sección planar, están relativamente orientados y coinciden con las superficies de fractura y microgrietas.

**b) Micropeds:** al microscopio electrónico (SEM, 33x), los micropeds presentan tamaños de entre 500 a 1000  $\mu\text{m}$ , con formas equidimensionales, de subangulosos a muy angulosos. Muestran una estructura menos concordante y completa que los peds primarios, con límites menos netos y agregados menos individualizados, más difíciles de delimitar. Los macroporos son abundantes, de sección ovalada-circular, de entre 250 y 100  $\mu\text{m}$  y disposición altamente isotrópica. Presentan una superficie lisa y brillante, debida a las pieles de arcilla.

**c) Zona de fábrica de superficie de los micropeds:** Como se observa en la **Fig. X.1.** (88x), en la zona externa de los micropeds parecen delimitarse dos tipos de fábrica, en función del aspecto más o menos íntegro y/o liso de las pieles de arcilla (rasgo dominante en la superficie de los micropeds):

**c.1) Fábrica *laminar continua* a nivel de Cluster**, definido en las zonas con pieles de arcillas más íntegras, densas y lisas. Se detectan al menos cuatro niveles de cluster (**Fig.XII.2**, 165x): 1) grandes cluster de 500  $\mu\text{m}$ , discoidales, orientados a muy orientados, constituyendo las pieles de arcilla de las caras de los micropeds visibles con la lupa. Empaquetamiento de fábrica muy denso a este nivel, con muy escasos macroporos y mesoporos intercluster de entre algo más de 100  $\mu\text{m}$  y 90  $\mu\text{m}$ , de medianamente orientados a orientados y con sección planar (tipo fisura), coincidentes con las superficies de fractura. 2) cluster de tamaño intermedio, algo menores de 200  $\mu\text{m}$ , discoidales, orientados a muy orientados en la misma disposición que las unidades mayores (pieles de arcilla). A este nivel también hay un empaquetamiento muy denso, con anisotropía total de fábrica y muy escasos microporos de características morfológicas y de tamaño parecidos al anterior nivel, si bien con mayor predominio de los mesoporos de aproximadamente 50  $\mu\text{m}$ . 3) cluster de tamaño de 100  $\mu\text{m}$  o ligeramente menores. Discoidales, manteniendo la alta orientación. El empaquetamiento de fábrica es denso y el espacio de poros entre las unidades menores se ve en bastante medida colapsado por cementación. Sin embargo, en ciertas áreas adyacentes a los macroporos, parece que el nivel de empaquetamiento de clusters es algo más laxo, incrementándose microporosidad (20  $\mu\text{m}$ ), que a este nivel pierde algo de orientación. 4) Clusters primarios de entre 20 y 50  $\mu\text{m}$  (**Fig X.3.**, 3300x), que constituyen las unidades básicas de este patrón morfológico-genético de fábrica que por sus características hemos denominado *fábrica laminar continua*.

**c.2) Fábrica *laminar discontinua* a nivel de Cluster**: En la **Fig. X.1.** (88x) podemos apreciar la existencia de una cara del microped de apariencia bastante rugosa en alguna de sus zonas que se describen a continuación. Los niveles jerárquicos de cluster discoidales son aproximadamente los mismos: de 500, de 200 y de 100  $\mu\text{m}$  (dado los bajos aumentos de la figura, no percibimos el nivel de cluster primario, pero su existencia está confirmada en otras fotografías no mostradas). Sin embargo, la red de poros es abundante, desorientada (vemos bastantes mesoporos intercluster de 20-30  $\mu\text{m}$  en secciones transversales y longitudinales, tubulares de tipo canal), el empaquetamiento de fábrica es menor y comienzan a evidenciarse posibles

procesos degradativos en los bordes de los cluster. Para diferenciarlo de la anterior hemos denominado a este patrón como fábrica *laminar discontinua*, y según nuestra interpretación, podría corresponder a zonas en desmantelamiento de la piel de arcilla, debida a tensiones, esfuerzos comprensivos-distensivos, abrasiones provocadas por flujos... o, por el contrario, a zonas en construcción menos evolucionadas (con menor deposición de arcilla, compactación, cementación y continuidad de las unidades de fábrica).

**c.3) Fábrica *laminar continua* a nivel de dominios (s.s) (Fig.XII.3., 3300x).** Los dominios que constituyen la fábrica laminar continua muestran un tamaño basal de 7-10 micras y, como corresponde a este tipo de fábrica, presentan un grado de empaquetamiento muy alto, con uniones basales (cara-cara) y laterales (borde-borde) que conforman un tipo de fábrica muy denso en las zonas más externas y algo menos denso (y agregado) a medida que profundizamos hacia el interior de los clusters. Los dominios se disponen muy orientados entre sí, paralelos a superficie de los cluster, por lo que, en general, se mantiene la anisotropía total característica este tipo de fábrica (disposición orientada, paralela a la superficie de los micropeds, de todos los niveles de clusters y de los dominios). El tipo de unión entre láminas predominante es cara-cara, de carácter intermedio entre apilamiento turbostrático e intercrecimiento. Podemos suponer que los mecanismos de unión entre las láminas son, preferentemente, una fuerte coagulación mediante cationes, ya que encontramos un medio con muy poca materia orgánica pero saturado en calcio, con un pH muy ligeramente ácido y rico en filosilicatos 2:1 como la illita y la esmectita (con escasa cantidad de caolinita, clorita, u óxidos de hierro). La morfología de las plaquetas es laminar y semirrígida, de bordes redondeados, que pueden ser illitas, esmectitas o interestratificados, no apareciendo placas típicas de caolinitas (con morfologías cristalinas euhédricas, especialmente cuando son neoformadas). Es evidente que los dominios están cementados, existe un considerable recrecimiento cristalino epitaxial a las plaquetas de arcilla, como demuestran las fotos a mayores aumentos (Fig.XII.3.). Dado que no se detectan carbonatos, muy posiblemente estos cementos sean oxihidróxidos de hierro, argumento apoyado por el color rojo intenso y por el relativamente elevado % de formas libres de hierro.

En la **Fig.XII.4** (880x), se observa un rasgo poco común en la fábrica laminar: laminaciones o delgados estratos de unas pocas capas de arcilla de aspecto flexible, con tendencia a la desorientación espacial, colocadas sobre las zonas compactas de la piel de arcilla. Las placas de arcilla, parcialmente desagregadas (es decir, con lábiles interacciones, sin llegar a constituir dominios), interaccionan formando estructuras poligonales, a la vez que comienzan a aparecer microporos y ultramicroporos en las superficies de laminación. El proceso es aún muy incipiente, pues la fábrica laminar compacta subyacente aún aparece con su reconocible aspecto denso y empaquetado. Estas estructuras podrían corresponder a un nuevo tipo de fábrica superficial externa que se acercaría en su patrón morfológico a la denominada *en esponja*, y que nosotros denominaremos fábrica *floculada abierta*. Según nuestra interpretación, podría corresponder a la deposición reciente de arcilla iluviada, antes de que esta sufra ulteriores procesos que aumenten su grado de orientación y empaquetamiento.

**d) Zonas de fábrica del interior de los micropeds:** En las partes más interiores de los micropeds se describen zonas de fábrica de aspecto muy distinto que los comentados anteriormente. Estos podemos observarlos en **Fig.XII.1.**, (88x) y, más convenientemente, en la **Fig.XII.5.**, (430x). Aunque aparentemente presenta un aspecto bastante homogéneo (desorientado, relativamente poroso), podemos definir tipos ligeramente distintos:

**d.1) Fábricas del interior de los micropeds a nivel de Clusters: *matriz isotrópica y panel de abejas*:** Los clusters se hallan jerarquizados en tres o cuatro niveles (**Fig.XII.5.**, 430x): 1) Cluster de mayor nivel, oscilan entre las 500 y 100  $\mu\text{m}$ , subredondeados, esféricos, equidimensionales. Fábrica desordenada y moderadamente densa, con isotropía de unidades de fábrica, de empaquetamiento medio a laxo, sin cementaciones aparentes. Se describe un esqueleto moderadamente abundante, de tamaño limoso, con forma subhédricas y de naturaleza presumiblemente silicatada. Microporos y mesoporos relativamente abundantes, con alto grado de desorientación, de entre 15 y 100  $\mu\text{m}$ . 2) Los cluster primarios tienen un tamaño que no sobrepasa las 100  $\mu\text{m}$  (60-70). La ultramicroporosidad es abundante e isotrópica, la estructura tiende a ser abierta, sobretodo en el interior. A este tipo lo denominamos fábrica *matriz isotrópica*, representa un tipo de fábrica interna común en todos los horizontes con un

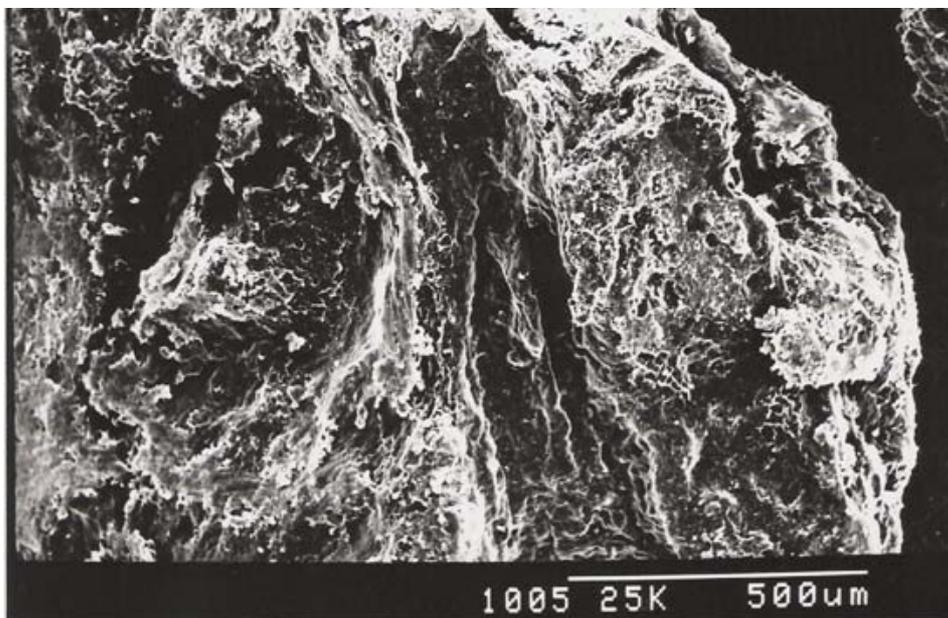
contenido considerable de arcilla. Constituye el producto de alteración o pedoplasmación de clastos pelíticos (o incluso de conglomerados) en el que la arcilla pierde su estructura lítica orientada y pasa a masa del suelo. Posteriormente la masa del suelo se va organizando según lo comentado. Debido a la relativa homogeneidad de la masa (salvando la presencia de los granos de esqueleto), los esfuerzos comprensivos-expansivos de la arcilla terminan conformando unidades de fábrica con desarrollo equivalente en las tres dimensiones (más o menos tridimensionales e isotrópicas). Este tipo de fábrica, contra lo que podría parecer, expone un grado de evolución elevado, representado, por ejemplo, por la considerable jerarquización conseguida.

Sin presentarse en este horizonte grandes variaciones en el tipo antes descrito, podríamos señalar algunos rasgos que, probablemente, indiquen posteriores desarrollos de la fábrica *matriz isotrópica* a otros tipos de fábrica. En las áreas más internas (hacia el núcleo de los micropeds) la porosidad se hace más abundante, y las unidades de fábrica adquieren el aspecto de celdillas isométricas de contornos redondeados y poligonales de distinto tamaño (desde 10 a 60  $\mu\text{m}$ ), cuyas paredes están constituidas por dominios intercrecidos flexibles, dispuestos isotrópicamente. El empaquetamiento pasa a ser muy laxo y la fábrica aún más abierta y porosa que la matriz isotrópica. Esta fábrica se denomina ***en panal de abejas***, y en este horizonte, se encuentra muy relacionada con la matriz isotrópica, en un estadio poco avanzado de expresión.

**d.2) Tipos de fábrica del interior de los micropeds a nivel de dominios (s.s)** Los dominios que componen los cluster de la fábrica matriz (**Fig.XII.5.**, 430x), que es la predominante en el interior de los micropeds, presentan un tamaño basal de 10-15  $\mu\text{m}$ , desorientados en el interior, ligeramente orientados en el exterior. La agregación es débil, uniéndose los dominios por su base o lateralmente. Los dominios parecen constituirse preferentemente por intercrecimientos de sus láminas (con límites poco precisos) y el grado de unión entre ellas no es muy elevado, pues se detectan algunas plaquetas o dominios de poco espesor sueltos, de formas semirrigidas en los cluster exteriores y francamente flexibles en los interiores. Se detectan tanto contactos cara-cara como cara-borde. Los mecanismos de unión

posiblemente impliquen el contacto entre partículas hidratadas, además de la floculación provocada por cationes. La cementación es mucho más débil que en las fábricas laminares, si es que existe.

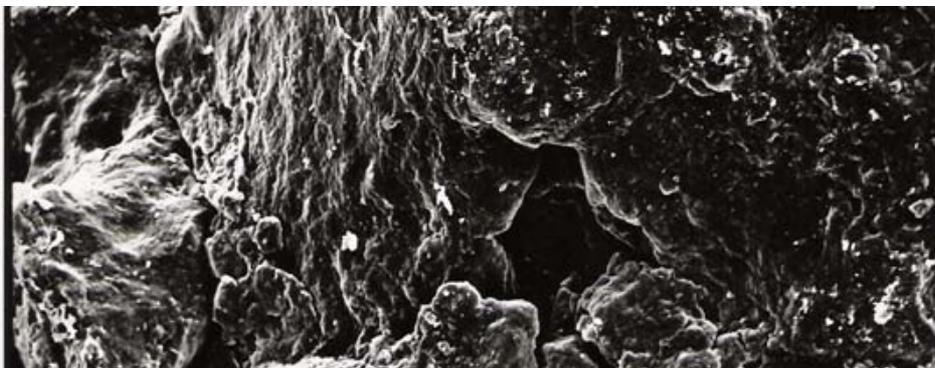
A continuación se exponen las figuras citadas, donde se exponen las microfotografías de la fábrica del horizonte Bt. En la **tabla X.4** se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.



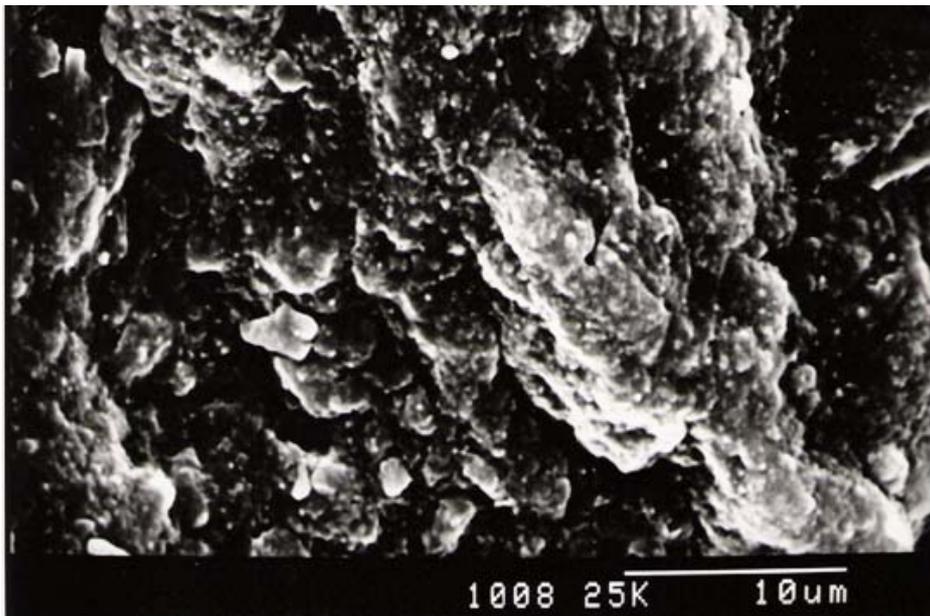
**Fig.XII.1.(88x).** Horizonte Bt de T1. Zona externa de los micropeds donde se muestra diversas localizaciones de la piel de arcilla (fábricas laminares).



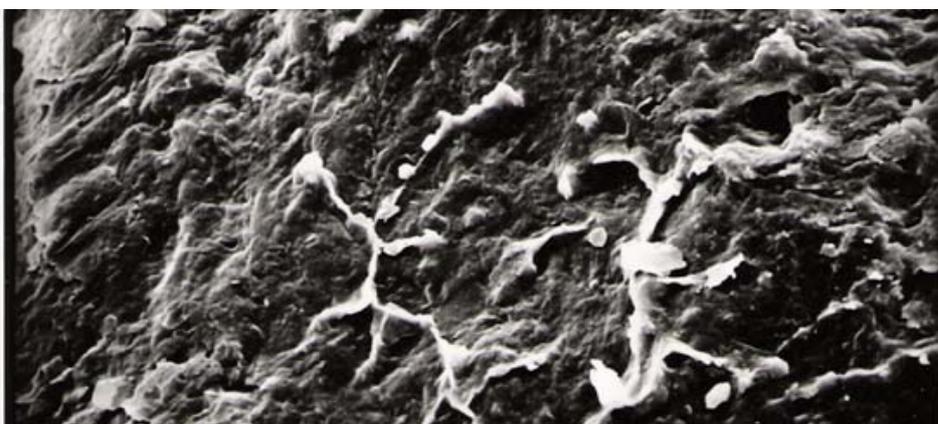




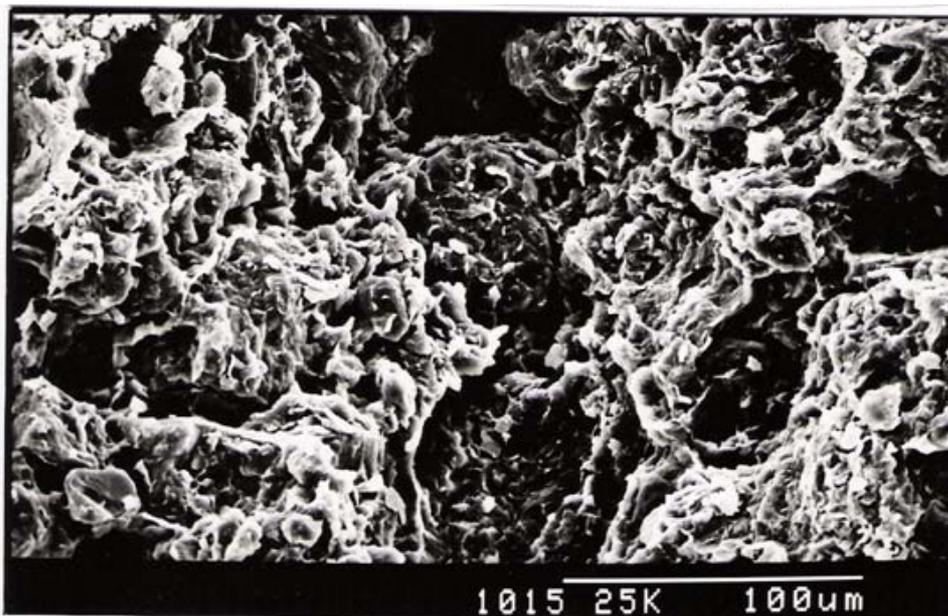
**Fig.XII.2.**(165x). Horizonte Bt de T1. Zona de piel de arcilla del exterior del micropeds donde se muestran varios niveles de clusters discoidales (*fábrica laminar continua*).



**Fig.XII.3.** (3300x). Horizonte Bt de T1. *Fábrica laminar continua*. Se observan los clusters primarios, así como los dominios. Nótese la elevada orientación y empaquetamiento de clusters y dominios.



**Fig.XII.4.** (880x). Horizonte Bt de T1. Se muestran estratos y láminas de arcilla iluviada, de reciente deposición sobre la piel de arcilla. La fábrica aún muestra desorientación y escaso empaquetamiento (fábrica *floculada abierta*).



**Fig.XII.5.** (430x). Horizonte Bt de T1. Zona interior del micropeds. Se muestra una fábrica porosa (microporos y mesoporos), desorientada, con varios niveles de clusters equidimensionales (fábrica *matriz isotrópica*). En algunas localizaciones aparecen algunos rasgos de fábrica *panal de abejas* (parte superior izquierda).

**Horizonte Btg1.**

a) Peds primarios: (lupa binocular, 20x) tamaño relativamente grande (4x2,5 mm), forma equidimensional a alargada, angulosa a muy angulosa, moderadamente esférico. Estructura concordante y completa.

b) Micropeds: (con el SEM a 33x) tamaño entre 1 y 1,5 mm, forma equidimensional muy angulosa. Se detectan escasos macroporos de 300  $\mu\text{m}$  de diámetro, de forma tubular tipo canal, posiblemente de origen biológico.

c) Zonas de fábrica de superficie: (SEM a 55x, **Fig.XII.6.**) podemos observar zonas más o menos continuas de piel de arcilla, en unas localizaciones bastante espesa y de superficie lisa, en otras más débil y de superficie irregular. Esta es una zona de fábricas laminares donde podemos distinguir:

c.1) Fábrica *laminar continua* a nivel de clusters y dominios. En la **Fig.XII.7.**(550x) se muestra un detalle de la piel de arcilla, concretamente una arista del micropeds en bloque angular. En perspectiva casi paralela a la superficie podemos apreciar claramente la fábrica laminar a base de cluster discoidales, si bien tendentes a presentar bordes angulosos que les da más bien carácter poliédrico. Estos cluster son de un diámetro de 100  $\mu\text{m}$  aproximadamente, y de un espesor de 20  $\mu\text{m}$ . La jerarquización interna de estos clusters no es muy patente, debido al denso empaquetamiento y al aspecto fuertemente cementado de la fábrica, pero podrían definirse algún nivel intermedio y un nivel de cluster primarios discoidales de unas 20  $\mu\text{m}$  de diámetro. La porosidad, salvo eventuales microfracturas de 3 o 4  $\mu\text{m}$  (ultramicroporos), está ausente. El grado de orientación en la colocación de los cluster es casi perfecto. El grado de agregación y de los dominios que conforman los clusters es muy alto, uniéndose preferentemente las láminas cara-cara. Tanto dominios como cluster se hallan muy orientados con respecto a la superficie de los micropeds, por lo que se diagnostica una anisotropía total de fábrica. Por todo lo dicho podemos diagnosticar este tipo de fábrica como *laminar continua*, probablemente asociada a las zonas de la piel de arcilla inactivas a los procesos de desmantelamiento y lavado. Sin embargo, como se aprecia en la **Fig.XII.7.**, no todas las zonas de la superficie del microped corresponden al tipo anterior. Se pueden resaltar indicios de degradación en varias localizaciones.

**c.2) Fábrica *laminar discontinua* a nivel de cluster y dominios.** (Fig.XII.7., área superior-izquierda de la microfotografía, también Fig.XII.8. a 330x). En este punto, aparece uno de los cluster discoidales de 100  $\mu\text{m}$  en el que parecen evidenciarse procesos incipientes de desorientación y desagregación de los niveles jerárquicos superiores, manifestándose la ruptura del cluster a las unidades menores, de entre 50 y 20  $\mu\text{m}$  (clusters primarios). Este proceso es más acentuado en los bordes, donde aparecen retículos de ultramicroporos desorientados que se extienden por toda la estructura. Todo esto conlleva, lógicamente, la disminución del grado de empaquetamiento. La orientación sigue siendo alta pero disminuye especialmente en los bordes (donde los clusters tienden a perder su orientación mutua y el paralelismo con la superficie del micropeds, adquiriendo una posición ligeramente oblicua). La pérdida de densidad en el empaquetamiento y, probablemente, del grado de cementación, que ocurre a este nivel, nos permite observar mejor la configuración de los clusters primarios y de los dominios que los componen.

Los dominios presentan un tamaño de aproximadamente 10 o 20  $\mu\text{m}$ , y se constituyen por intercrecimientos relativamente desordenados de las láminas (moderadamente turboestráticos), con predominio de uniones cara-cara. La cementación en clusters primarios y dominios es más acentuada que en niveles superiores y el empaquetamiento más denso. La anisotropía de fábrica se mantiene en los clusters primarios y los dominios, pero tiende a perderse en los niveles superiores. Todas las características comentadas definen un patrón morfológico-genético muy relacionado con la fábrica laminar continua, aunque con un menor grado de ordenamiento y densidad, que hemos denominado fábrica *laminar discontinua*. Es probable que en esta, comiencen a producirse procesos de degradación de la piel de arcilla, pero aún muy localizados y puntuales.

**c.3) Otros tipos de fábrica de superficie.** Por otra parte, en las Figs.XII.7. (550x) y XII.8. (330x), se ponen en evidencia deposiciones de estratos superficiales sobre la piel de arcilla, no relacionados, en principio, con la fábrica laminar discontinua (se sitúan incluso en las zonas más cementadas y compactas de la piel de arcilla). Las láminas interaccionan entre ellas formando estructuras isométricas en celdas poligonales, semejantes a las descritas en la Fig.XII.4, por lo que hemos decidido

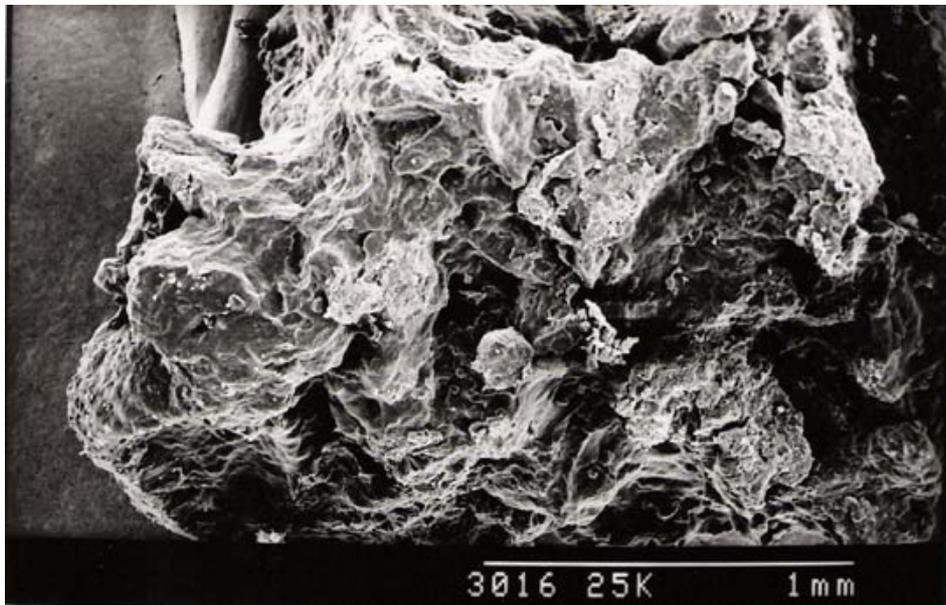
llamarla fábrica *floculada abierta*. Como el proceso de deposición es incipiente, no se produce aún un aumento considerable de la agregación y la anisotropía. Aparecen microporos de tamaños homogéneos (10  $\mu\text{m}$ ), isométricos tubulares, perpendiculares a la superficie. Creemos que son poros independientes del proceso depositivo, ya que este, al producirse de forma paralela a la superficie, produciría ultramicroporos y nanoporos tipo fisura. Probablemente estos microporos de la **Fig.XII.8.** tengan un origen de desgasificación, pues su tamaño es muy pequeño para la actividad biológica. La configuración de estos estratos superficiales podría verse afectado por un proceso de secado-retracción (o por el mismo paso de fluidos) y podría conducir, en estadios más avanzados, a los tipos de fábrica laminares mejor constituidos.

**d) Zonas de fábrica del interior:** En la zona interna de los micropeds, aparece el tipo de fábrica que hemos denomina *matriz isotrópica*. Lo representativo de esta zona es que probablemente se trata del proceso de alteración (pedoplasmación) de una grava pelítica (pizarra).

**d.1) Fábrica *matriz isotrópica* a nivel de cluster y dominios.** Como observamos en la **Fig.XII.9.** (490x) Existe aún una pobre jerarquización en niveles de cluster, si acaso se pueden distinguir uno de 100  $\mu\text{m}$ , de forma discoidal a equidimensional (poco definida). Se trata de una fábrica medianamente orientada, de empaquetamiento moderado y relativamente abierta, sin ninguna cementación visible. Podemos comprobar la transición de la estructura lítica pizarrosa (determinada por láminas muy orientadas) hacia la fábrica matriz. Se aprecian muy bien grandes placas de arcilla (hasta 20  $\mu\text{m}$ ) rígidas, de bordes fracturados y de elevada cristalinidad (dada su naturaleza mineralógica directamente heredada del clasto) que se incorporan a la masa basal. Esto condiciona una agregación cara-cara y cara-borde por apilamientos discretos y contactos de transición (lábilos y puntuales). En la **Fig.XII.10.** (490x) comprobamos la relativa orientación que mantiene la *matriz isotrópica* en esta localización, ya próxima a las zonas exteriores del micropeds. Las plaquetas y los dominios son distintos de las zonas en contacto con la grava, desapareciendo (posiblemente por transformaciones mineralógicas de uno u otro tipo) las plaquetas grandes, cristalinas y rígidas.

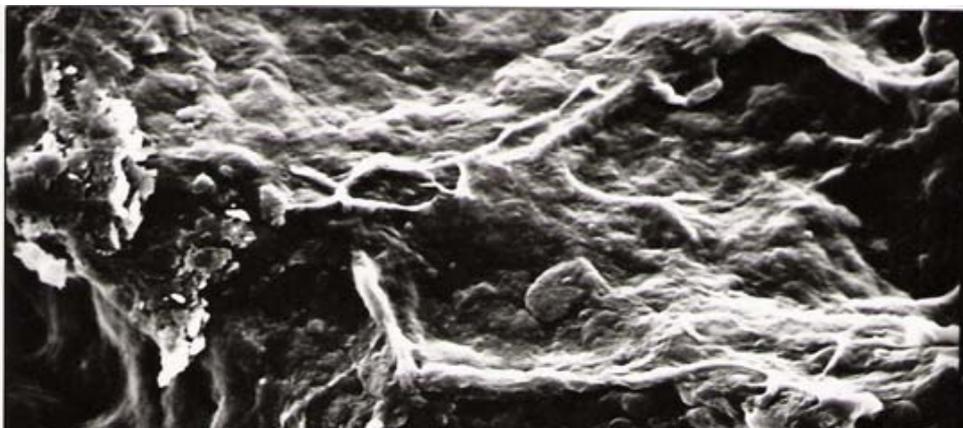
Tanto por la mayor orientación, como por la menor jerarquización y porosidad, las áreas de *matriz isotrópica* parecen menos evolucionadas que en el horizonte anterior. La orientación presente puede ser heredada del clasto, aunque no podemos descartar que, en las áreas más externas del interior del micropeds, se deba a las presiones dirigidas, a las que suelen estar sometidas.

A continuación se exponen las figuras citadas, donde se exponen las microfotografías de la fábrica del horizonte 3C. En la **tabla XII.5.** se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.

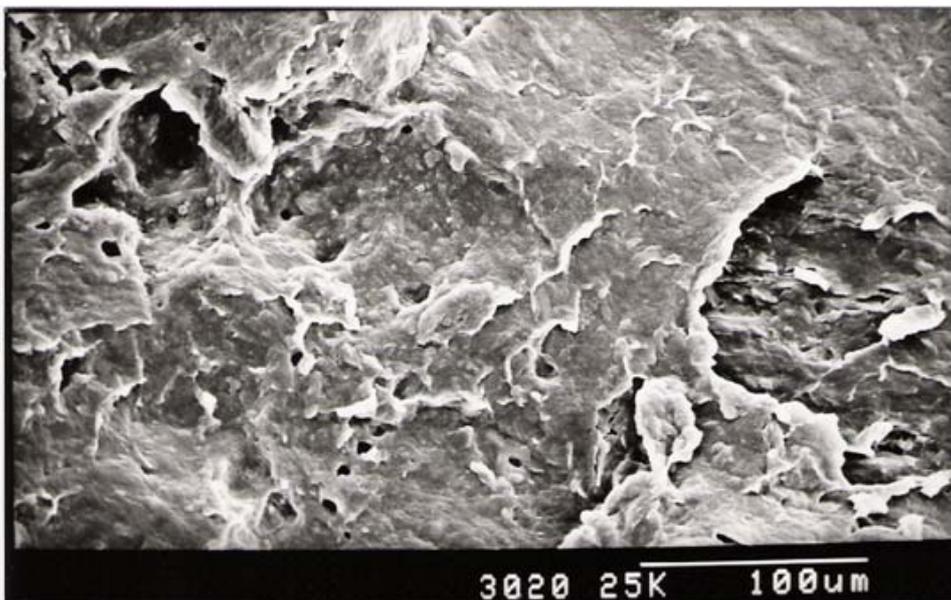


**Fig.XII.6.** (55x). Horizonte Btg1 de T1. Perspectiva de la superficie de un micropeds dominado por pieles de arcilla, en algunas localizaciones lisa, continua y espesa (fábrica *laminar continua*) y en otras más rugosa e irregular (fábrica *laminar discontinua*).

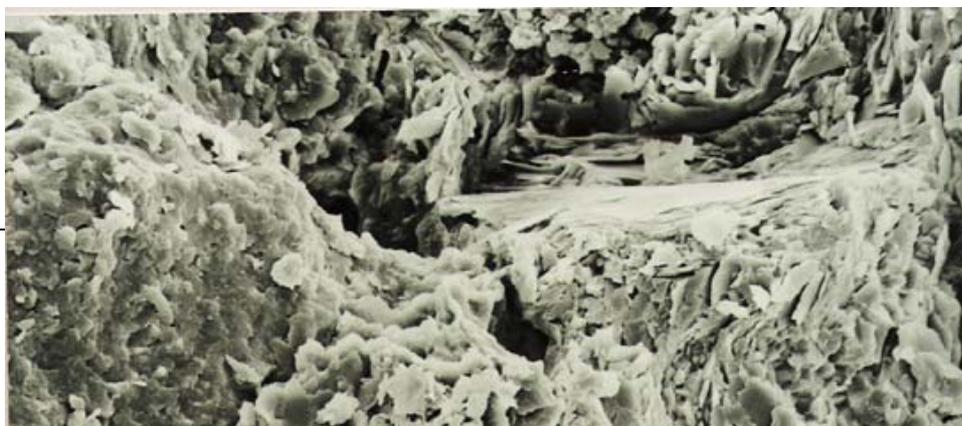




**Fig.XII.7.** (550x). Horizonte Btg1 de T1. Detalle de la piel de arcilla (fábrica *laminar continua*). Se muestra una arista de un bloque angular, donde podemos apreciar los cluster discoidales de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$ , dispuestos paralelamente a la superficie.



**Fig.XII.8.** (330x). Horizonte Btg1 de T1. En esta zona la piel de arcilla muestra un proceso (aún incipiente) de desorientación y desagregación (fábrica *laminar discontinua*).



**Fig.XII.9.** (330x). Horizonte Btg1 de T1. Fábrica *matriz isotrópica* de escaso desarrollo del interior del micropeds. La fábrica mantiene la orientación heredada de la estructura lítica y la organización en clusters y dominios es aún poco manifiesta. Nótese la placas de arcilla, grandes y con aspecto cristalino (recien liberadas de un clasto pizarroso).



**Fig.XII.10.** (490x). Horizonte Btg1 de T1. Fábrica *matriz isotrópica* en localizaciones próximas a la superficie del micropeds. Observe la orientación moderada que presenta, debida probablemente a las presiones dirigidas del exterior.



### ***XII.3.1. Perfil de la Terraza 2.***

#### **Horizonte Btg.**

a) Peds primarios: (lupa binocular, 20x) tamaño relativamente grande (3x4 mm), forma equidimensional, esfericidad alta. Macroporos de entre 100 y 200  $\mu\text{m}$ , muy abundantes y desorientados, de tipo fisura, resaltando la jerarquización en micropeds.

b) Micropeds: mediante el SEM (50x), medimos un tamaño entre 0,5 y 1,5 mm, forma equidimensional angulosa a prismática. En la superficie se distinguen zonas de piel de arcilla, lisas y compactas, y zonas más rugosas compuestas por unidades jerárquicas menores.

c) Zonas de fábrica de superficie: a 250x (**Fig.XII.11.**) podemos distinguir dos tipos de fábrica en la superficie del microped: 1) fábrica laminar que corresponde a la piel de arcilla; y 2) fábrica con predominio de esqueleto limoso correspondiente a la masa basal externa, sin piel de arcilla, pero en contacto con la misma.

c.1) Fábrica *laminar* a nivel de clusters. Si analizamos esta zona a mayores aumentos podemos distinguir dos tipos de fábrica laminar: a) una de ellas (**Fig.XII.11**) se compone de cluster discoidales, redondeados, de tamaño de 100  $\mu\text{m}$ , muy orientados que constituyen un empaquetamiento muy denso en la que los límites entre cluster apenas si pueden ser trazados (lo que no impide que se perciba la jerarquización a cluster de menor tamaño) y sin mesoporos perceptibles. Es el tipo de fábrica *laminar continua* que constituye las zonas de la piel de arcilla masivas y compactas; y b) El otro tipo se compone también de cluster de 100  $\mu\text{m}$  discoidales y orientados, pero con un aspecto menos compacto y cementado. Este rasgo facilita la visión de niveles jerárquicos inferiores, como los clusters de 50  $\mu\text{m}$  expuestos en la **Fig.XII.12.** (1200x). Entre ellos se puede trazar un sistema de microporos de entre 20 y 30  $\mu\text{m}$ . Por la morfología, el tamaño y la orientación (paralela a la superficie del microped) de los cluster sigue siendo fábrica laminar, pero es bastante menos masiva y continua, formando una transición hacia otras zonas con las que posiblemente se relaciona genéticamente a través de procesos

activos de desmantelamiento y lavado; es el tipo de fábrica que hemos denominado, en base a su patrón morfológico-genético, *laminar discontinua*.

**c.2) Fábrica laminar discontinua a nivel de dominios**. Para resolver la estructura de cluster de menor tamaño y de dominios, analizamos la fábrica laminar discontinua a mayores aumentos (aunque consideramos que la descripción puede extenderse al tipo continuo). Los clusters de 100  $\mu\text{m}$  rompen al menos a dos niveles inferiores de clusters: un nivel de 50  $\mu\text{m}$  y otro de 20-30  $\mu\text{m}$  (**Fig.XII.12.**, 1200x), que a nuestro entender constituyen el nivel de cluster primarios. Estas unidades jerárquicas menores conservan las características de forma, orientación, empaquetamiento y cementación comentados anteriormente. Los dominios que conforman los cluster primarios (**Fig.XII.13.**, 5000x) tienden a la forma laminar, con un diámetro basal de entre 5 y 10  $\mu\text{m}$ . Presentan un grado de agregación medio-alto (aunque se detectan algunas plaquetas de arcilla sueltas, de morfología rígida y laminar), conformándose principalmente por intercrecimiento de láminas. Los tipos de unión son preferentemente cara-cara (si bien se observan contactos borde-borde), lo que condiciona un empaquetamiento relativamente denso y el mantenimiento de un elevado grado de orientación. Existe una escasa red de ultramicroporos (1-5 micras) entre los dominios, también orientada.

**c.3) Zona de fábrica externa no laminar a nivel de Cluster y dominios (tipo esquelética cementada)**. La fábrica *esquelética cementada* aparece en las superficies del microped no recubiertas por pieles de arcilla (**Fig.XII.11.**). En la **Fig.XII.14.** (780x) podemos observar con más detalle la su estructura. Está compuesta por cluster de unos 100  $\mu\text{m}$ , donde se aprecia la jerarquización a cluster de menor tamaño (posiblemente, otro nivel de cluster de 30-50  $\mu\text{m}$ ), de forma equidimensional a alargada, redondeados y con un grado de empaquetamiento muy laxo. El sistema de microporos de 10-15  $\mu\text{m}$  es completamente desorientado y abundante, y los poros son de tipo de empaquetamiento intergranular. Las unidades verdaderamente perceptibles en este tipo de fábrica son los granos de esqueleto de tamaño limo (entre 5 y 15  $\mu\text{m}$ ), aunque relacionados con dominios de arcilla de morfología y tamaños parecidos a los de la fábrica laminar, aunque mucho menos abundantes (ya que la fábrica está dominada por el esqueleto). Sobre los granos de

esqueleto y los dominios se observa una evidente cementación, que puede ser importante a la hora de dar coherencia a los clusters. Dada la situación en el micropeds (superficie), la contigüidad espacial y la similaridad en las unidades de fábrica de menor tamaño (dominios) que existe entre la fábrica laminar de tipo discontinuo y la fábrica esquelética cementada, podemos afirmar la relación genética entre ambas. Probablemente, las zonas de fábrica laminar se dismantelen por el paso de agua dando lugar a una fábrica más enriquecida en esqueleto que, sin embargo, sigue presentando un grado importante de cementación al encontrarse en la superficie.

**c.4) Fábrica *floculada abierta* a nivel de Cluster y de Dominios.** En otras áreas de la superficie de los micropeds, se presenta un tipo de fábrica menos rico en esqueleto, con aspecto laminar. En la **Fig.XII.15** (1260x), se observa, en vista perpendicular a la superficie, una piel de arcilla que, sin embargo, presenta en su parte más superficial una configuración poliédrica desorientada de las láminas de filosilicato. Probablemente represente una etapa de evolución de la misma piel de arcilla. Hemos denominado a este tipo de fábrica *floculada abierta*. La configuración es en cluster discoidales que recuerdan los de la fábrica laminar, aunque con menor grado de agregación, compactación y orientación (aparecen como desquebrajados), lo que se manifiesta parcialmente en la red de ultramicroporos subyacente. Si examinamos a más aumentos (**Fig.XII.16.**, 5000x) se observan dominios cara-cara parecidos a los de la fábrica laminar, desagregados, con una relativamente abundante red de ultramicroporos y nanoporos. Se perciben plaquetas individuales de arcilla de grosores inferiores a la media micra. Las láminas de carácter flexible se reorganizan, como muestra la microfotografía de la **Fig.XII.16.** en un nuevo tipo de fábrica isotrópica. Se caracteriza por formar una estructura abierta, floculenta pero desagregada (las partículas de arcilla no forman dominios s.s), que presenta isotropía total de fábrica, empaquetamiento muy laxo y alta porosidad (ultramicroporos y nanoporos).

**d) Zonas de fábrica del interior:** podemos distinguir un solo tipo de zona isotrópica en el interior de los micropeds, nítidamente diferenciada de las zonas externas, tanto laminares como esqueléticas. En esta zona existe un predominio muy importante de la típica fábrica

isotrópica y porosa en *panal de abejas*, aunque en ciertas localizaciones, la configuración de esta es menos clara y se acerca más al tipo *matriz isotrópica* (fábrica menos porosa y con mayor orientación).

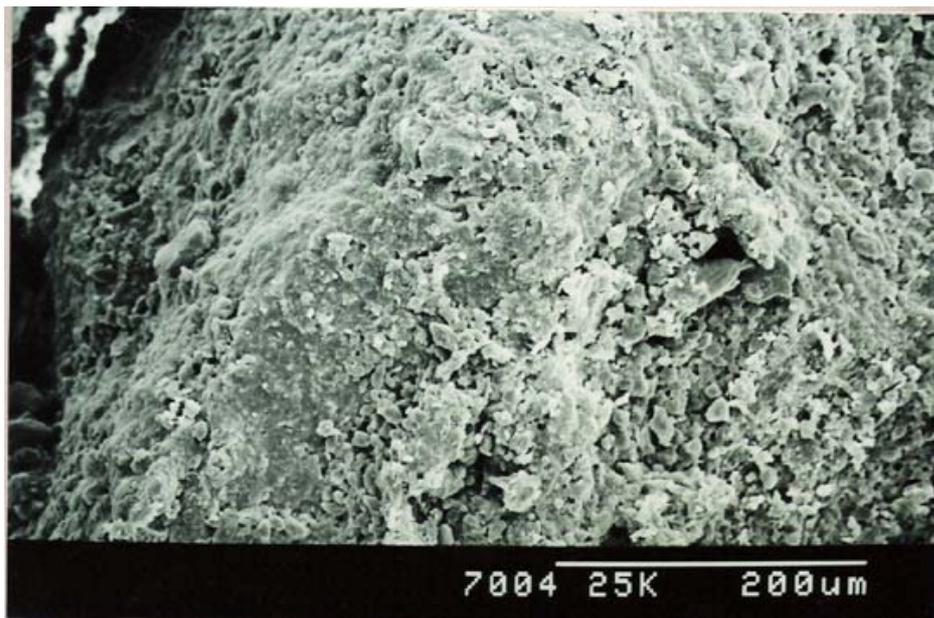
**d.1) Fábrica en panal de abejas a nivel de Cluster:** Como observamos en la **Fig.XII.17.** (500x), se trata de una fábrica compleja en la que pueden establecerse dos niveles de clusters: 1) un nivel de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$  de diámetro, forma equidimensional y redondeada, separados por una red desorientada de mesoporos y microporos (20-30  $\mu\text{m}$  de diámetro); y 2) un nivel de cluster primarios equidimensionales, subangulosos, de 20-50  $\mu\text{m}$  de diámetro, con ligeras diferencias por áreas.

**d.2) Fábrica isotrópica en panal de abejas a nivel de Dominios:** En la **Fig.XII.18.** (1950x) observamos las unidades de fábrica elementales de la fábrica en panal de abejas: clusters primarios (20-30  $\mu\text{m}$ ) que agrupan varias celdillas isométricas poligonales, con verdadero aspecto de panal de abejas (del que toma el nombre). Se trata de un tipo de fábrica moderadamente agregada con contactos cara-cara, cara-borde e incluso borde-borde, con isotropía de unidades de fábrica pero tendiendo a cierto grado de isotropía total. Esto condiciona un empaquetamiento laxo a muy laxo y una porosidad muy alta, con poros y cavidades de formas regulares y redondeadas que entran dentro de las categorías de mesoporos, microporos y ultramicroporos. Las láminas de arcilla conforman unos dominios alargados, filiformes, semiflexibles y de un grosor de aproximadamente 5  $\mu\text{m}$ , claramente diferenciados de los de las zonas laminares (más regulares, espesor, rígidos y empaquetados). No existen cementaciones aparentes y el esqueleto es de tipo aislado y disperso.

Sin embargo, existen zonas del interior donde los clusters primarios que no adquieren formas tan características (**Fig.XII.19.**, 780x). Se trata de clusters primarios de hasta 50  $\mu\text{m}$ , con morfología de equidimensional a discoidal, con un grado de empaquetamiento y orientación ligeramente superior (aunque predomina la fábrica isotrópica). En la **tabla XII.6.** se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.





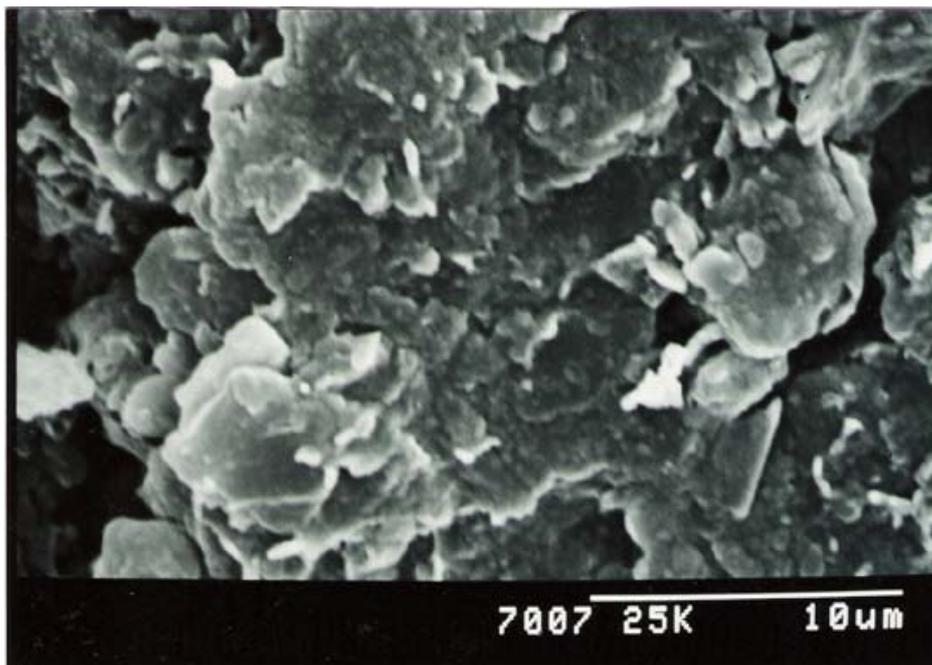


**Fig.XII.11.** (250x). Horizonte Btg de T2. Superficie de un micropeds. Se distinguen zonas de piel de arcilla, con fábricas laminares (*continua* en áreas compactas y lisas, *discontinua* en áreas más irregulares) y zonas no recubiertas por piel de arcilla ricas en esqueleto (fábrica *esquelética cementada*).



**Fig.XII.12.** (1200x). Horizonte Btg de T2. Fábrica *laminar discontinua*. Se observan clusters discoidales de 100  $\mu\text{m}$  que rompen a dos niveles inferiores de 50 y 20-30  $\mu\text{m}$  (nivel primario).





**Fig.XII.13.** (5000x). Horizonte Btg de T2. Cluster primario de fábrica *laminar discontinua*. Los dominios tienen un diámetro de 5-10  $\mu\text{m}$ , agregación moderada-alta, intercrecidos y con uniones cara-cara. La morfología de las placas de arcilla es típica de illita.

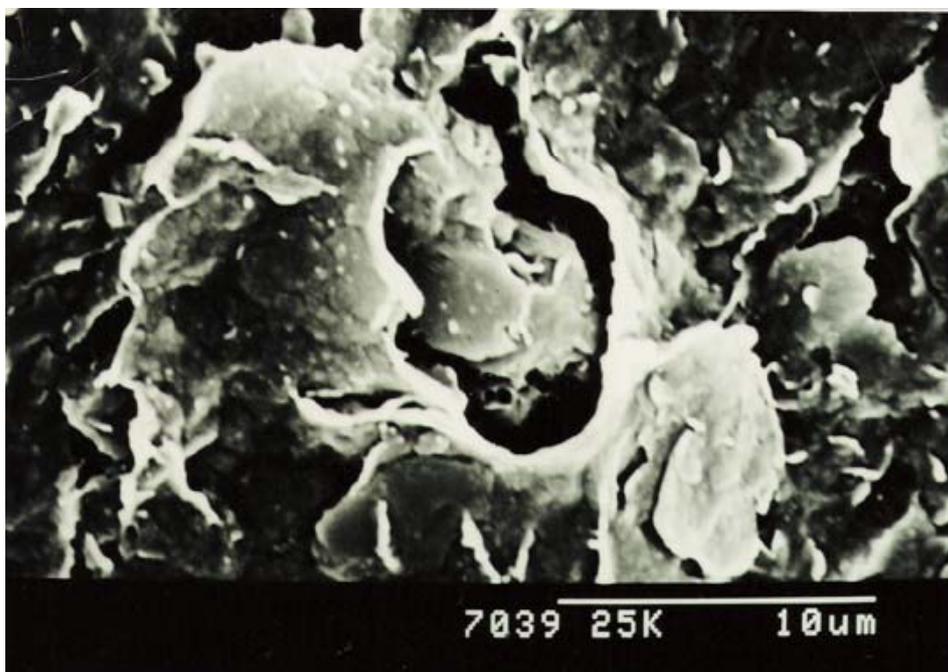


**Fig.XII.14.** (1200x). Horizonte Btg de T2. Zona externa del microped no recubierta de piel de arcilla. Observamos dos niveles de clusters (100 y 30-50  $\mu\text{m}$ ) de forma equidimensional a alargada, redondeada, con evidencias de cementación sobre los granos (fábrica *esquelética cementada*).



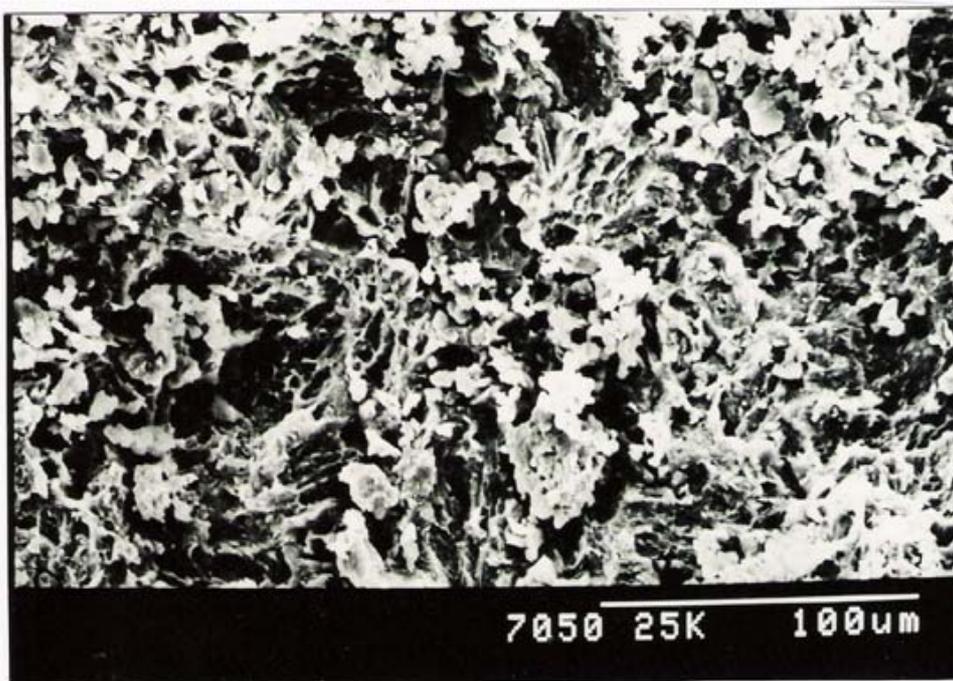


**Fig.XII.15.** (1260x). Horizonte Btg de T2. Zona externa del microped que muestra una piel de arcilla cuya parte superficial muestra una configuración en celdas poliédricas desorientadas de filosilicato (fábrica *floculada abierta*).

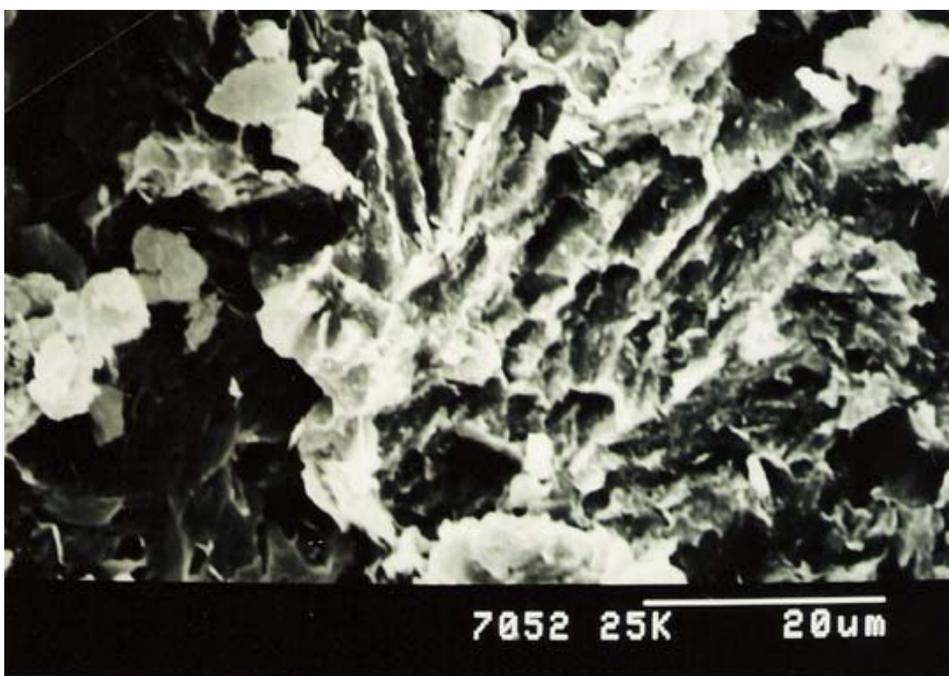


**Fig.XII.16.** (5000x). Horizonte Btg de T2. Fábrica *floculada abierta* a nivel de dominios. Estos son muy diferentes a los dominios de las fábricas laminares (ver Fig.XI.13), ya que presentan una alta desorientación y una configuración más abierta y desagregada de las láminas (con abundantes uniones cara-borde).



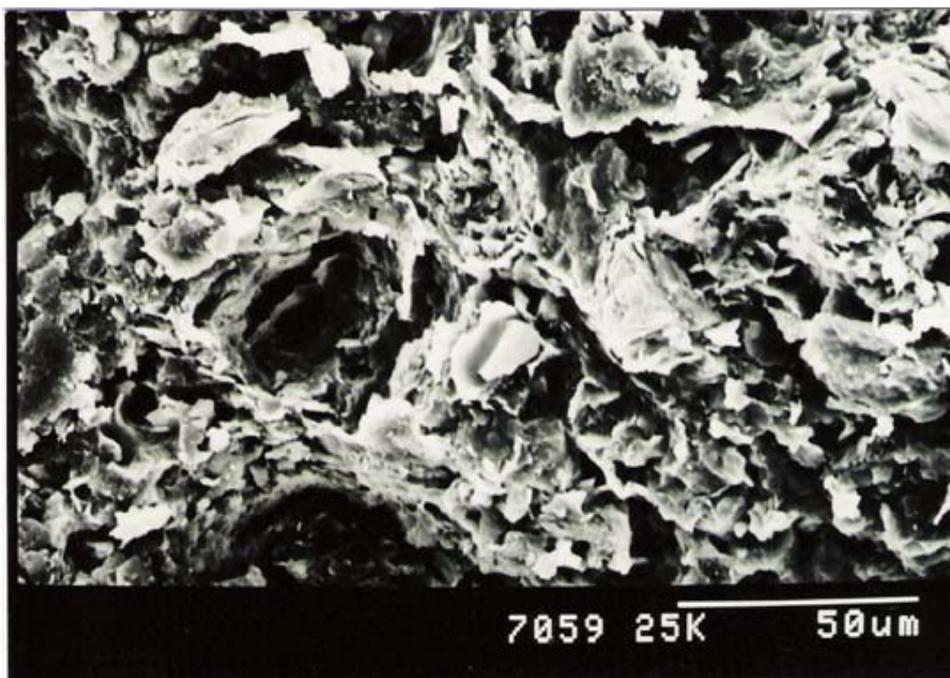


**Fig.XII.17.** (500x). Horizonte Btg de T2. Zona del núcleo de los micropeds con fábrica en *panal de abejas*. La estructura es compleja, con dos niveles de clusters (100 y 20-30  $\mu\text{m}$ ) y una red de poros muy abundante, extendida en todas las direcciones espaciales (altamente desordenada).



**Fig.XII.18.** (1950x). Horizonte Btg de T2. (Ampliación del área central de la fotografía anterior). Detalle de la *fábrica panal* de abejas del interior de los micropeds. Los clusters primarios están constituidos por celdillas isométricas poligonales.





**Fig.XII.19.** (780x). Horizonte Btg de T2. Áreas de *panal de abejas* más empaquetadas, con aspecto menos característico (cercano a *matriz isotrópica*).

#### **Horizonte Bt/Ck.**

a) Peds primarios: lupa binocular, (20x) tamaño relativamente pequeño (2x2 mm), forma equidimensional subredondeada-redondeada, esfericidad media-alta, concordancia y completitud media-baja. Red de macroporos tubulares tipo canal desorientada de diámetros entorno a 100  $\mu\text{m}$ . La presencia de carbonatos (recubrimientos blanquecinos) es evidente en toda la estructura.

b) Micropeds: SEM (33 a 66x) forma equidimensional, tamaño 1 mm, subredondeados-redondeados. Como rasgos superficiales destacables aparece una piel de arcilla lisa con una muy marcada cementación de carbonatos (color ocre claro) y otra zona de textura más granulada e isotrópica (color blanco). Se observa una profunda jerarquización hacia unidades esféricas y redondeadas de 500  $\mu\text{m}$  y 200  $\mu\text{m}$ .

c) Zonas de fábrica de superficie de los micropeds: a 220 aumentos (**FigII.X.20**) aparecen los cluster esféricos y redondeados de 200  $\mu\text{m}$  en el que podemos distinguir con nitidez áreas de piel de arcilla con fábrica *laminar continua*, lisas y dotadas de una gruesa capa de cementos carbonatados y la zona de fábrica *esquelética cementada*.

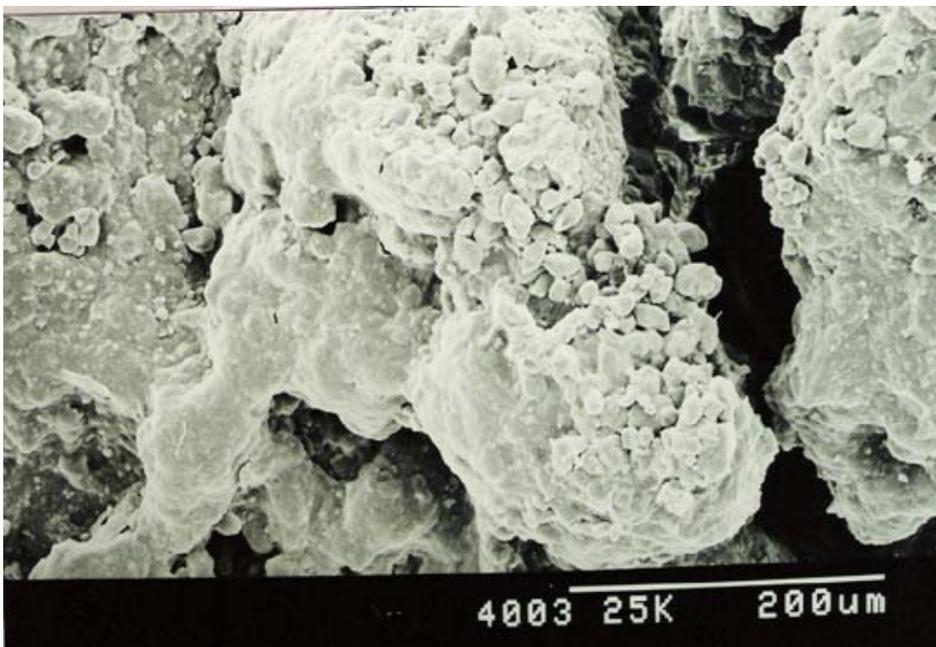
**c.1) Fábrica *laminar continua* a nivel de cluster.** Los cluster de 200  $\mu\text{m}$  de forma esférica y redondeada se jerarquizan en las unidades discoidales características de este tipo de fábrica, de tamaño de 100  $\mu\text{m}$ , compuestos de niveles intermedios (todos ellos discoidales) de 50 y de clusters primario de 20  $\mu\text{m}$ . Sus atributos son los de la fábrica *laminar continua* y compacta: alto grado de empaquetamiento, ausencia de porosidad, alto grado de orientación en la disposición de los cluster y anisotropía total de fábrica y grado máximo de empaquetamiento y agregación de las unidades de fábrica. Sin embargo, consideramos conveniente resaltar el elevado grado de cementación por carbonatos de la estructura (podríamos, incluso, definir un subtipo de ultramicrofábrica laminar continua cementada por carbonatos). Frente a otros tipos de laminar continua, cementados por óxidos de hierro u otros agentes (como la descrita en horizontes anteriores), la apariencia es extremadamente compacta, produciéndose un peculiar resaltado de los bordes de los cluster, que por la acumulación de cemento produce una mayor profundidad tridimensional. Probablemente relacionado con esta cementación tan importante, no se describe el tipo *laminar discontinuo* en este horizonte, lo que probaría que este constituye un tipo degradativo de la piel de arcilla intacta, representada por la fábrica laminar continua típica.

**c.2) Fábrica *esquelética cementada* a nivel de clusters.** En este caso (con más detalle en **Fig.XII.21**, 880x) se trata de una verdadera fábrica *esquelética cementada*, donde encontramos granos de esqueleto tamaño limo (15-30  $\mu\text{m}$ ) de formas redondeadas (aunque en algunos casos subhédricas) y equidimensionales. Estos granos pueden estar recubiertos de cementos de naturaleza carbonatada. El esqueleto se halla puentado entre sí (formando clusters poco evidentes de 100  $\mu\text{m}$ , equidimensionales, redondeados, de aspecto muy lábil. El empaquetamiento de fábrica es laxo a muy laxo, se presenta una isotropía total de la fábrica y la red de

mesoporos desorientada es muy abundante, interconectada y de tipo de empaquetamiento.

La transición entre los dos tipos de fábrica de la superficie de los micropeds es más o menos brusca, aunque en la **Fig.XII.22.** (880x) podamos ver como es esta transición. Desde nuestro punto de vista, el proceso comienza con por la formación de revestimientos de arcilla (*coatings*) sobre los granos calcáreos del esqueleto, que gradualmente se van engrosando hasta coalescer en una masa progresivamente más orientada (paralela a la superficie), de formas discoidales y compactada por la cristalización de cementos que forma la fábrica *laminar continua*. En este horizonte, la fábrica esquelética podría ser un relleno de materiales procedentes de arriba y, por esa razón, cercanos a las grietas. Del mismo modo, puede tratarse de la misma fábrica de la masa basal, ya que este horizonte es el más rico de los estudiados en limo (casi el 50%).

A continuación se exponen las figuras citadas, donde se exponen las microfotografías de la fábrica del horizonte Bt/Ck. En la **tabla XII.7.** se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.



**Fig.XII.20.** (220x). Horizonte Bt/Ck de T2. Superficie de un microped con clusters esféricos y redondeados de 200  $\mu\text{m}$  en el que distinguimos zonas laminares de piel de arcilla y zonas ricas en esqueleto.









**Fig.XII.21.** (880x). Horizonte Bt/Ck de T2. Fábrica *esquelética cementada* del exterior del microped. Los clusters, de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$ , presentan un aspecto lábil, y están constituidos por granos limosos (15-30  $\mu\text{m}$ ) recubiertos de cemento (probablemente carbonatado).



**Fig.XII.22.** (880x). Horizonte Bt/Ck de T2. Transición entre fábrica esquelética y zonas de piel de arcilla.



### XII.3.3.1. Perfil de la Terraza 3.

#### Horizonte Bt1.

a) Peds primarios: (lupa binocular, 20x) tamaño relativamente grande (4 mm), equidimensionales, bastante esferoidales, subangulosos. Macroporos isométricos de entre 200 y 300  $\mu\text{m}$ .

b) Micropeds: (SEM a 40x) tamaño entre 1 y 2 mm, forma equidimensional a discoidal, subangulosa a subredondeada, de estructura poco concordante y moderadamente completa. Como rasgos reconocibles aparecen, además de la masa basal con bastantes granos de arena, las pieles de arcilla.

c) Zonas de la superficie de los micropeds: a 40 aumentos podemos distinguir con mayor o menor nitidez dos zonas de fábrica: una corresponde a la zona desorientada de masa basal, y otra orientada de piel de arcilla. En esta última parecen apreciarse zonas activas e inactivas, correspondientes respectivamente a tipos de fábricas *laminares discontinua* y *continua*. También comprobamos la existencia de zonas externas de fábrica esquelética cementada.

c.1) Fábrica *laminar continua* a nivel de cluster. Si analizamos esta zona a 500 aumentos (**Fig.XII.23.**) observamos una zona de fábrica laminar extremadamente compacta. Se pueden definir dos o tres niveles de cluster discoidales de aproximadamente 100, 50 y 30  $\mu\text{m}$  de diámetro respectivamente. La fábrica presenta un elevadísimo grado de empaquetamiento, con evidentes cementaciones y alto nivel de orientación (con anisotropía total de fábrica). Debido al grado de empaquetamiento y a los cementos, el espacio de poros, salvando algunas fisuras y poros de pequeño tamaño, esta ausente.

c.2) Fábrica *laminar discontinua* a nivel de cluster. En la **Fig.XII.24.** (¿?) vemos este tipo de fábrica, que en este caso parece ser con toda probabilidad un área menos evolucionada (por estar en construcción o desmantelamiento) de la piel de arcilla, debido a la proximidad de un paso de agua. Junto a los grandes cluster discoidales de 100  $\mu\text{m}$  aparecen niveles primarios disgregados, de aproximadamente 30  $\mu\text{m}$ . La fábrica presenta un profuso sistema de meso y

microporos, tipo fisura. El grado de empaquetamiento desciende considerablemente, aunque las unidades menores (cluster primarios) mantienen su integridad (agregación). Hay que resaltar la abundancia de esqueleto presente (compuesto principalmente por granos subédricos de arena fina, de apariencia cuarcítica, más o menos revestidos de *coatins* de arcilla), a pesar de ser una zona de piel de arcilla.

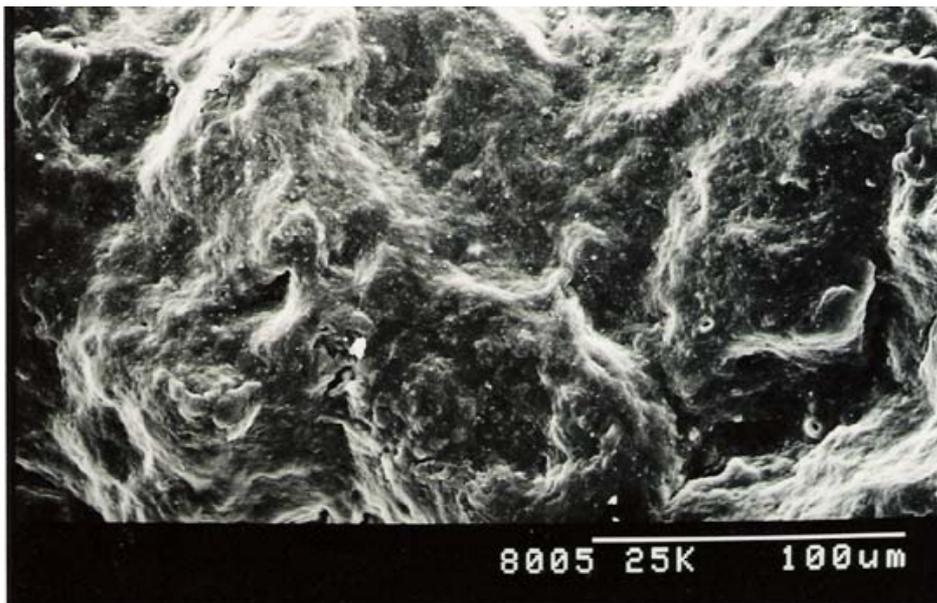
La característica principal, pues, del tipo discontinuo de fábrica laminar (con respecto al tipo continuo) es su menor orientación, compacidad y grado de empaquetamiento, así como su relación de contigüidad con zonas mucho más ricas en esqueleto (probablemente, fábricas esqueléticas del interior de los micropeds).

**d) Zonas de fábrica del interior de los micropeds.** La fábrica esquelética de las zonas externas de los micropeds presenta su correspondencia en el interior (fábrica *esquelética interna*). Sin embargo, en las zonas internas también existen localizaciones ricas en arcilla, donde encontramos otro tipo de fábricas.

**d.1) Fábrica *matriz isotrópica* a nivel de clusters y de dominios.** El aspecto general de las zonas arcillosas del interior del microped se muestra en la **Fig.XII.25**. Comprobamos la presencia de esqueleto, y varios niveles de clusters: 100 y 50  $\mu\text{m}$  (y probablemente un nivel superior a 200  $\mu\text{m}$ ). En la **Fig.XII.26**, se percibe mejor el nivel de 50  $\mu\text{m}$ , de forma equidimensional pero relativamente alargada (prismática), que está compuesto por un nivel primario a 30  $\mu\text{m}$ . Globalmente, la disposición de los clusters es relativamente desordenada y laxa, especialmente a niveles jerárquicos superiores a 100  $\mu\text{m}$ , que presentan una desorientación aún más acusada y laxa (con una abundante red de mesoporos debida, probablemente, la presencia de abundante esqueleto). La **Fig.X.27**, muestra el interior de un cluster primario, con las características antes resaltadas (grado de orientación y empaquetamiento moderado o bajo). Los dominios, con tamaños entre 10 y 20  $\mu\text{m}$ , están constituidos por intercrecimientos de láminas de arcilla de aspecto rígido y bordes redondeados. En la **tabla XII.8**, se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.





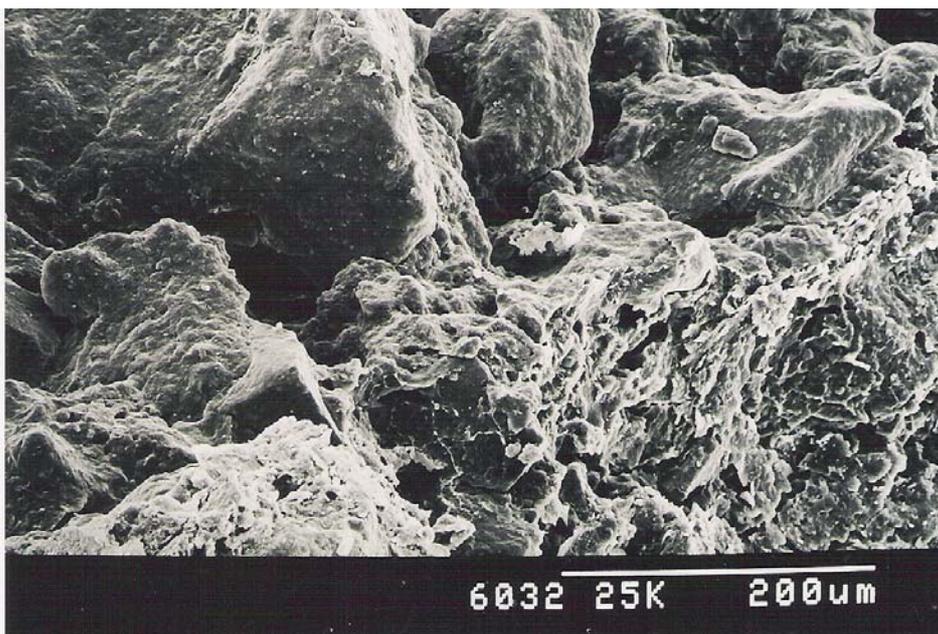


**Fig.XII.23.** (500x). Horizonte Bt1 de T3. Fábrica *laminar continua* del exterior del microped. Nótese la extremada compacidad de la fábrica, muy orientada (paralela a la superficie) y cementada.

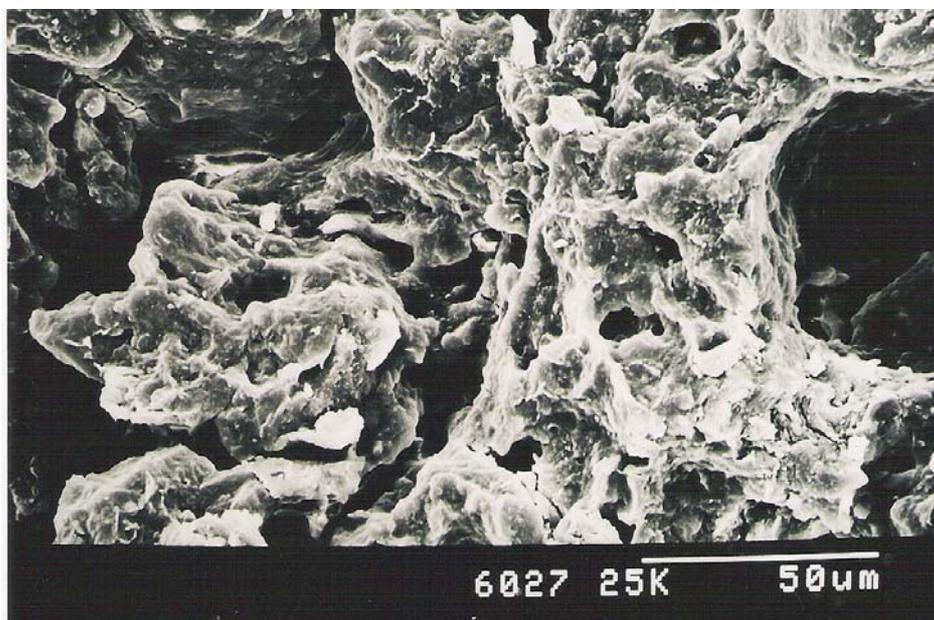


**Fig.XII.24.** (x). Horizonte Bt1 de T3. Fábrica *laminar discontinua* del exterior del microped. Se observa el aspecto deteriorado (probablemente por ruptura y desmantelamiento) de la piel de arcilla.





**Fig.XII.25.** (x). Horizonte Bt1 de T3. Zonas del interior de los micropeds con fábrica *matriz isotrópica* muy rica en esqueleto (horizonte bastante arenoso). Los clusters presentan formas variadas, de equidimensionales a alargadas, y presentan una jerarquización poco marcada (niveles a 100 y 50  $\mu\text{m}$ , y probablemente un nivel superior a 200  $\mu\text{m}$ ).



**Fig.XII.26.** (x). Horizonte Bt1 de T3. Zonas del interior de los micropeds con fábrica *matriz isotrópica*, donde se muestra el nivel de clusters primario (30  $\mu\text{m}$ ) de forma aproximadamente equidimensional y empaquetamiento moderado (microporos y ultramicroporos moderadamente orientados).





**Fig.XII.27.** (x). Horizonte Bt1 de T3. Fábrica *matriz isotrópica* del interior de los micropeds a nivel de dominios de un tamaño entre 10 y 20  $\mu\text{m}$ , constituidos por intercrecimientos de láminas de arcilla.

#### Horizonte Bt4

**a) Peds primarios:** (lupa binocular, 20x) tamaño relativamente grande (2,5x5 mm), forma equidimensional, esfericidad alta y muy angulosos. Macroporos de 200  $\mu\text{m}$ , abundantes y desorientados, de tipo fisura, resaltando la jerarquización en micropeds. Estructura fuerte, completa y concordante. Abundantes cútanos y caras de presión así como arena de cuarzo en superficie.

**b) Micropeds:** (SEM a 40x) tamaño entre 1 y 2 mm, forma equidimensional angulosa a muy angulosa. En la superficie se distinguen gruesas de piel de arcilla, superficies de presión y cútanos, lisos y compactos, aunque a zonas es abundante la arena de cuarzo que proporciona una textura granulada. Mezcladas con el plasma se detectan algunas gravas posiblemente de cuarzo y feldespatos.

**c) Zonas de fábrica de superficie de los micropeds:** a 40 aumentos podemos distinguir claramente una zona de fábrica *laminar continua* en la superficie del microped que

corresponde a la piel de arcilla (muy semejante a la zona homóloga del horizonte Bt1 del mismo perfil).

**c.1) Fábrica *laminar continua* a nivel de cluster.** Si analizamos esta zona a mayores aumentos (**Fig.X.28.**, 195x) podemos ver nitidamente (en perspectiva oblicua) la estructura perfectamente jerarquizada de cluster. Distinguimos al menos tres niveles: una de 150-100  $\mu\text{m}$ , otro de 50 y otro de cluster primarios de 20-30  $\mu\text{m}$ . La forma es discoidal y moderadamente redondeada. El grado de empaquetamiento de fábrica es muy alto, incluso extremadamente alto, debido a la presencia de cementos. A pesar del grado de compactación, podemos distinguir una red de microporos (10-15  $\mu\text{m}$  de diámetro) de tipo fisura, que actúan como superficies de fractura de las unidades de cluster mayores (esto se aprecia muy bien en visiones paralelas a la superficie; las ondulaciones de la misma corresponden a los límites entre cluster). La fábrica, por supuesto, presenta un alto grado de anisotropía a todos los niveles.

**d) Zonas de fábrica del interior de los micropeds:** En el interior de los agregados encontramos una zona en apariencia menos organizada y más isotrópica que las zonas de piel de arcilla anteriormente descritas. En ella podemos distinguir:

**d.1) Fábrica *matriz isotrópica* a nivel de Clusters:** la fábrica más característica del interior de los micropeds es la que se muestra en las **Fig.XII.30.** (630x, en perspectiva oblicua) y **Fig.XII.35.** (630x, en perspectiva perpendicular). Se trata de un tipo de fábrica bien organizada en clusters de unos 100  $\mu\text{m}$  de diámetro, de forma equidimensional a alargada, y de redondeados a ligeramente angulosos. En este nivel superior, los clusters se separan entre sí gracias a un sistema poroso heterogéneo, en el que predominan microporos y mesoporos (20-30  $\mu\text{m}$ ), con morfologías tubulares (también algunos poros tipo fisura) y un alto grado de desorientación en las tres dimensiones del espacio. En la **Fig.XII.31** (1260x) observamos con mayor detalle uno de los clusters de 100  $\mu\text{m}$ . Se comprueba la jerarquización en niveles inferiores de algo más de 50  $\mu\text{m}$ , separados entre sí por microporos y ultramicroporos de escasas micras de grosor e igual de desorientados. Los clusters de 50  $\mu\text{m}$  presentan formas más irregulares, tanto equidimensionales y

redondeadas como incluso discoidales y onduladas (la forma discoidal que adquieren algunos de estos cluster se ve especialmente bien en la **Fig.XII.37**, a 600x) y un grado de empaquetamiento moderado. Finalmente, podemos comprobar la presencia de las unidades primarias de esta fábrica, los dominios, que se unen sin una orientación preferente clara (aunque en esta foto tienden a adquirir orientación paralela a la superficie de los clusters) y dejando entre sí un espacio relativamente poroso.

**d.2) Fábrica *matriz isotrópica* a nivel de Dominios:** para estudiar los dominios, conviene emplear mayores aumentos (**Fig.XII.34**, 3900x). Presentan un tamaño de entorno a 10-15  $\mu\text{m}$  y están compuestos por plaquetas rígidas, intercrecidas (aunque en algunos casos pueden distinguirse apilamientos moderadamente turboestráticos) mediante uniones cara-cara, con algunos contactos borde-borde, desorientados entre sí. La forma de las plaquetas es altamente heterogénea lo que influye en el aspecto de los dominios. Se ven plaquetas rectangulares grandes y rígidas de partículas bastante cristalinas y otras más filiformes y flexibles, posiblemente atendiendo a naturalezas mineralógicas muy distintas. El grado de agregación de las plaquetas es alto, pero se pueden distinguir retículos de ultramicroporos de apenas 5 micras que limitan las unidades de dominios que componen el cluster primario.

En general, la fábrica *matriz isotrópica* presenta una moderada abundancia en granos de esqueleto, aunque en algunas zonas pasan a ser abundantes (**Fig.XII.32.**, 500x) o predominantes (**Fig.XII.36.**, 1000x). El esqueleto está compuesto mayoritariamente por granos de arena fina (aproximadamente 30 o 40  $\mu\text{m}$ ), lo cual no es de extrañar teniendo en cuenta el % de arena relativamente alto de este horizonte (33.4%). Los granos de arena y limo son, con toda certeza, de naturaleza silicatada (cuarzo o feldespatos). En base a esto, podríamos describir una fábrica *interna esquelética*.

La característica principal de la fábrica *matriz isotrópica*, tal y como hemos observado en todas las escalas, es la isotropía de unidades de fábrica, es decir, todas las unidades de fábrica se colocan desorientadas excepto las unidades básicas, los dominios (que al constituirse por uniones cara-cara de plaquetas presentan una orientación

preferente). Esta isotropía se refleja en un copioso sistema de poros de diversos diámetros, continuo y completamente desorientado, y un grado de empaquetamiento moderado, sin cementación aparente.

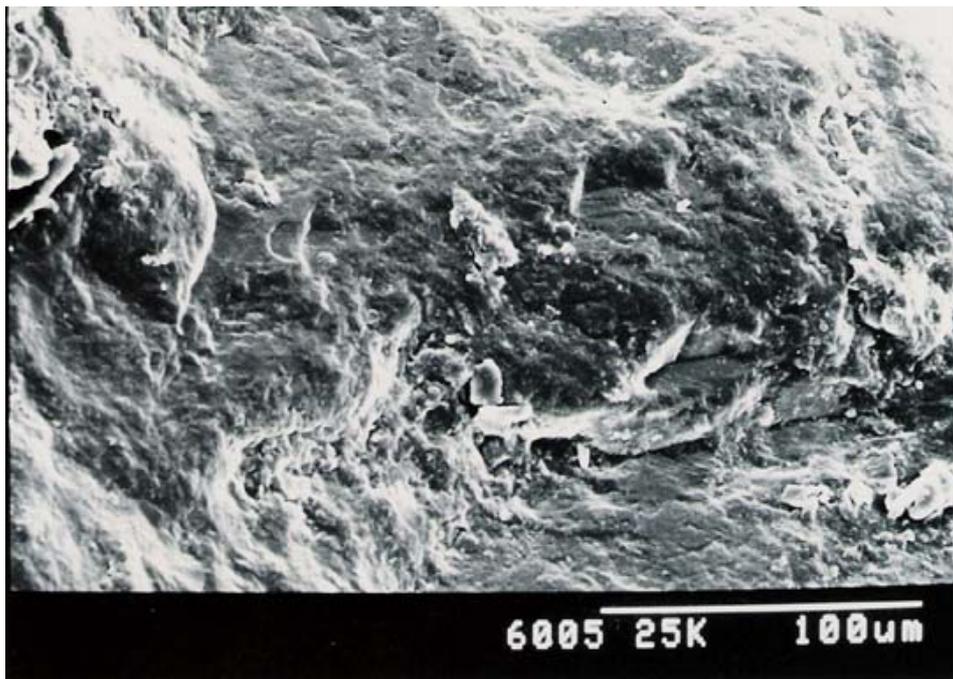
Podemos distinguir este tipo de estructura convencional ocupando el grueso de la masa basal interna, aunque, hacia las zonas externas podría ir transformándose en otro tipo de fábrica más orientada. La presencia de clusters discoidales (**Fig.XII.37**), muy parecidos a los de zonas superficiales, en el interior de los micropeds apunta en esta dirección. Es probable que la fábrica matriz, caracterizada por su isotropía, se vea afectada en las partes externas del micropeds por presiones dirigidas, como la que observamos en la **Fig.XII.29** (un edaforrasgo de presión, posiblemente debido a un clasto). Esto puede provocar el incremento del empaquetamiento y la anisotropía de los cluster, y que estos pasen de formas equidimensionales a discoidales. La **Fig.XII.33** (390x) muestra el aspecto orientado que adquiere la masa basal interna en algunas localizaciones. La relación de estas zonas más orientadas con la *fábrica laminar discontinua* puede ser importante.

Por otra parte, aunque en las áreas más isotrópicas la *fábrica matriz* adquiere una considerable porosidad, no llega a constituir una verdadera *fábrica en panal de abejas* (como, por ejemplo, la descrita en el horizonte Btg del perfil 2). Esto es posible que se deba a un porcentaje de arena relativamente alto (33%), o a una mineralogía menos rica en fases expansibles (12% en la arcilla de este horizonte, frente, por ejemplo, un 22% en la arcilla del Btg del perfil 2 –capítulo XI-).

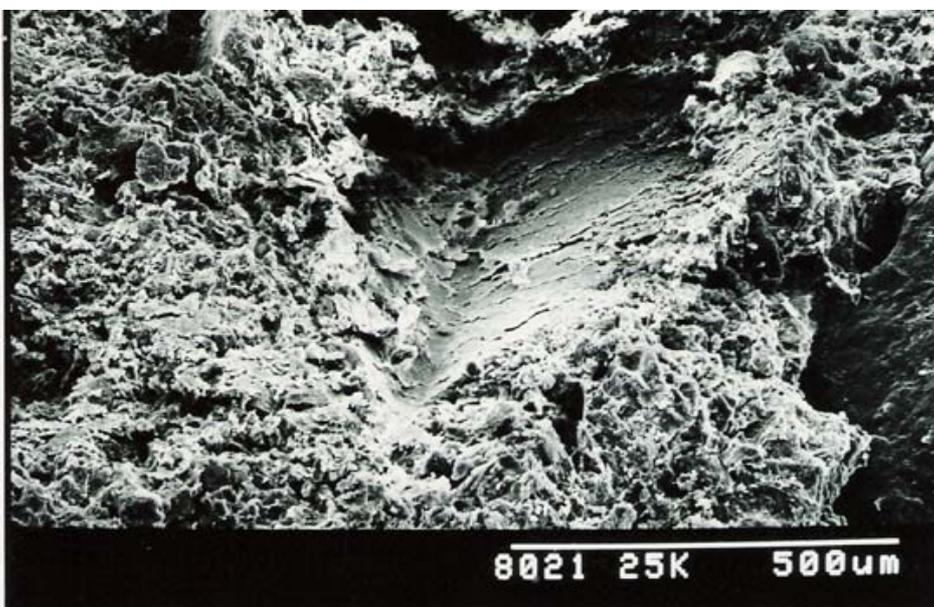
En la **tabla XII.9**. se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.





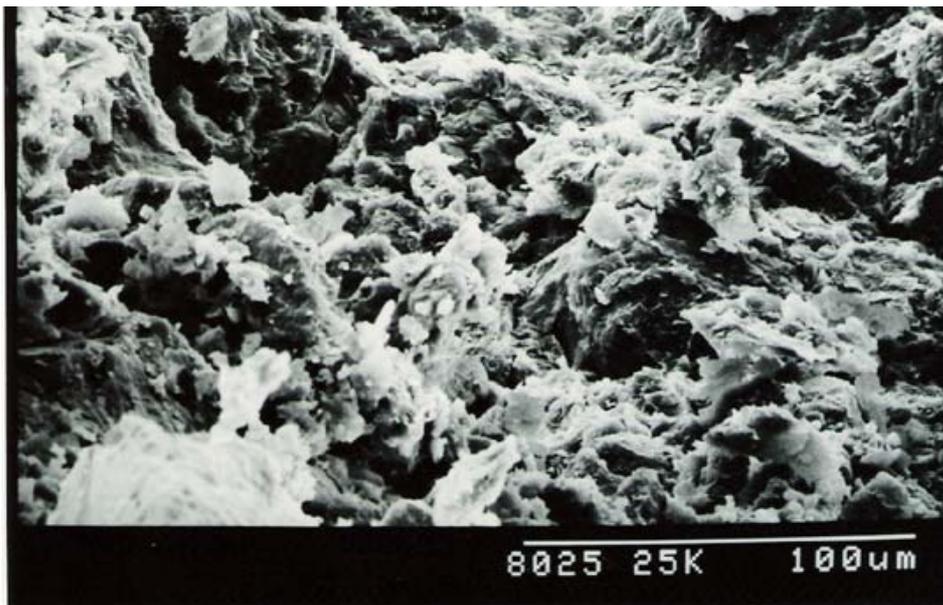


**Fig.XII.28.** (195x). Horizonte Bt4 de T3. Fábrica *laminar continua*, en perspectiva oblicua a la superficie del microped. Se observa la compacidad de la fábrica y es posible percibir la jerarquización en clusters discoidales, a pesar del alto grado de cementación.

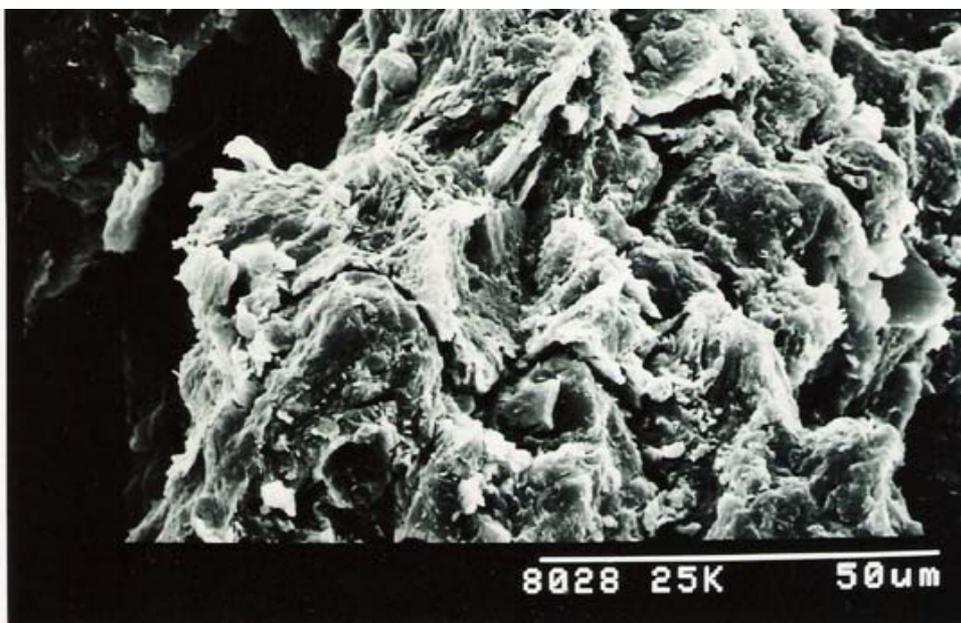


**Fig.XII.29.** (x). Horizonte Bt4 de T3. Zona del interior del microped (fábrica *matriz isotrópica*) con orientación de la masa basal debida a un edaforrasgo de presión (probablemente un clasto).



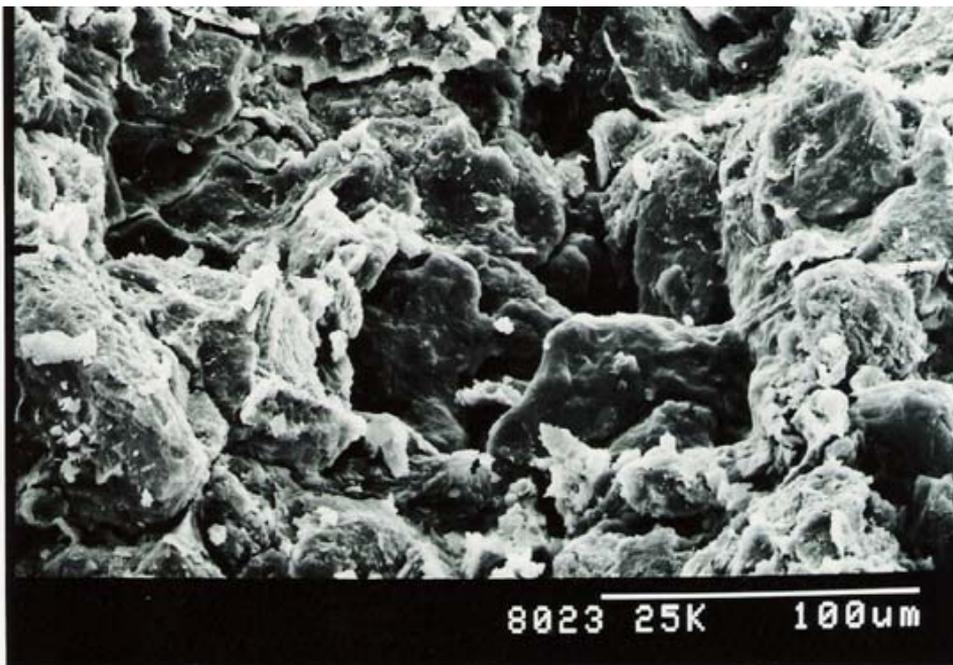


**Fig.XII.30.** (630x). Horizonte Bt4 de T3. Zona del interior del microped (fábrica *matriz isotrópica*) en perspectiva oblicua.

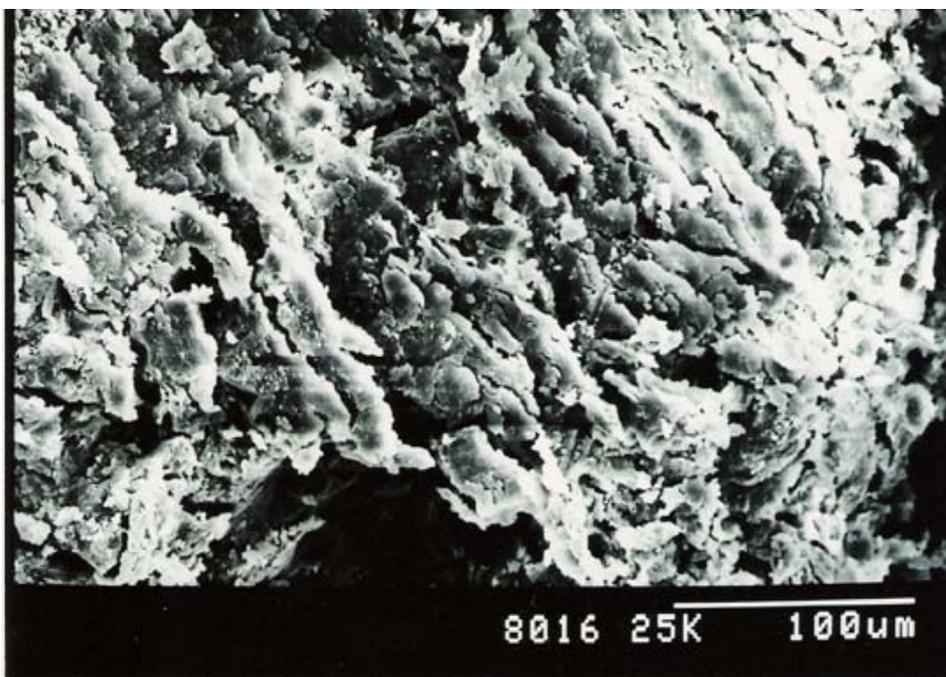


**Fig.XII.31.** (1260x). Horizonte Bt4 de T3. Zona del interior del microped (fábrica *matriz isotrópica*). Se observan los clusters de 50  $\mu\text{m}$ , con formas variadas (de equidimensionales a discoidales o irregulares) y empaquetamiento moderado.



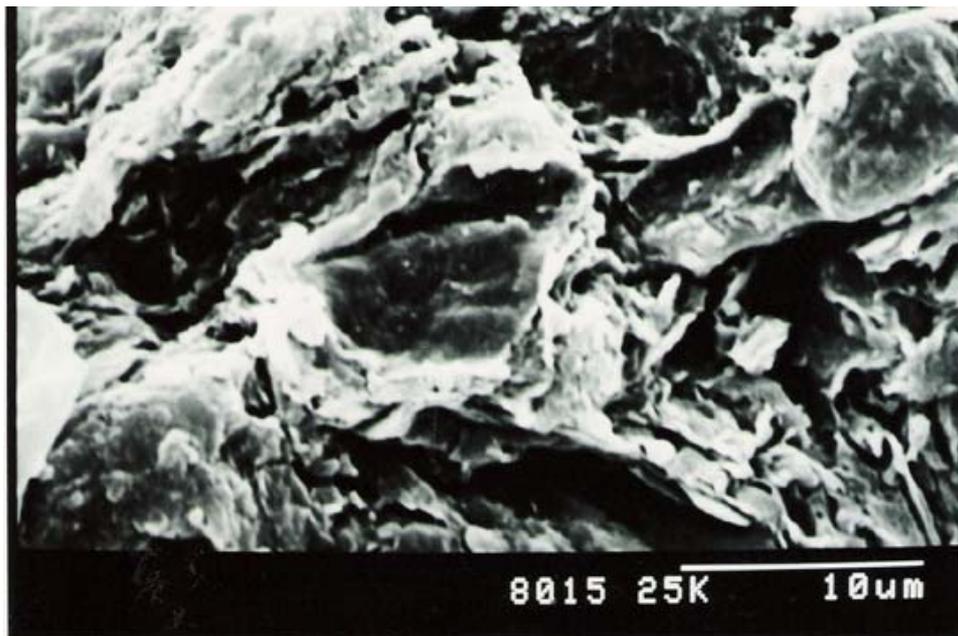


**Fig.XII.32.** (500x). Horizonte Bt4 de T3. Fábrica *matriz isotrópica* del interior del microped con abundantes granos de esqueleto.

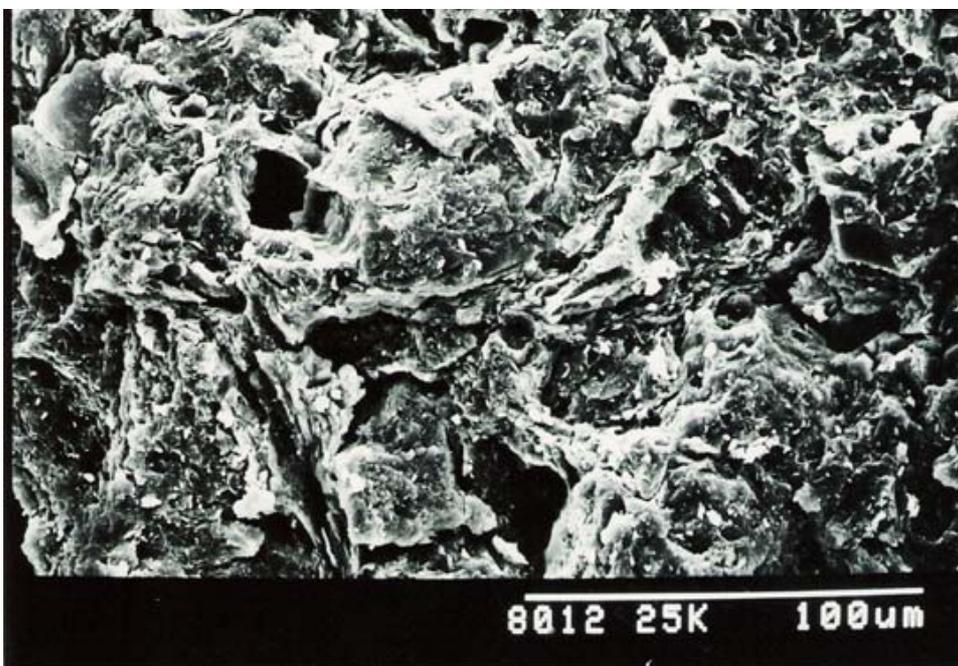


**Fig.XII.33.** (390x). Horizonte Bt4 de T3. Fábrica *matriz isotrópica* de la zona interior del microped más próxima a las áreas superficiales. El grado de orientación es más elevado del habitual en este tipo de fábrica (probablemente debido a las presiones exteriores).



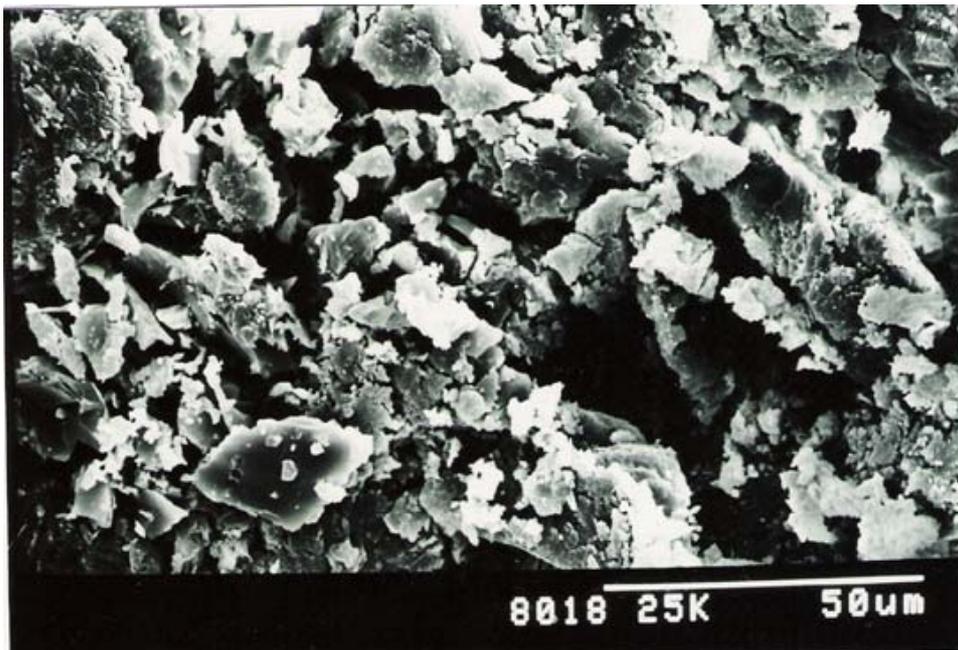


**Fig.XII.34.** (3900x). Horizonte Bt4 de T3. Fábrica *matriz isotrópica* a nivel de dominios. Estos presentan un tamaño de 10-15  $\mu\text{m}$ , y se componen de plaquetas rígidas (algunas más flexibles) e intercrecidas (con límites difíciles de establecer).

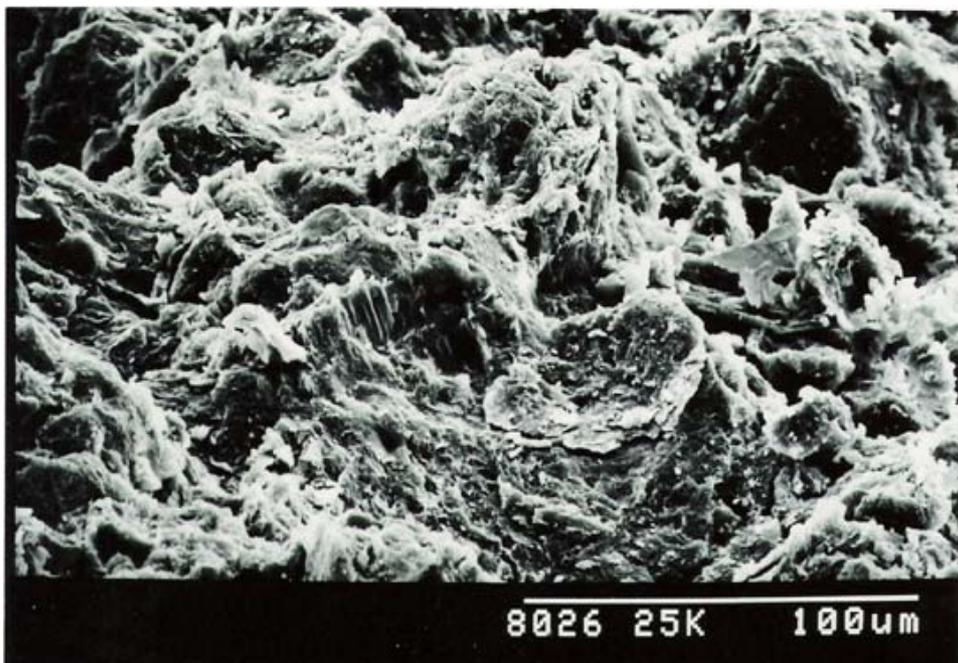


**Fig.XII.35.** (630x). Horizonte Bt4 de T3. Fábrica *matriz isotrópica*. En esta perspectiva se observa el buen nivel de organización del interior de los microped, con dos niveles de clusters (aproximadamente, 100 y 50  $\mu\text{m}$ ), y un sistema poroso moderadamente abundante (microporos y mesoporos) y desorientado.





**Fig.XII.36.** (1000x). Horizonte Bt4 de T3. Localizaciones del interior del microped donde la abundancia del esqueleto impide reconocer la fábrica *matriz isotrópica* (fábrica *esquelética interna*).



**Fig.XII.37.** (x). Horizonte Bt4 de T3. Zonas internas del microped más cercanas a las áreas superficiales. La presencia de clusters discoidales, muy parecidos a los de las zonas laminares, puede indicarnos la relación entre las fábricas internas (*matriz isotrópica*) y externas (*laminar discontinua*).



#### *XII.3.4. Perfil terraza 4.*

##### **Horizonte Bwk1**

a) Peds primarios: (lupa binocular, 20x) tamaño grande, 3-4 mm, equidimensional, subanguloso, esfericidad media-alta. Estructura moderadamente concordante y completa.

b) Micropeds: (SEM a 35x y 90x, **Fig.XII.38**) tamaño aproximadamente de 1 mm, equidimensionales, subredondeados y de esfericidad media-alta. Macroporosidad elevada, desorientada, con canales y cámaras intermicroped interconectados de 250 hasta 500  $\mu\text{m}$ . Podemos distinguir una espesa cementación, muy probablemente por carbonatos, en incluso niveles de micropeds de menor tamaño (500- 250  $\mu\text{m}$ ), de forma redondeada y equidimensional tendiendo hacia formas más o menos discoidales, relativamente bien diferenciados gracias a mesoporos y macroporos.

c) Zonas de fábrica de la superficie de los micropeds: la jerarquización en clusters es algo menos evidente que en micropeds, aunque a 90x (**Fig.XII.38**) puede apreciarse un nivel a 100  $\mu\text{m}$ . En la fábrica externa parece predominar el esqueleto compuesto de granos de arena caliza más o menos redondeados, equidimensionales y de tamaño arena fina (50 a 100  $\mu\text{m}$ ), y un plasma compuesto principalmente de limo que forma los clusters de un tamaño aproximado de 100  $\mu\text{m}$ , de apariencia profusamente cementada.

A mayores aumentos, se observa como la arcilla y el cemento producen recubrimientos finos y discontinuos sobre arenas y los limos, en este último caso, produciendo puenteados entre granos, lo que dota de algún grado de estabilidad a los agregados limosos. El grado de empaquetamiento es moderado, y en las localizaciones con menor grado de cementaciónn (**Fig.XII.39.,x**), la fábrica presenta un sistema desorientado de micro y ultramicroporos de empaquetamiento.

Debido a la isotropía total de fábrica, al predominio del esqueleto y a la evidente cementación, podemos hablar de la presencia de fábrica *esquelética cementada* en el exterior del microped.

d) Zonas de fábrica de interna: la estructura observada corresponde básicamente al tipo de las zonas externas, si bien con una abundancia aún mayor de la fracción limo y una

cementación mucho más escasa (fábrica *esquelética interna*). Además, se aprecia mejor la jerarquización de los clusters (**Fig.XII.40**, 2200x). Se pueden definir los niveles de cluster, uno de 100  $\mu\text{m}$  y otro de 50  $\mu\text{m}$ , poco desarrollados, equidimensionales y de apariencia lábil. Existen micro y ultramicroporos (tipo empaquetamiento intergranular) que forman una red desorientada y relativamente importante. El grado de empaquetamiento es moderado. De todas formas, la fábrica es básicamente del mismo tipo en el interior y el exterior de los micropeds, lo que contrasta con la heterogeneidad descrita en los perfiles anteriores.

Como rasgo de fábrica interesante, podemos observar (**Fig.XII.41**, 2200x) la presencia de partículas de forma más o menos bacilar y tamaño limo fino (3-4 x 1,5-2  $\mu\text{m}$ ) que presentan en uno de sus extremos un opérculo. Estas partículas producen aglomeraciones de formas esferoidales y compactas de aproximadamente 10  $\mu\text{m}$  que incluso puentean granos de limo grueso. Estas estructuras posiblemente actúen de agente cementante y cohesionante de los clusters descritos. En cuanto a su naturaleza, muy probablemente carbonatada, podría especularse en un posible origen biológico, de tipo biolítico.

En nuestra opinión, a pesar de leves diferencias en cuanto al grado de orientación y de presencia de recubrimientos de arcilla (ambos más perceptibles en las zonas externas), es que el *tipo de fábrica esquelética* es básicamente similar, y el grado o tiempo de actuación de los procesos edafogénicos aún no ha producido rasgos que permitan distinguir otros tipos de fábrica.

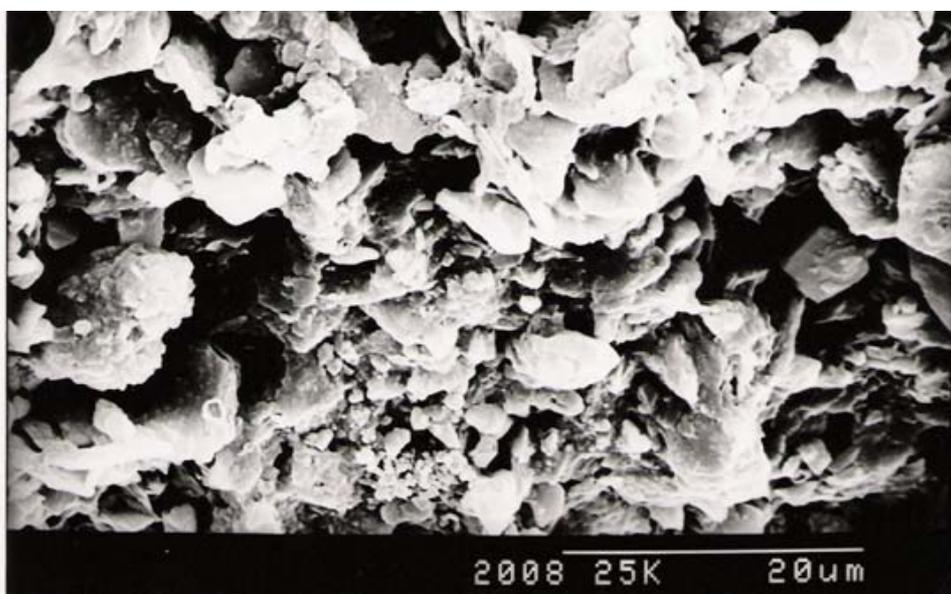
En la **tabla XII.10**. se expone un resumen de todo lo comentado en este apartado.







**Fig.X.38.** (90x). Horizonte Bwk1 de T4. Aspecto superficial de los micropeds, de forma redondeada. Nótese la espesa cementación, con toda probabilidad de naturaleza carbonatada.

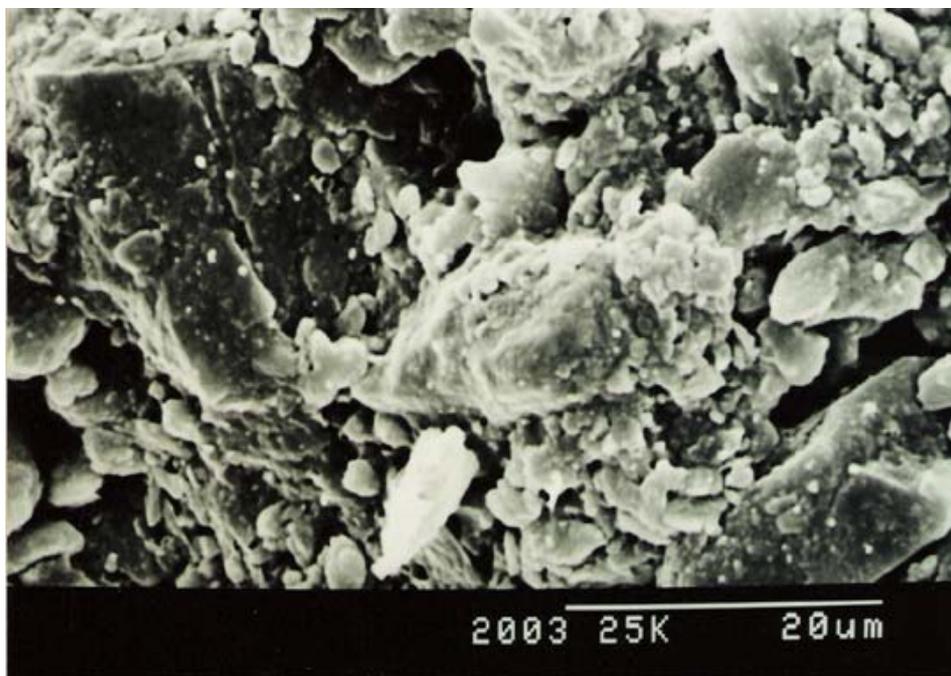


**Fig.X.39.** (?x). Horizonte Bwk1 de T4. Estructura esquelética de la superficie del microped, en localizaciones donde la cementación no es excesivamente abundante. Se observa un sistema de micro y ultramicroporos (tipo empaquetamiento intergranular).





**Fig.X.40.** (2200x). Horizonte Bwk1 de T4. Áreas del interior del microped con fábrica esquelética interna. Esta fábrica, parecida a la exterior, muestra no obstante una mejor jerarquización (clusters aproximadamente a 100 y 50  $\mu\text{m}$ ) y, en general, una cementación notablemente menor.



**Fig.X.41.** (2200x). Horizonte Bwk1 de T4. Se muestran aglomeraciones glomerulares de partículas de arcilla esféricas sobre la superficie de los granos de esqueleto. Estas estructuras posiblemente actúen como agentes cohesionantes y cementantes de la fábrica esquelética.



## XII.4. DISCUSIÓN

### *XII.4.1. Interpretación analítica y mineralógica de la ultramicrofábrica.*

#### **Horizonte Bt. Terraza 1.**

Se trata del horizonte Bt más arcilloso (42.6%, textura arcillosa) de cuantos se analizan en este trabajo, de colores rojos intensos, plástico y adherente (**Tabla XII.11.**). Además este horizonte tiene la importante particularidad de estar completamente descarbonatado y presentar el porcentaje de hierro libre más elevado de cuantos se han analizado (**Tabla XII.12.**). Todo esto es compatible con las características morfológicas descritas mediante lupa binocular y SEM a bajos aumentos: estructura completa y concordante, muy angulosos, con macroporos de tipo fractura. El alto grado de desarrollo de la estructura pone de manifiesto una perfecta jerarquización de las zonas laminares externas en la que se pueden distinguir con facilidad hasta cuatro niveles de cluster (mayor jerarquización de los horizontes analizados en la cronosecuencia). Este hecho se debe básicamente al elevado contenido de arcilla, especialmente de naturaleza iluvial (presenta cútanos continuos, delgados, en la cara de los agregados). Las zonas laminares que presentan el tipo de fábrica que hemos denominado *laminar continua* presentan la típica estructura compacta, muy densamente empaquetada y sin apenas poros, de lo que podemos inferir que la estructura externa está cementada. El agente cementante más importante en este caso, dada la descarbonatación total del horizonte, deben ser los óxidos de hierro, muy abundantes. Este tipo de cemento a escala ultramicromorfológica y grandes aumentos de SEM, parece tener la propiedad de no formar gruesas capas sobre la superficie de la piel de arcilla, al contrario que el cemento carbonatado que forma microcostras dando a tales superficies un aspecto tridimensional en relieve, por lo que apenas si da indicios de su presencia (teniendo en cuenta que son solo cantidades de óxidos de hierro relativamente altas, que nunca superan el 4%).

Por otra parte se trata de un horizonte de pH muy debilmente ácido (6.8), con predominio del Calcio en el complejo absorbente (y de las formas libres de hierro y aluminio) y muy bajas cantidades de Sodio (**Tabla XII.12**), esto implica un buen nivel de floculación de las placas de arcilla en todo el horizonte. Este se observa en las fábricas laminares y también en menor medida en las fábricas internas de *matriz isotrópica* y *panal*

*de abejas*. Sin embargo, la agregación y estabilización de las unidades de fábrica en los niveles superiores (la unión de los dominios para formar cluster primarios, y la unión de cluster primarios entre sí hacia cluster de mayor tamaño), varía, siendo importante en las zonas laminares pero moderado en las demás. Esto induce a valorar el aspecto estabilizador de la estructura (tanto a nivel de agregación como sobretodo de floculación) de los agentes cementantes y a considerar la importancia morfogénica de otros factores mineralógicos o físicos. Es importante resaltar que las propiedades químicas, como pH o Bases de Cambio, se indican en valores medios de toda la muestra, tras homogeneizar convenientemente la muestra, y al contrario de las propiedades mineralógicas, es imposible detectar sus variaciones en los distintos microambientes.

Efectivamente, como hemos comprobado, la heterogeneidad morfológica a escala ultramicroscópica es muy alta, creándose microambientes tan distintos como caras cementadas de agregados o altamente porosos pero confinados en el interior (*fábrica en panal de abejas*).

Parejo al relativamente elevado porcentaje de arcilla (24%), vemos que los minerales preponderantes en la tierra fina son los laminares (48%), con menores porcentajes de cuarzo (32%), clorita (9%), feldespatos (3%, concentrados en las fracciones arena gruesa y fina) y Goethita (3%)(**Tabla XII.13.**). Dentro de los laminares, el mineral ampliamente predominante es la mica, preferentemente la illita, tanto en la fracción arcilla (66%) como en el limo (83%), con pequeños porcentajes de clorita (7% en arcilla, 2% en limo) y fases expansibles (esmeclitas e interestratificados con esmeclita y vermiculita, 4% en limo y 16% en arcilla) (**Tablas XII.17 y 18**).































La illita forma dominios de carácter intermedio entre apilamientos discretos propios de la caolinita y los tactoides propios de esmectitas e interestratificados (con proporciones

significativas de esmectitas), por lo que los dominios en este horizonte suelen presentar caracteres intermedios entre ambos: un apilamiento turbostrático de láminas y un intercrecimiento donde no es posible establecer los límites entre las mismas. Este tipo de dominios, en su estado de mayor o menor agregación, son los más extendidos, formando las unidades básicas de las fábricas *laminares* y de la *matriz isotrópica*, así como, en ciertas localizaciones, de la fábrica en *panal de abejas*. Esta última se compone muy probablemente de fases esmectíticas dado su aspecto flexible y filiforme (la confirmación definitiva de estas hipótesis deberá aguardar al empleo de EDX). De ser así, la diferenciación morfológica implicaría una clara segregación mineralógica, lo cual no sería de extrañar, teniendo en cuenta la heterogeneidad de microambientes.

### **Horizonte Btg. Terraza 1.**

Se trata de un horizonte Btg de textura franco arcillo arenosa (**Tabla XII.11.**), cuyas características principales son una descarbonatación casi total (solo un 1.14%, también se detectan trazas de calcita en la arena y una pequeñísima proporción -3%- de nódulos de carbonatos en la grava), un porcentaje de hierro libre (2.75%) relativamente normal en este tipo de horizontes compatible con un color rojo intenso (**Tabla XII.12.**). La estructura esta menos desarrollada en tipo y grado que el anterior horizonte, probablemente por un menor contenido de arcilla, aunque mantiene la plasticidad, la adherencia y todas las demás características de morfología observadas con lupa binocular y SEM a bajos aumentos: forma equidimensional, muy anguloso, concordancia y completitud (quizás en un grado menor debido al menor porcentaje de arcilla). El que presente un grado de desarrollo de la estructura ligeramente inferior al anterior horizonte se pone de manifiesto en una jerarquización menos marcada (tres niveles de cluster frente a cuatro), especialmente en la zona de fábrica laminar. Por lo demás la fábrica *laminar continua* mantiene su alto grado de empaquetamiento, su orientación y anisotropía y su escasa porosidad. La cementación, dada la descarbonatación, creemos que se debe a las formas de hierro.

La composición mineralógica de la tierra fina se ve ampliamente dominada por minerales laminares (55%), con una cantidad también apreciable de cuarzo (27%) y cantidades mucho menores de clorita (6%), goethita (4%) y feldespato potásico (4%) (**Tabla XII.13.**). La mineralogía calculada en agregado orientado (A.O, muestras sódicas

solvatadas con E.G), como tendencia general, sigue las pautas del horizonte anterior: el porcentaje más alto corresponde a la illita (68% en arcilla, 74% en limo) seguida de fases expansibles (4% en limo y 22% en arcilla) (**Tablas XII.17 y 18.**, mostradas más adelante). Como resaltamos anteriormente, es casi segura la dependencia en cuanto al tipo de ultramicrofábrica de las especies minerales presentes en una zona concreta de los agregados, y es muy probable la relación inversa, es decir, que dependiendo del tipo de ultramicrofábrica se den microambientes de estabilidad para distintas fases minerales. Pero por el momento únicamente podemos inferir estas relaciones a partir de la forma de los dominios y plaquetas de arcilla.

Los datos analíticos más relevantes en cuanto a la fábrica son el pH (7.6, muy ligeramente alcalino) y la dominancia del ión calcio en el complejo de cambio (**Tabla XII.12**). Ambos nos pueden indicar un buen estado de agregación de la arcilla. El hecho de que el estado de agregación de los dominios, varíe en según la localización, puede atender a la precipitación de cementos (óxidos u oxihidróxidos de hierro en nuestro caso, que tenderían a precipitar en las amplias superficies de la zona laminar) o a factores de otro tipo (texturales, mayor o menor abundancia de esqueleto, o mecánicos, zonas turbulentas de paso de agua, de presiones por hinchamiento...).

Las zonas de fábrica laminar presentan dominios turbostráticos con carácter intercrecidos, variando los estado de agregación según consideremos el tipo *laminar continuo* (muy altos, probablemente estabilizados por agentes cementantes) o *discontinuo* (moderados-altos, con menos cementos). Las plaquetas son de aristas rectas y consistencia semirrígida. Por la forma de estas y el aspecto general de los dominios parecen ser zonas con predominio de illitas, no descartándose la presencia de fases esmectíticas. Las zonas desorientadas del interior del micropeds, por su parte, corresponde al tipo de fábrica en *matriz isotrópica*, y encontramos dominios más apilados, con placas de arcilla grandes, cristalinas y rígidas, de límites mejor señalados, junto con otros más parecidos a los de la zona laminar. Se trataría mineralógicamente de una zona heterogénea donde aparecen elementos directamente heredados de la roca (de ahí su tamaño, rigidez y cristalinidad) y otros en proceso de transformación (más pequeños y flexibles).

### **Horizonte Btg. Terraza 2.**

Este es un horizonte muy arcilloso (textura arcillosa, 42% arcilla), con una estructura muy desarrollada en cuanto a grado, completitud y concordancia, no tanto en cuanto a angulosidad. Presenta un color rojo (menos puro pero igual de intenso) y adherencia y plasticidad habituales en los horizontes Bt de la cronosecuencia (**Tabla XII.11**). No se trata de un horizonte descarbonatado, pues presenta entorno a un 5% de  $\text{CaCO}_{3\text{equiv.}}$ , que es calcita (4% medido en tierra fina con XDR) (**Tablas XII.12 y 13**).

Se trata de un horizonte muy diferenciado morfológicamente, presentando casi todas las tipologías de fábrica descritas en grado significativo. En las zonas externas aparecen los tipos *laminar continuo* y *discontinuo*, además de la peculiar fábrica *floculada abierta*, que en este horizonte alcanza su máxima expresión (también presente en el perfil 1, pero mucho menos evidente). La fábrica *laminar continua* presenta las mismas características antes señaladas, con un grado de cementación moderado donde creemos que siguen predominando las formas de hierro sobre los carbonatos. Los cementos, especialmente los carbonatados, actúan como estabilizadores de la estructura impidiendo la desagregación, la dispersión y el desmantelamiento de la piel de arcilla. Esta hipótesis se vería apoyada porque los horizontes donde se manifiesta con claridad la presencia de revestimientos de carbonatos (que suelen coincidir con los mayores porcentajes analíticos de  $\text{CaCO}_3$ , como en el horizonte Bt/Ck de la terraza 2 o el Bwk1 de la terraza 4) no aparecen la fábrica *laminar discontinua*. Por su parte, en este horizonte se comprueba la relación entre la fábrica *floculada abierta* y la piel de arcilla, siendo probablemente la primera un estadio previo a la formación (por una progresiva compactación mecánica y cementación química) de la fábrica *laminar continua*.

Debido a la presencia de carbonatos y al pH ligeramente alcalino (7.8) es lógica la prevalencia del ión calcio en el complejo de cambio (**Tabla XII.12**), lo que nos lleva a las mismas conclusiones en cuanto al relativamente buen estado de agregación que, como norma general, presentan todas las fábricas. Las excepciones la constituyen la ya comentada fábrica *floculada abierta*, bastante desagregada.

Los datos mineralógicos reflejan la lógica predominancia en tierra fina de los minerales laminares (el 65%), con cantidades relativamente bajas de cuarzo (16%,

concentrados en la fracción arena) y cantidades muy bajas pero no despreciables de goethita (7%) (**Tabla XII.13**). De entre los laminares destacamos la illita (81% en limo y 66% en arcilla) y las fases expansibles (3% y 29% en limo y arcilla, respectivamente)(**Tablas XII.17 y XII.18**). Con esta mineralogía de filosilicatos, las características morfológicas de dominios y plaquetas de las fábricas laminares *continua* y *discontinua* son parecidas a otros horizontes. Es muy probable que las fases esmectíticas (en general, esmectitas *s.s* e interestratificados con abundantes láminas expansibles, que presentan morfologías similares) predominen en los microambientes internos, en áreas de la matriz isotópica pero especialmente en los tactoides, de aspecto flexible y hasta filiforme, que constituyen las paredes de celdas isométricas de la fábrica en *panal de abejas*.

### **Horizonte Bt/Ck. Terraza 2.**

Este horizonte, aunque domine el Bt, presenta importantes inclusiones de un Ck subyacente, por lo que (especialmente en cuanto al aspecto morfológico) hay que tener precauciones a la hora de generalizar conclusiones. Como es lógico, presenta un porcentaje de carbonatos relativamente alto (32.01%), lo que lleva parejo un pH ligeramente alcalino (7.9) con predominio del ión Calcio en el complejo de cambio (**Tabla XII.12**). Por otra parte presenta un porcentaje medio de formas de hierro (2%) comparado con los otros horizontes de la cronosecuencia. La considerable presencia de carbonatos es el factor más importante a la hora de determinar una estructura en bloques subredondeados-redondeados, solo moderadamente completa y concordante. El color es rojo puro, pero de intensidad media, y es plástico y adherente (**Tabla XII.11**).

En la mineralogía de la tierra fina destaca el porcentaje de laminares (53%) seguido del de calcita (23.7%, también se presenta un 11% de nódulos de carbonatos en la fracción grava), ocupando el cuarzo el tercer lugar (14%). El porcentaje de Goethita es muy bajo pero no despreciable (**Tabla XII.12**). El cuarzo es el mineral más importante en la arena fina (fracción 250 a 50  $\mu\text{m}$ , 58%, **Tabla XII.15**) e importante en el limo (21%), mientras que la calcita es predominante en la arena gruesa (2000 a 250  $\mu\text{m}$ , 69%, **Tabla XII.14**) y en el limo (49%, **Tabla XII.16**). La mineralogía de la fracción arcilla, presenta un claro predominio de la illita (68%), con una cantidad apreciable de fases expansibles (17%),

mientras que en el limo, la illita supone el 75% y las fases expansibles el 6% (**Tablas XII.17 y XII.18**)

Como hemos indicado anteriormente, en cuanto a sus características morfológicas, este horizonte presenta una fábrica *laminar continua*, propia de pieles de arcilla iluviales estables, pero también la fábrica *esquelética cementada*, compuesta de granos de cuarzo y caliza, espesamente cementados por carbonatos, representativa de horizontes menos evolucionados. La arcilla, por tanto, se concentraría en la zona de fábrica *laminar continua*, que presenta todas las características reseñadas en los otros horizontes en cuanto a las formas de dominios y plaquetas; pero también aparece en la fábrica *esquelética cementada* en forma de delgados y discontinuos revestimientos y puenteados de los granos. Es de resaltar la inexistencia de zonas de fábrica *laminar discontinuas*, debido casi con toda seguridad al grueso revestimiento de cemento carbonatado (que predomina en este caso sobre otros agentes) que impide la mayor parte de los procesos de desmantelamiento de la piel de arcilla a los que asociamos este tipo de fábrica.

### **Horizonte Bt1. Terraza 3.**

Este horizonte constituye un caso particular. Se trata de uno de los horizontes más arenosos de la cronosecuencia (más del 60% de arena y una textura franco arcillo arenosa, **Tablas XII.11. y 12.**), con un contenido bastante bajo de hierro (1.45%) y completa descarbonatación. Parejo a este elevado porcentaje de arena, la tierra fina presenta baja capacidad de intercambio catiónico (CEC, -7.1 cmol(+)/kg-). El pH (7.8) es ligeramente alcalino, siendo en ión calcio el ión más abundante en el complejo de cambio.

En cuanto a la mineralogía, este horizonte se diferencia marcadamente del perfil 1 y 2 en un mayor porcentaje de feldespato potásico en tierra fina (18%) y en arena gruesa (26%), apareciendo en la arena también una cantidad reseñable de albita (10% en arena fina y 9% en arena gruesa)(**Tablas XII.13., XII.14. y XII.15**). El cuarzo es la fase dominante en las dos fracciones de la arena y el limo (**Tabla XII.16**). Por tanto, se comprueba que este horizonte es rico en minerales estables en las fracciones granulométricas más groseras de la tierra fina, lo que explica la extensión que alcanza la

fábrica *esquelética interna* en la estructura. Por otra parte, en la fracción arcilla, domina totalmente la illita (74% y 78% en limo y arcilla, respectivamente), con un porcentaje menor de fases expansibles (9 y 6% en limo y arcilla, respectivamente) (**Tabla XII.17. y XII.18.**).

La morfología de los agregados es la normal en los horizontes iluviales, si bien con tendencia a bloques subangulares, es adhesivo y plástico. El color es rojo, pero es el horizonte Bt de la cronosecuencia con menor contenido de hierro libre (1.45%) y eso supone una disminución de la pureza del rojo en seco (HUE de 7.5).

Las zonas de fábrica laminar presentan tres niveles de clusters, cuyos rasgos más destacables son la presencia de una capa de cemento de moderado espesor y la presencia de granos de esqueleto (principalmente cuarzo, en base a su morfología). En el caso de la fábrica *laminar continua*, los granos de esqueleto aparecen adheridos a la superficie de la piel de arcilla, mientras que en la fábrica *laminar discontinua* forman parte de los clusters.

En las zonas de fábrica *esquelética interna* es interesante resaltar que los granos exhiben gruesos recubrimientos finos de aspecto estable y compacto, posiblemente también debido a la precipitación de algún tipo de agente cementante como el hierro. La ausencia o escasa significación de fábricas internas más evolucionadas con predominio del plasma (*matriz isotrópica, panal de abejas*) puede achacarse, además de a la textura rica en arena, al bajo porcentaje de fases expansibles en la arcilla (entre la tercera y la quinta parte los contenidos en los horizontes del perfil 1 y 2). El grado de agregación y floculación, así como la forma de los dominios de las fábricas laminares corresponde a la descripción usual de este tipo de fábrica: buena floculación y agregación, ordenación turboestrática más o menos intercrecida y aspecto rígido o semirrígido de las plaquetas.

### **Horizonte Bt4. Terraza 3.**

Este es un horizonte de textura arcillosa, estructura muy desarrollada, completa y concordante y formas muy angulosas (**Tabla XII.11**). Comparte con los horizontes del perfil su relativamente alto porcentaje de arena (más de un 33%) y escasa cantidad de grava, aunque no tanto como el Bt1. En cuanto a valores analíticos (**Tabla XII.12**), también presenta cantidades bajas de hierro libre (comparados con los demás horizontes Bt

de la cronosecuencia), un pH cercano a la neutralidad (7,4) y una absoluta descarbonatación tanto en el % analítico de carbonatos como en la mineralogía de tierra fina total o arena fina.

La presencia de un porcentaje relativamente alto de arena (para ser un horizonte Bt) coincide con un elevado porcentaje de cuarzo (23%) y de feldespatos (20%) en tierra fina (**Tabla XII.13**), aunque la fase predominante son los laminares (51%). El cuarzo se acumula especialmente en la arena fina (57%) y el limo (62%), mientras que la arena gruesa se ve dominada por los feldespatos (31% de feldespato potásico y 19% de albita)(**Tablas XII.14, XII.15 y XII.16**). Por su parte, los laminares se componen, con mucha diferencia, por illitas (entorno al 75% en limo y arcilla) con bajas cantidades de fases expansibles (12% en arcilla y 5% en limo) (**Tablas XII.14, XII.15**).

Dadas las similitudes mineralógicas y texturales con el horizonte Bt1 no es de extrañar la presencia de zonas de fábrica *esquelética interna* en el interior de los micropeds, aunque la mayor parte de los mismos se compone una fábrica *matriz isotrópica* rica en granos de esqueleto. De nuevo, los bajos porcentajes en fases expansibles (menores que en los horizontes analizados del perfil 1 y 2) probablemente se relacionen con la ausencia del tipo de fábrica interna más evolucionada (*panal de abejas*).

En las zonas del exterior de los micropeds, sin embargo, si se describen la fábrica más típicamente asociada a la piel de arcilla: *laminar continua*, que presenta un aspecto compacta y cementada (en este caso el agente cementante deben ser los óxidos u oxihidróxidos de hierro). La ausencia de fábrica *laminar discontinua* puede deberse la cementación.

### **Horizonte Bwk. Terraza 4.**

Se trata de un horizonte poco evolucionado y homogéneo en cuanto a su morfología y mineralogía. Es el horizonte, de todos en los que se ha estudiado la fábrica, que menor porcentaje de laminares (34%, en los demás horizontes, los laminares siempre superaban el 50%) y formas libres de hierro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 1.28%) presenta, y el más carbonatado ( $\text{CaCO}_3$ equiv. del 36%, con un 32% de carbonatos determinados por difracción de rayos X en tierra fina, en la que predominan las fases dolomíticas). Texturalmente, es un horizonte

franco arcilloso, con abundante limo (40%), compuesto, así mismo, principalmente de carbonatos (35% de calcita y 28% de dolomita) (**Tablas XII.10, XII.14 y XII.15**). Lógicamente, el ión calcio es el predominante en el complejo de cambio, con una saturación del 100% y un pH alcalino (8.1) (**Tablas XII.12**).

Tanto en la zona externa como en el interior de los micropeds domina el esqueleto. En las zonas externas, parece ser más abundante (por estimación visual del tamaño de grano) el esqueleto arenoso, mientras que en el interior, la textura parece más homogénea y de tamaño limo. Sin embargo, la principal diferencia entre la fábrica externa e interna es el importante grado de cementación por carbonatos de la primera (*esquelética cementada*), debido a los procesos de lavado de carbonatos en el perfil. La arcilla parece presentar un papel poco destacado en la configuración de la fábrica.

#### ***XII.4.2. Interpretación evolutiva de la ultramicrofábrica.***

Según se ha visto en el capítulo X, los procesos edafogénicos que mejor definen la evolución del suelo en la cronosecuencia son, en este orden: la iluviación de arcilla, la movilización de los carbonatos y la rubefacción. Por esta razón hemos analizado las fábricas de horizontes genéticos de cada uno de los perfiles de la cronosecuencia que han sufrido intensamente los mencionados procesos. Como horizontes iluviales hemos considerado algunos muy rubefactados (por ejemplo, Bt del perfil 1), otros con intensa descarbonatación (horizonte Btg del perfil 2) o con abundantes carbonatos (horizonte mezclado Bt/Ck), horizontes Bt de textura arcillosa (Bt del perfil 1 o Btg del perfil 2) o con altos contenidos en arena (Bt1 del perfil 3), así como un horizonte no iluvial con alteración y acumulación de carbonatos (Bwk1 del perfil 4).

La fábrica del horizonte menos evolucionado (Bwk1 del perfil 4) es la más homogénea de las analizadas, ya que reconocemos únicamente zonas con predominio del esqueleto, tanto en el interior (fábrica *esquelética interna*) como en el exterior (fábrica *esquelética cementada*) de los agregados estructurales (los micropeds). La abundancia del esqueleto condiciona fábricas con abundante porosidad de tipo empaquetamiento intergranular desorientada (sobre todo la fábrica interna, que no está muy cementada), jerarquización poco marcada (estructura lábil, de grado moderado) y escasa orientación de unidades de fábrica. La fracción arcillosa se limita a formar débiles recubrimientos (*coatings*) y puenteados (*bridges*) de los granos de esqueleto, pero su efecto, aunque produce cierto aumento de la orientación, no es tan importante como para producir zonas y tipos de fábricas anisotrópicas (además, en ningún caso producen rasgos morfológicos claramente iluviales). Con todo, podemos definir algunas diferencias sutiles: la fábrica exterior es la que, en algunas localizaciones, sufre una mayor cementación debida a la precipitación de carbonatos (**Fig.XII.38.**), y parece presentar un esqueleto arenoso, mientras que la fábrica interna, al estar mucho menos cementada, expresa un grado de jerarquización en clusters ligeramente superior (dos niveles), con un tamaño de grano algo inferior (esqueleto más limoso, estimado visualmente de forma cualitativa a partir de las fotografías). Un rasgo que nos ha llamado la atención en la fábrica interna es la presencia de ciertas aglomeraciones de partículas de arcilla gruesa (entorno a 2  $\mu\text{m}$ ) que parecen disponerse uniendo granos de limo del esqueleto, cohesionando la fábrica. Estas partículas,

de formas claramente bacilares, tienen un aspecto muy distinto de las capas de cemento criptocristalino de las zonas externas o de la arcilla filosilicatada, y posiblemente puedan tener un origen biológico.

Los horizontes preholocénicos, por el contrario, presentan una acusada diferenciación estructural que se manifiesta en la presencia de zonas y tipos de fábrica claramente contrastados. En cuanto a zonas, podríamos destacar la diferenciación entre el exterior de los micropeds, que suelen presentar tipos de fábrica muy relacionados con el proceso de iluviación de arcilla y de rubefacción (lo que condiciona una cementación más o menos desarrollada), y el interior, con fábricas generalmente más ricas en esqueleto y menos cementadas. Las relaciones espaciales entre las distintas tipologías no son sencillas, y pueden portar la clave para su interpretación genética.

Las zonas externas se caracterizan por la presencia ubícua de pieles de arcilla (*clay skins*). El elevado grado de orientación (anisotropía) de estas zonas y otros rasgos de fábrica (laminas de arcilla de reciente deposición) hacen indiscutible su naturaleza iluvial. La piel de arcilla iluvial es más o menos gruesa según la localización. En algunas áreas, la piel de arcilla es muy espesa, densa y compacta, sin detectarse ninguna porosidad (tipo de fábrica que hemos denominado *laminar continuo*, **Fig.XII.23.** o **XII.28.**). El elevado grado de compacidad de estas áreas podemos achacarlo al estrecho empaquetamiento de las unidades de fábrica y a la cementación por precipitación de óxidos de hierro, ya que la fábrica carece de carbonatos u otras sales a las que pudieran imputarse tales cementaciones (Smart, 1966).

En otras áreas, sin embargo, la piel de arcilla muestra un aspecto deteriorado (fábrica *laminar discontinua*, **Fig.XII.24.** o **XII.12.**): aumenta la porosidad, se percibe un enriquecimiento en esqueleto, disminuye el grado de empaquetamiento y las unidades de fábrica (los clusters y dominios), aún manteniendo una orientación paralela a la superficie del microped, comienzan desorientarse mutuamente (por ejemplo, en los bordes aparecen dominios en colocación ya claramente oblicua o perpendicular a los clusters). El proceso puede estar inducido por una menor cementación de la fábrica, aunque el agente responsable parece ser de tipo mecánico, como flujos de agua (esta fábrica suele situarse

junto poros), contracciones-expansiones de la masa del suelo (Guillot, 1987), etc.... La relación genética entre la fábrica *laminar continua* y *discontinua* es muy evidente, ya que tanto los dominios como clusters primarios son muy parecidos en ambas (apareciéndose más individualizados en el tipo discontinuo, ya que están menos empaquetados y cementados), además de presentar siempre una estrecha relación espacial de contigüidad.

Por todo lo dicho, es muy probable que el tipo *laminar discontinuo* represente un estadio degradativo (por ruptura y dismantelación), de la piel de arcilla, cuya máxima expresión morfológica vendría dada por la fábrica *laminar continua*. En todo caso, lo que parece muy probable es que la presencia de una capa de cemento impida la actuación de procesos que conduzcan al deterioro o dismantelamiento de la piel de arcilla, por lo que los dos horizontes más cementados, el Bt/Ck de la terraza 2 y el Bt4 de la terraza 3, no presentan zonas degradadas de piel de arcilla, es decir, carecen de fábrica *laminar discontinua*.

Junto a las zonas de piel de arcilla de algunos horizontes, aparecen fábricas ricas en arena y limo que hemos denominado *esqueléticas cementadas*. De esta, podríamos definir dos subtipos. Por un lado, se describe una fábrica esquelética que limita sin solución de continuidad con el tipo *laminar discontinuo*, en horizontes prácticamente descarbonatados (Btg del perfil 2) y, por tanto, no cementados por carbonatos (el agente cementante serían los óxidos de hierro, que morfológicamente, parecen provocar cementaciones mucho menos espesas que los carbonatos). Desde el punto de vista genético, este subtipo de fábrica esquelética probablemente sea un grado muy avanzado del dismantelamiento de las pieles de arcilla. Por otro lado, la fábrica esquelética del horizonte Bt/Ck del perfil 2 no presenta una relación tan evidente con la fábrica laminar continua, más bien parece tratarse de un relleno arenoso procedente de horizontes suprayacentes que ha sufrido, al igual que las zonas laminares, una profusa cementación por carbonatos (muy abundantes en el horizonte).

Si las fábricas *laminares discontinuas* y alguno de los tipos de fábricas esqueléticas de superficie pueden representar estadios degradativos de la piel de arcilla, otros tipos de fábrica de superficie parecen más bien relacionados con su formación. Es el caso de la fábrica que denominamos *floculada abierta*. En sus estadios iniciales, este tipo de fábrica se asocia a rasgos ultramicroscópicos sencillos, como son láminas de arcilla de aspecto

alargado, muy fino y flexible (posiblemente de naturaleza esmectítica), depositados sobre las superficies lisas y compactas de las pieles de arcilla (**Fig.XII.4**). En principio, estas láminas forman unidades de fábrica discretas, muy abiertas, con uniones cara-cara y cara-borde poco orientadas (celdillas y retículos poliédricos isotrópicos, **Fig.XII.16**), que no constituyen dominios *sensu stricto*. En estadios más avanzados, estas unidades de fábrica parecen superpuestas en distintos estratos y adquieren configuraciones más propias de las fábricas laminares (más orientadas y empaquetadas, **Fig.XII.15**). Es difícil de estimar el factor responsable del aumento de anisotropía y de empaquetamiento que se observa en la evolución de esta fábrica, pero podría deberse tanto a las presiones dirigidas (ciclos de expansión y retracción de la masa del suelo) como a la deposición continuada de estratos de láminas superpuestos (en diversos eventos de iluviación de arcilla). Probablemente, tras la deposición inicial, se produzca una cementación que acelere la evolución de este tipo de fábrica. Por supuesto, la deposición de láminas de arcilla no ocurre sólo sobre superficies previamente ocupadas por pieles de arcilla, sino también sobre las zonas externas esqueléticas. Sin embargo, es sobre las superficies de arcilla previamente configuradas donde mejor se observa todo el proceso.

En las zonas internas, por su parte, se presentan dos tipos básicos de fábrica: en los horizontes con altos porcentajes de arena + limo (por ejemplo, en Bt1 de T3 y Bwk1 de T4, ambos con más del 70%) son muy extensas las áreas de fábrica esquelética, mientras que en los horizontes y localizaciones más arcillosas predomina la fábrica que hemos denominado *matriz isotrópica*.

La fábrica esquelética del interior de los microped se diferencia básicamente de la esquelética externa, antes descrita, en un grado de cementación menor (lo que prueba que la cementación se produce predominantemente en las zonas exteriores de los agregados). La hemos denominado fábrica *esquelética interna*. Las áreas con este tipo de fábrica presentan un sistema de poros de empaquetamiento intergranular bastante conectado, copioso y desorientado, así como una deficiente jerarquización (es decir, diferenciación morfológica) de las unidades de fábrica (lo cual es lógico, pues el esqueleto, sobretudo la arena, puede considerarse una fracción “inerte” o poco activa).

En los horizontes más arcillosos, sin embargo, se presenta como tipo básico la fábrica *matriz isotrópica*, aunque no siempre presenta una desorientación completa (pero suele ser mucho menos orientada que las zonas externas). La presencia de esta fábrica resulta, en principio, de los procesos de alteración o pedoplasmación de rocas como las pizarras, filitas (o incluso conglomerados con trama arcillosa-limosa) y está ampliamente documentado en la bibliografía (por otra parte también se da en el proceso inverso del paso en el ambiente sedimentario desde sedimentos frescos con fábrica isotrópica hacia sedimentos comprimidos por efectos de la presión y el enterramiento con fábricas laminares; Bennett et al. 1991). Con todo, en suelos, los procesos son muy distintos, desde el punto de vista genético, de los que ocurren en sedimentos. Se trata de un tipo de fábrica extremadamente complejo y variado, que probablemente agrupe varios tipos reales de fábricas (aunque se necesitaría estudiar más tipos de horizontes y de suelos para concretarlos).

Como hemos comprobado en nuestras muestras, el proceso de alteración o pedoplasmación se inicia con una pérdida de la orientación propia de la estructura lítica y conduce a la liberación de las láminas de arcilla en la masa basal (como se comprueba en el horizonte Btg del perfil 1, **Fig.XII.9.**). Progresivamente, las láminas de arcilla de la masa basal van interaccionando entre sí, paralelamente a una evolución mineralógica que cambia la morfología de las láminas de filosilicato, constituyéndose en dominios y clusters, hasta mostrar un alto grado de jerarquización e isotropía (por ejemplo, en los horizontes Btg de T2 o Bt4 de T1, **Fig.XII.35** y **Fig.XII.19**). Dentro de la masa basal de *matriz isotrópica* siempre se localizan áreas orientadas que, sin embargo, presentan diversos orígenes. Junto a los restos de estructuras heredadas de los clastos, comprobamos como existen restos de unidades de fábrica de zonas laminares exteriores (por ejemplo, clusters de formas discoidales incluidos en la masa basal interna, **Fig.XII.37**) que, presumiblemente, proceden de áreas desmanteladas de la piel de arcilla englobadas por los movimientos de la masa del suelo en el interior de los micropeds (este fenómeno ha sido descrito numerosas veces en lámina delgada; **Fitzpatrick, 1992**). Otro posible origen de estos islotes ordenados podría ser, sobretudo en áreas más próximas a la superficie, el efecto de las presiones dirigidas (debidas a contracciones-expansiones...).

En los horizontes con mayores contenidos de arcilla (superiores al 40%) de los suelos más viejos y evolucionados (Bt del T1 y Btg del T2) la fábrica *matriz isotrópica* sufre un llamativo proceso de aumento de la porosidad y desagregación, con una pérdida significativa de empaquetamiento, constituyéndose la fábrica en *panal de abejas* (**Fig.XII.17**). Probablemente este cambio estructural vaya parejo también a un cambio mineralógico, efecto que posiblemente explique la diferencia encunto a la forma de las laminillas de arcilla y su manera de unirse formando dominios. En la fábrica matriz las plaquetas tienden a ser rígidas y de contornos definidos y los dominios se constituyen por apilamientos turboestráticos. En la fábrica en *panal de abejas* los dominios se constituyen por intercrecimiento de laminillas flexibles y de contornos difusos (**Fig.XII.18**), semejantes a tactoides de esmectita (Tovey, 1992; Pedrò, 1992). Esto puede hacernos sospechar de una diferenciación morfológica-mineralógica desde estructuras con predominio de illitas, a estructuras ricas en esmectitas: el *panal de abejas*, fábrica muy abierta aunque con porosidad probablemente poco conectada, pueden crear microambientes confinados que mantengan permanentemente la humedad que favorecerían las transformaciones antes comentadas (Robert y Tessier, 1992).

En total, pues, hemos definido siete tipos de fábrica, cuatro de la superficie de los agregados (*laminar continua, laminar discontinua, floculada abierta y esquelética cementada*) y tres del núcleo (*matriz isotrópica, esquelética interna y panal de abejas*). Como se ha expuesto, los tipos de fábrica que suponen una mayor evolución (una mayor diferenciación ultramicromorfológica debida a la actuación persistente de los distintos procesos edafogénicos) son, a nuestro entender, los relacionados con las pieles de arcilla (relacionados con la argiluvación y la rubefacción) y el *panal de abejas* (relacionado con una transformación mineralógica relativamente avanzada). En un nivel intermedio estarían las fábricas relacionadas con la movilización de carbonatos (fábrica esquelética cementada por carbonatos) y las fábrica matriz isotrópica del interior de los pedes (relacionadas, a grandes rasgos, con el proceso de arcillización, pedoplasmación y, en cierta medida, con la transformación mineralógica) y por último, la fábrica esquelética.



En base a lo anterior, estableceríamos los siguientes grupos de horizontes, en función de su evolución ultramicromorfológica:

- 1) El grupo de mayor evolución estaría formado por los horizontes Bt del perfil 1 y el horizonte Btg del perfil 2, que presentan la mayor diversidad de tipos de fábrica, entre ellos, el *panal de abejas* y una piel de arcilla muy bien constituida (además, muy jerarquizada en tres o cuatro niveles de clusters).
- 2) En segundo lugar, el resto de horizontes de suelos preholocénicos (Bt1 y Bt4 de T3 y Btg1 de T1), que presentan fábrica *matriz isotrópica* en el interior de los pedos, sin llegar a diferenciarse en *panal de abejas*, pero que presentan pieles de arcilla con rasgos diversos de evolución (fábricas laminares y *floculadas abiertas*). En estos, la masa basal interna no llega a producir *panal de abejas*, por lo que creemos que los procesos de arcillización-transformaciones mineralógicas no alcanzan la importancia que en el grupo de horizontes más evolucionados. El horizontes Bt/Ck se sitúa en un grado aún menor de evolución, pues se trata de una mezcla entre un horizonte genético (Bt) y un horizonte C (Ck) rico en esqueleto. En este, la diferenciación de las zonas laminares es pobre, debido probablemente a una profusa cementación carbonatada.
- 3) Por último, obviamente, el horizonte Bwk1 del perfil 4, donde no se observan ni pieles de arcilla iluviales, ni una arcillización suficiente como para producir una masa basal arcillosa.



**XIII. FILOSILICATOS Y NANOPARTÍCULAS  
DE LAS TERRAZAS DEL RÍO  
GUADALQUIVIR.**

## **XIII.1. Identificación y caracterización de los filosilicatos en la cronosecuencia. Politipismo y cristalinidad de micas.**

### **XIII.1.1. Métodos.**

#### **Identificación y semicuantificación mediante DRX de los filosilicatos de la cronosecuencia (muestras sódicas, secas al aire y solvatadas con etilenglicol).**

En las fracciones finas (limo y arcilla) de todos los horizontes de la cronosecuencia se calcularon las siguientes fases filosilicatadas: Fases expansibles comprendidas en el sector del difractograma entre 14 y 18 Å (F.E.<sub>14-18</sub>), Fases interstratificadas comprendidas en el sector del difractograma entre 10 y 14 Å (I<sub>10-14</sub>), mica, paragonita, cloita y caolinita.

La medida de las áreas de los picos diagnosticados se efectuó en el difractograma de la muestra sódica saturada en etilenglicol (E.G).

El método empleado en el análisis semicuantitativo ha sido el de los poderes reflectantes (Schultz, 1964), aplicando los recogidos por Schultz (1964), Barahona (1974), Delgado et al. (1982) y Martín-García et al. (1997).

- 1) **Fases expansibles entre 14 y 18 Å (F.E.<sub>14-18</sub>):** se estiman las áreas de todos los picos discretos que puedan caracterizarse de forma clara en el sector del difractograma comprendido entre 14 y 18 Å. Normalmente estos picos se atribuyen a las esmectitas, dada la gran heterogeneidad en cuanto a carga laminar total (y por tanto, en su capacidad de expansión) que suelen presentar estos minerales de la arcilla en el suelo. Sin embargo, al aplicar ciertos tratamientos específicos, pudimos comprobar que se identificaban otras fases como vermiculitas y los interstratificados clorita-vermiculita, clorita-esmectita. Por esta razón, preferimos denominar genéricamente a estos picos fases expansibles, teniendo en cuenta que siempre presentan láminas con capacidad de hinchar bajo determinados solvatantes (esmectitas principalmente, pero también vermiculitas o incluso “cloritas expansibles”). El poder reflectante aplicado a esta fase es el mismo que se le aplica a la esmectita (4.0).

- 2) **Interestratificados 10-14 Å (I<sub>10-14</sub>)**. En este sector se acumulan las reflexiones *002* de los interestratificados 2:1 con un mayor o menor porcentaje de láminas expansibles, tales como la illita-esmectita y la illita-vermiculita. Así mismo, se estima la reflexión *001* de la caolinita-esmectita (que en E.G daría espaciados entorno a los 11 Å). Se aplica un factor reflectante de 2.0.
- 3) Otras fases estimadas han sido la **illita**,  $d = 10 \text{ \AA}$ , factor = 1.0; la **paragonita**,  $d = 9.6 \text{ \AA}$ , factor = 2.0; la **clorita**,  $d = 7.05 \text{ \AA}$ , factor = 2.0 y la **caolinita**,  $d = 7.20 \text{ \AA}$ , factor = 2.0.

**Identificación y caracterización mediante DRX de las fases expansibles e interestratificados de algunos horizontes seleccionados de la cronosecuencia (muestras magnéticas secas al aire y solvatadas con etilenglicol y glicerol, muestras con tratamiento térmico a 550°C).**

En algunas muestras representativas de los perfiles se procedió a identificar con más precisión las fases que no se cuantificaron en las muestras sódicas.

- 1) **Esmectitas y Vermiculitas:** Tal y como recomiendan numerosos autores (Brindley 1966, Walker 1975, Brindley y Brown, 1980) se ha recurrido al estudio de las muestras magnéticas solvatadas en glicerol y E.G como test más sensible para discriminar las esmectitas de las vermiculitas. Esto es así porque el espaciado *002* de las *vermiculitas* solvatadas con glicerol es menos variable (14.3 Å) que la expansión provocada por el E.G (rango entre 13.2 Å y 16.1 Å). Una vez que la presencia de *esmectitas* ha sido establecida en glicerol, entonces, al menos teóricamente, podemos discriminar en E.G las vermiculitas (espaciado > 15.6 Å) de las fases cloríticas que no muestran ningún hinchamiento, persistiendo aproximadamente en 14.0 Å. Borchardt (1989) indica que la saturación con glicerol en estado vapor en muestras magnéticas podría permitir diferenciar la *beidellita* de la *montmorillonita*: mientras esta última expande a 18.0 Å en el vapor de glicerol, la *beidellita* permanece aproximadamente a 14.0 Å. Sin embargo, nosotros hemos preferido emplear el procedimiento de solvatación con glicerol en estado líquido (**ver material y métodos**), que expande las dos especies de la esmectita (*montmorillonita* y *beidellita*) a 18.0 Å. Este tratamiento

(Mg-glicerol líquido) permite diferenciar mejor la vermiculita, que adsorbe 2 láminas de agua, de la montmorillonita y la beidellita, que absorben 3 láminas (Suquet et al. 1975). La diferenciación de la beidellita de la montmorillonita se efectuará posteriormente, en función de las fórmulas estructurales determinadas mediante HRTEM/AEM (a grandes rasgos, las beidellitas presentarían una carga laminar de origen preferentemente tetraédrico, mientras que en las montmorillonitas esta es de origen preferentemente octaédrico).

- 2) **Minerales e interestratificados expansibles con clorita:** la identificación de esmectitas y vermiculitas puede complicarse por la presencia interestratificados con clorita. Las láminas de clorita interestratificadas, al no hinchar en E.G o glicerol, alterarían los espaciados teóricos de la esmectita y la vermiculita, produciendo picos o bandas más o menos definidos (dependiendo también de la racionalidad de la reflexión) en todo el sector de 14.0 a 18.0 Å. Estos interestratificados serían los *Interestratificados clorita-vermiculita y clorita-esmectita*. La existencia de interestratificados 10.0/14.0 Å con clorita se pone de manifiesto en el tratamiento K calentado a 550°C, ya que la fase expansible (sea vermiculita o esmectita) colapsa a 10.0 Å y se produce un pico, más o menos nítido, entre los 10.0 y los 14.0 Å. Ambos interestratificados se caracterizan por presentar en muestras magnésicas secas al aire un pico basal aproximadamente a 14.0 Å, que es el espaciado propio de la esmectita y la vermiculita (en este tratamiento). La diferencia se establece porque la combinación de picos 001/001 para las *cloritas-esmectitas* magnésicas debería revelar mayores espaciados en glicerol, debido a que la expansión en este agente solvatante es más pronunciada en las láminas de esmectita que en las de vermiculita, mientras que para la *clorita-vermiculita* permanecería aproximadamente en 14.0 Å, confundido con el pico de la vermiculita y clorita pura.
- 3) **Interestratificados illita-vermiculita e illita-esmectita:** Tanto la *illita-vermiculita* como la *illita-esmectita* dan un pico intermedio entre 10.0 y 14.0 Å en muestras saturadas con Mg y secadas al aire, pico que debería desaparecer en tratamiento térmico a 550°C porque tanto la vermiculita como la esmectita colapsan a 10.0 Å a esta temperatura. Sin embargo, teóricamente debería ser relativamente fáciles

de distinguir entre ellos ya que el espaciado de la *illita-vermiculita* no se altera en el tratamiento con glicerol (Aspandiar y Eggleton 2002, Moore y Reynolds, 1989), mientras que aumenta significativamente el espaciado de la *illita-esmectita* (estando muy próximo a 14 Å, según Churchman, 1980) pudiendo ambos picos estudiarse por separado con relativa facilidad.

- 4) **Mica-clorita:** cabría la posibilidad de encontrar un interestratificado que se diagnosticaría únicamente en el caso de que se hallar un pico con un espaciado constante en todos los tratamientos, incluidos los potásicos, sódicos y térmicos.
- 5) **Caolinita-esmectita:** la presencia de este interestratificado se identificaría gracias a la posición del pico basal resultante de la combinación del pico 001 de la caolinita (7.15 Å) y el 002 de la esmectita magnésica (7.70 Å en caso de muestra magnésica seca al aire o mayor en caso del tratamiento con glicerol o E.G), lo que normalmente se expresa como un pico en el sector comprendido entre los 7.31 y 10.0 Å (Righi et al.1999). Sin embargo, en este sector se acumulan además las reflexiones 004 de los interestratificados *illita-esmectita* e *illita-vermiculita*, sobretodo si estos son relativamente regulares, hecho que habría de tenerse en cuenta a la hora de estimar la cantidad de caolinita-esmectita.
- 6) Por último, la *mica*, *paragonita*, *caolinita* y *clorita* se valoran tal y como se explicó en el caso de las muestras Na.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, podemos realizar un estudio cualitativo y semicuantificación tentativa de las fases anteriores a partir de los diagramas magnésicos saturados en EG y glicerol. A continuación se resumen los pasos que se han seguido en el presente trabajo: en el diagrama correspondiente a la muestra **magnésica saturada con glicerol** se miden las siguientes áreas:

- 1) Los picos o bandas de 17.6 a 18.0 Å serían atribuibles a la esmectita; en el pico de 14.0-14.3 Å se acumularían vermiculitas, cloritas-vermiculitas y cloritas (la clorita se puede restar de este pico, ya que es fácilmente cuantificable en 7.0 o 3.52 Å o en el tratamiento en EG, como se ha indicado arriba).

- 2) Entre los 14.3 y los 17.6 Å, si apareciese un pico nítido, correspondería a un interstratificado clorita-esmectita, siempre que el diagrama K calentado a 550°C pusiese de manifiesto la posible existencia de las misma. Entre los 10 y 14 grados se medirían las áreas de las illitas-vermiculitas y las illitas-esmectitas, sabiendo que estas últimas dan mayores espaciados en EG, pero sobretodo en glicerol (muy cercanos a 14 Å), y en el caso que las hubiere, la mica-clorita.
- 3) La esmectita-caolinita se mediría en el sector comprendido entre 7.31 y 10 Å, tras descontar las reflexiones 004 de los interstratificados, si los hubiere.

Se han adoptado los siguientes **factores reflectantes**: 4 para el pico de la esmectita, 3,5 para el pico de vermiculitas + cloritas-vermiculitas, 3 para la clorita-esmectita, 2 para las illitas-vermiculitas, illitas-esmectitas y mica-clorita y 3 para la caolinita-esmectita.

Como se ha indicado anteriormente, existen numerosas incertidumbres a la hora de intentar establecer valores precisos de todas estas fases minerales. A continuación expondremos las más importantes:

- 1) Valor de los factores reflectantes. Este se ha establecido como valores medios entre los factores de las fases puras hallados en la bibliografía, suponiendo iguales el efecto matriz del glicerol y E.G.
- 2) El factor fundamental a la hora de distinguir fases de interés (esmectitas, vermiculitas e interstratificados) es el distinto hinchamiento de las láminas de esmectita y de vermiculita ante los tratamientos. Este comportamiento va a depender de la distribución de la carga de la esmectita (si es preferentemente tetraédrica como en el caso de la beidellita u octaédrica, como en el caso de la montmorillonita) y del valor total de la carga laminar. El hinchamiento será muy contrastante y, por tanto, definitivo, si se trata de distinguir una montmorillonita de baja carga de una vermiculita de carga cercana a la mica. Sin embargo, si existen poblaciones más o menos heterogéneas de esmectitas con alta proporción de beidellitas de alta carga, la separación con respecto a las vermiculitas será más compleja.

- 3) La presencia de cloritas expansibles y de diversos grados de relleno por hidróxidos de Al en la interlámina de vermiculitas (*hydroxy-interlayered vermiculite* o HIV) y esmectitas (*hydroxy-interlayered smectite* o HIS) puede dificultar el hinchamiento teórico de vermiculitas y esmectitas en los tratamientos con glicerol y E.G. Para delimitar exactamente el efecto de estos últimos se deberían efectuar series de tratamientos a temperaturas intermedias (por ejemplo, a 110 y 300°C). A pesar de todo, su presencia, y en cierta medida su abundancia, puede inferirse de la morfología y del grado de nitidez de los picos y bandas en el sector de 10.0 a 14.0 Å.
- 4) Por último, la naturaleza ordenada o desordenada de los interestratificados, así como el porcentaje de cada uno de los componentes, afectará a la situación exacta y a la nitidez del pico diagnóstico.

A pesar de todo lo anterior, se encuentran numerosos estudios en suelos (Churchman, 1980; Righi et al, 1997; Delgado et al. 2003, etc) donde se efectúan semicuantificaciones. Es por lo tanto, con sus limitaciones, un método aceptado, pues el conocimiento de las cantidades selectivas de minerales de la arcilla en suelos es un aspecto crucial en su caracterización (Kahle et al., 2002).

#### **Determinación del Politipismo y la Cristalinidad de la mica en la cronosecuencia.**

Los porcentajes de politipos  $2M_1$  en relación a  $1M + 2M_1$  se han calculado en polvo desorientado siguiendo las indicaciones de Tetttehorst y Corbató (1993). La estimación se realiza en función de las razones entre las intensidades (áreas de los picos) de 2.80 Å y 5.00 Å ( $I_{2.80 \text{ Å}}/I_{5.00 \text{ Å}}$ ) y de 2.80 Å y 2.58 Å ( $I_{2.80 \text{ Å}}/I_{2.58 \text{ Å}}$ ), y se fundamenta en la reflexión del pico a 2.80 Å, que es mucho más intensa en micas  $2M_1$ .

El índice de cristalinidad de la illita (IC) se ha medido en agregado orientado seco al aire siguiendo las indicaciones de Kisch (1991).

**XIII.1.2. Resultados.****XIII.1.2.1. Perfil de la Terraza 1.**

En la **Tabla XIII.1.** y **Tabla XIII.2.** se exponen, respectivamente, los resultados de la semicuantificación de los filosilicatos de la fracción limo y arcilla del perfil 1, realizada mediante XRD (A.O. en muestras sódicas).

**Tabla XIII.1.** Mineralogía de la fracción limo 20- 2  $\mu\text{m}$  (%) del Perfil 1, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap	2	11	82	1	2	2
Bt1	4	6	83	1	2	4
Btg1	4	13	74	1	4	4
Btg2	4	13	75	1	4	4
2Cg/Bt1	5	13	75	trazas	2	5
2C/Bt2	6	12	75	trazas	4	3
3C	5	8	80	1	2	5
Media	4	11	78	1	3	4

<sup>1</sup>incluye S/K

En la **Tabla XIII.3.** se muestran las estimaciones de las cantidades de interestratificados y fases expansibles que se han semicuantificado previamente de forma conjunta en las fracciones “Fases Expansibles de 14 a 18 Å” e “Interestratificados de 10 a 14 Å” (Tablas XI.2.1 y 2). La esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita se calculan en % sobre el total de la fracción “Fases Expansibles de 14 a 18 Å”, mientras que la illita-vermiculita, la illita-esmectita, la mica-clorita y la esmectita-caolinita lo hacen sobre el total de “Interestratificados de 10 a 14 Å”. Los difractogramas de los distintos tratamientos para los horizontes seleccionados, en base a los cuales se han estimado las fases anteriormente señaladas, se muestran en las **Fig.XIII.1.** y **Fig.XIII.2.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Bt) y **Fig.XIII.4.** y **Fig.XI.4.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte 3C).

**Tabla XIII.2.** Mineralogía de la fracción arcilla < 2 µm (%) del Perfil 1, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap	13	6	68	trazas	7	6
Bt1	16	9	66	3	2	4
Btg1	22	3	68	1	3	4
Btg2	21	8	63	1	3	3
2Cg/Bt1	26	4	65	trazas	2	2
2C/Bt2	30	4	61	1	2	2
3C	43	6	43	trazas	2	5
Media	25	5	62	1	3	4

<sup>1</sup>incluye S/K

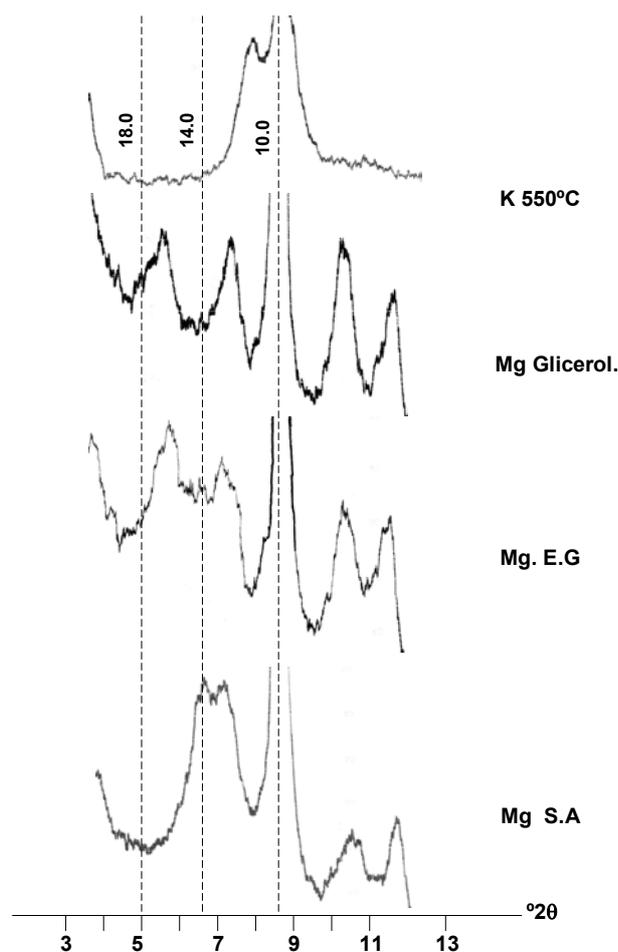
**Tabla XIII.3.** Identificación y semicuantificación de las Fases expansibles e Interestratificados presentes en los A.O Na-EG. de horizontes seleccionados del Perfil 1 (Mg, Mg-EG, Mg-Glicerol y 550°C).

Fracción	Horizonte	S/K	Fases Expansibles 14 – 18 Å			Interestr. 10 – 14 Å		
			E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
Limo	Bt1	trazas	2	1	1	4	2	trazas
	3C	1	3	1	1	6	1	trazas
Arcilla	Bt1	1	7	6	3	2	4	2
	3C	trazas	25	16	2	3	3	trazas

S/K = esmectita-caolinita; E = esmectita; C/E = esmectita-clorita; Cl/V = vermiculita-clorita; V =vermiculita; I/S = illita-esmectita; I/V = illita-vermiculita; M/Cl = mica-clorita.

### Limo Horizonte Bt1, Perfil 1.

- 1) El diagrama térmico presenta un pico relativamente definido a 11.2 Å, no del todo individualizado del pico de 10.0 Å. Este espaciado, intermedio entre 10.0 y 14.0 Å, es propio de de una fase interestratificada con clorita y láminas a 10.0 Å. Las láminas a 10.0 Å del interestratificado pueden ser de naturaleza micácea.
- 2) Vermiculítica o esmectítica, dado que a la temperatura de 550°C y saturadas en K, colapsan teóricamente a este espaciado. Por otra parte, no se detecta una cantidad apreciable de *clorita*, puesto que no aparece ningún pico de consideración a 7.0 ni a 14.0 Å.



**Fig.XIII.1.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Bt del perfil 1. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire)

- 3) El anterior interestratificado no podemos atribuirselo a *mica-clorita*, porque no se repite ningún pico, de forma apreciable, a 11.2 Å en el resto de tratamientos.
- 4) Si observamos la muestra magnésica seca al aire (S.A), observamos una gruesa banda con dos picos a 12.6 Å y otro a 14.0 Å. Este último acumula la esmectita, vermiculita y clorita, junto con los interestratificados formados por esas fases, mientras que el primero (12.6 Å) manifiesta la presencia de interestratificados con láminas no expansibles, que no ve incrementado su espaciado a 10.0 Å al ser saturada en magnesio (probablemente moscovita o illita). Estos interestratificados los atribuimos a *illita-esmectita* o *illita-vermiculita*.

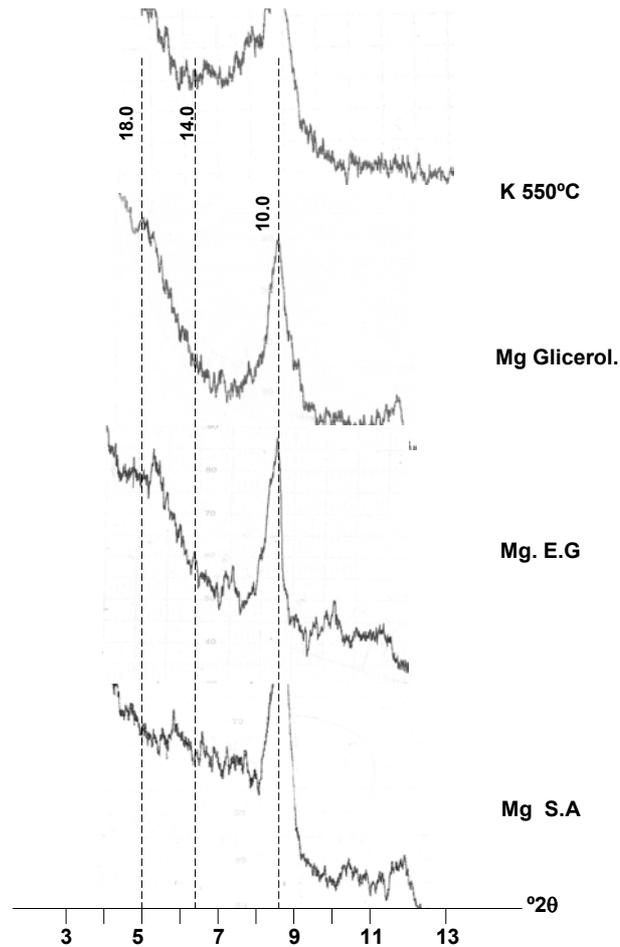
- 5) Debido a que tanto la vermiculita como la esmectita hinchan aproximadamente a 14.0 Å en muestras magnéticas secas al aire, para diferenciar ambos minerales, así como sus interestratificados, es necesario someterlos a agentes solvatantes capaces de discriminar ambos filosilicatos. Se observa que el tratamiento con glicerol produce un pico cercano a 18.0 Å (17.5 Å), mientras que la saturación con etilenglicol (E.G) produce un pico entorno a 16.5 Å. Estos espaciados son propios de la *esmectita*, que suele hinchar más con el glicerol que con el etilenglicol. El pico de 16.5 Å es poco probable que acumule también vermiculitas, ya que el espaciado de estas en E.G oscila, según la carga laminar, entre 13.2 Å y 16.1 Å, pero sí puede acumular interestratificados con clorita (clorita-vermiculitas o cloritas-esmectitas, que se han revelado en el tratamiento térmico).
- 6) Dado que existe muy poca clorita en la muestra, como se ha explicado al comentar el diagrama térmico, asignamos el pequeño pico a 14.0 Å de la muestra en glicerol básicamente a la *vermiculita* y a la *clorita-vermiculita*, mientras que los pequeños picos entre el espaciado de la esmectita (17.5 Å) y las anteriores, se los asignamos a la *clorita-esmectita*.
- 7) Debido a que el pico a 12.6 Å del diagrama magnético S.A no se desdobra de forma apreciable en los tratamientos, no podemos concluir que existan simultáneamente *illita-esmectita* e *illita-vermiculita*, ni, en el caso de que existiesen, separarlos con fiabilidad. Sin embargo, es probable la presencia de ambas fases, como parece indicar la relativa asimetría hacia la izquierda de la banda a 12.6 Å en E.G (que posiblemente se deba a láminas que hinchan menos, más de tipo vermiculita). Sea como sea, se trata de un interestratificado relativamente regular, puesto que presenta reflexiones significativas de tercer (003 aproximadamente a 8.0 Å), cuarto (004 a 6.0 Å), quinto (005 a 4.8 Å) y séptimo orden (007 aproximadamente a 3.43 Å).
- 8) Por último, el pico a 8.0 Å se lo atribuimos al tercer orden de reflexión del interestratificado a 12.0 Å (en glicerol). Aunque no podríamos descartar la presencia de caolinita-esmectita (el pico 003 de este interestratificado correspondería exactamente a 9.24 Å, en el caso de que fuese completamente

regular), el hábito cristalino del pico a 8.0 Å parece relacionado más con el hábito del pico a 12.0 Å.

- 9) Parece ser, por tanto, que en esta muestra existe una cantidad relativamente alta de esmectita (aparentemente de relativa baja carga laminar, porque no expande a 18.0 Å en glicerol), cantidades bajas de vermiculita y clorita, proporciones escasas pero similares de interstratificados clorita-vermiculita y clorita-esmectita y cantidades mayores de illita-esmectita e illita-vermiculita.

### **Arcilla Horizonte Bt1, Perfil 1.**

- 1) En el diagrama térmico se definen bastante mal los picos, incluso el de 10.0 Å. A pesar de todo, aparece una banda en 11.0 Å y otra de menor intensidad en 13.3 Å (pero más ancha), así como dos pequeñas bandas casi inseparables en 14.0 y 14.3 Å.
- 2) En la muestra Mg-S.A la ancha banda de 11.0 Å se expande hasta 11.8 Å, manteniendo el mismo hábito poco definido. Así mismo, se presenta la banda de 13.3 Å, esta vez con hábito de pico ancho. De las bandas de 14.0 y 14.3 Å, tan próximas en el térmico que apenas podían resolverse, sólo aparece un pico ancho en 13.9 Å.
- 3) El tratamiento con E.G provoca la presencia de bandas de fases expansibles en 17.5 Å y 15.0 Å. La banda de 17.5 Å correspondería a *esmectita*, mientras que la de 15.0 Å correspondería a *vermiculita*, aunque no pueden separarse fiablemente con este solvatante. Un pico ancho en 14.1 Å correspondería a la *clorita* debido a que la vermiculita se expande por encima de este espaciado con EG. Vuelve a aparecer una pequeña banda en 13.3 Å, mientras que la banda de 11.8 Å se transforma sendos picos anchos, más definidos, a 11.8 y 12.2 Å.



**Fig.XIII.2.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Bt del perfil 1. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

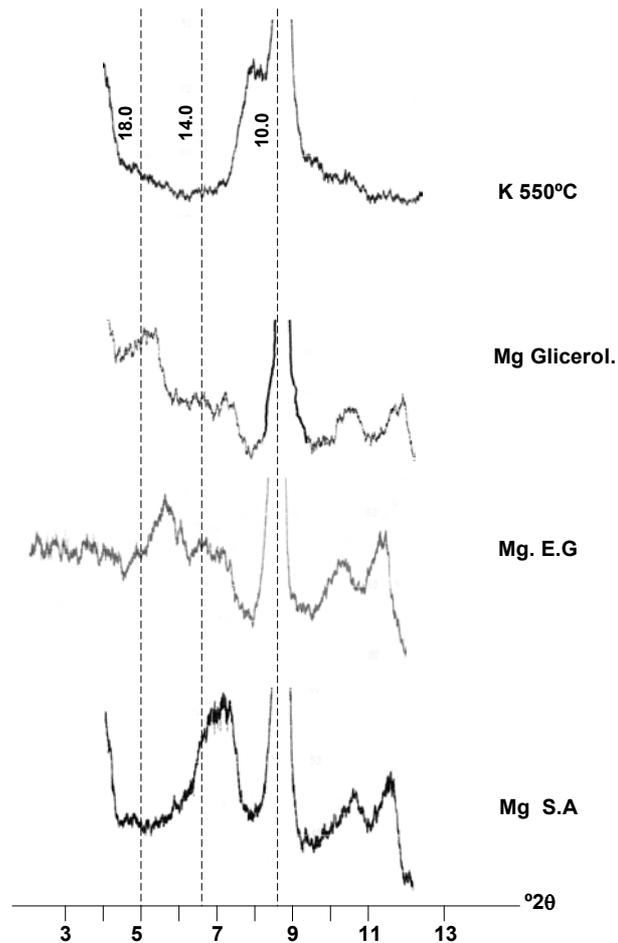
- 4) El tratamiento con Glicerol, combinado con los arriba expuestos, termina de identificar las fases presentes: la presencia de una pequeña banda en 13.3 Å, constante en todos los diagramas, incluido el térmico y en los tratamientos expandidos, induce a pensar que existe una pequeña cantidad de interestratificado *mica-clorita* (con una gran proporción de clorita). La presencia de interestratificados *clorita-vermiculita* y *clorita-esmectita* la pone de manifiesto la presencia de la banda a 11.0 Å en el diagrama térmico. En glicerol aparece una banda muy ancha a 18.0 Å, en ella se acumulan las fases puramente *esmectíticas* (que en glicerol siempre dan espaciados mayores de 17.0 Å), con los interestratificados *clorita-esmectita*, acumulados a espaciados de aproximadamente 15.0 Å. En Glicerol aparece también una banda a 14.5 Å. Sabiendo que este solvatante no expande de manera significativa la vermiculita,

a estos espaciados se acumularía, sin posibilidad de separarla, la *vermiculita* con posibles *cloritas-vermiculitas*.

- 5) A menores ángulos  $2\theta$ , aparecen con hábito de picos anchos los interstratificados con illita: a 11.2 Å se identificaría la *illita-vermiculita* y a 12.4 Å la *illita-esmectita*. Esta última alcanza mayor espaciado debido a que las láminas de esmectita del interstratificado sí hinchan en glicerol, aumentando el espaciado del interstratificado.

### Limo Horizonte C, Perfil 1.

- 1) El diagrama térmico presenta un pico ancho, escasamente definido con respecto a 10.0 Å, en 11.3 Å, y una muy escasa cantidad de clorita en 14.0 Å. El pico de 11.3 Å no se presenta en el resto de diagramas, luego indica la existencia de interstratificados de clorita con fases expansibles de esmectita y vermiculita que han colapsado aproximadamente a 10.0 Å debido a la saturación potásica y al tratamiento térmico. La poca definición de este pico puede deberse a un colapso parcial, que muchas veces responde a una elevado grado de relleno de hidróxidos de aluminio en la interlámina (a pesar de la relativamente elevada temperatura de calentamiento -550° C-) (Barnhisel and Bertsch, 1989).
- 2) En el sector comprendido entre 10.0 y 14.0 Å en el diagrama Mg S.A aparece una banda muy evidente a 12.9 Å y otro pico, poco individualizado, a 14.0 Å. El pico de 12.9 Å acumula interstratificados *illita-vermiculita* e *illita-esmectita*. Los tratamientos con glicerol y etilenglicol provocan el desdoblamiento de este pico de forma compleja, apareciendo dos bandas entorno a los 12.3–12.6 Å (E.G y glicerol, respectivamente) y 13.8-13.9 Å (E.G y glicerol, respectivamente). Atribuimos el primero, que parece expandir más con el E.G, al interstratificado *illita-esmectita*, mientras el segundo, que apenas expande, se lo atribuimos a *illita-vermiculita* (probablemente con un escaso porcentaje de láminas de illita, por su cercanía a 14.0 Å). Según esta atribución, sería más abundante la *illita-esmectita*, pues el pico de 12.6 Å en glicerol no sólo presenta un hábito más definido, sino también una mayor área.



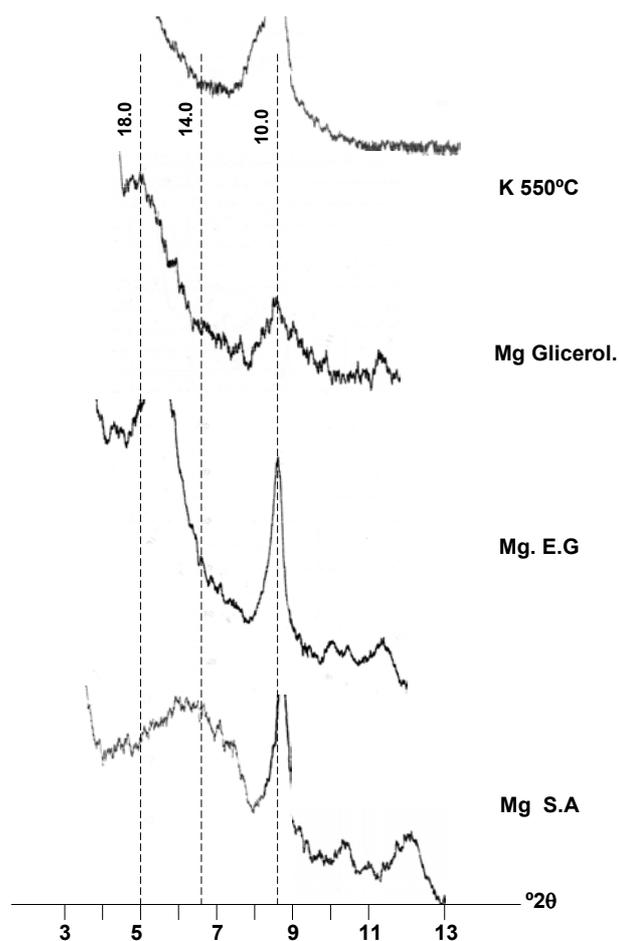
**Fig.XIII.3.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte 3C del perfil 1. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 3) En el sector entre 14.0 y 18.0 Å nos encontramos con un pico con espaciado 15.7 Å en E.G y 16.0 Å en glicerol. Es probable que pertenezca a un interestratificado *clorita-esmectita*, ya que se percibe con claridad que el pico de las *esmectitas* se desplaza de 17.5 Å a 18.0 Å en el tratamiento con glicerol, lo que posiblemente también afecte al interestratificado, aumentando ligeramente su espaciado (de 15.7 Å a 16.0 Å).
- 4) El pequeño pico que se localiza en 14.3 Å en el tratamiento con glicerol, se lo asignamos principalmente a la *vermiculita* y al interestratificado *clorita-vermiculita* (porque las láminas de vermiculita no expanden en glicerol).

- 5) Por último, si estudiamos el sector del difractograma (glicerol) comprendido entre el pico de la caolinita (7.2 Å) y el de la mica (10.0 Å) observamos una gruesa banda que se extiende aproximadamente entre los 8.0 y 9.0 Å. En ella probablemente se acumule la reflexión de tercer orden del interestratificado illita-esmectita (8.4 Å) y el pico correspondiente al interestratificado *caolinita-esmectita* (003 a 8.38 Å si el interestratificado fuese perfectamente regular).
- 6) Por todo lo anterior, podríamos concluir que existe una cantidad relativamente alta, comparada con las demás fases, de esmectita y de illita-esmectita, cantidades bajas de vermiculita e interestratificados clorita-vermiculita e illita-vermiculita y escasa clorita.

### **Arcilla Horizonte C, Perfil 1.**

- 1) Como en la muestra anterior, la definición de los picos en el diagrama térmico es muy pobre, incluso el pico de 10.0 Å de la mica. A pesar de ello, podemos definir un pico ancho en 11.1 Å y una banda, correspondiente a la clorita, en 13.9 Å.
- 2) No parece probable la existencia de interestratificado mica-clorita, pues no se identifica ninguna banda o pico de 11.1 Å en los demás tratamientos. Esto significa que el espaciado de 11.1 Å en el diagrama térmico corresponde más bien a interestratificados clorita-esmectita o clorita-vermiculita con láminas de la fase no clorítica colapsadas a 10.0 Å. La presencia de una cantidad relativamente alta de *clorita-esmectita* se pone de manifiesto en el tratamiento con glicerol en la banda relativamente diferenciada a 16.0 Å. También identificamos una cierta cantidad de *clorita-vermiculita* y *vermiculita* en el pequeño pico a 14.3 Å del diagrama de glicerol, estimándolas tras proceder a la sustracción de la cantidad proporcional de clorita estimada en el pico a 7.0 Å.



**Fig.XIII.4.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte 3C del perfil 1. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 3) En la muestra Mg S.A aparece una gruesa banda con una máxima intensidad de 12.6 Å, y una banda menos intensa que puede individualizarse a 11.6 Å. En muestras saturadas en Mg, donde la esmectita y la vermiculita hinchan normalmente por encima de 14.0 Å, ambas corresponden a interestratificados. Dadas las complejas propiedades expansivas e higroscópicas de las fases vermiculíticas y esmectíticas, dependientes de la carga laminar, es difícil atribuir ambas bandas a alguno de los interestratificados. Sin embargo, el tratamiento con glicerol, que confiere mayor estabilidad en cuanto a la expansibilidad de estas fases, nos permite solventar en gran medida el problema: la banda de 11.6 Å nos da un pico ancho (pero con hábito de pico) que debe asignarse al interestratificado *illita-vermiculita*, ya que el glicerol no incrementa el espaciado de la vermiculita,

mientras que la banda de 12.6 Å en el diagrama S.A incrementa su espaciado en glicerol hasta 12.8 Å y puede ser atribuida a la *illita-esmectita*.

### **Politipismo y la cristalinidad de las micas en el perfil 1.**

En la **Tabla XIII.18.** se expone los resultados de la estimación del %Politipos 2M en el limo y la arcilla y del Índice de Cristalinidad (I.C) de las micas de la fracción arcilla del perfil 1.

Los valores del I.C varían de forma irregular en profundidad, aunque presentan un máximo en el horizonte Ap superficial y un mínimo en el horizonte inferior (3C), como podría esperarse en un horizonte no genético.

El % de politipo 2M<sub>1</sub> es mayor en el limo que en la arcilla en todos los horizontes del perfil, salvo en 2Cg/Bt1. Los % en ambas fracciones varían de forma irregular con la profundidad. La discontinuidad litológica de 3C se manifiesta claramente, así como el carácter no genético (y por tanto, menos evolucionado) de este horizonte, en que presenta el mayor % de 2M<sub>1</sub> del perfil, tanto en el limo como en la arcilla, así como valores muy similares en ambos (en este aspecto, manifiesta una escasa o nula evolución de la arcilla con respecto al limo).

### **Evolución de los minerales de la arcilla en las fracciones finas del perfil 1.**

La mica es el principal filosilicato tanto en la fracción limo como en la fracción arcilla, con valores superiores al 60% en todos los horizontes (salvo en la arcilla del horizonte 3C con un 43%), siendo significativamente más altos que los de los demás filosilicatos. Los porcentajes de mica son siempre superiores en el limo que en la arcilla (entorno a un 15%).

En ambas fracciones las cantidades de mica tienden a disminuir con la profundidad y suelen ser ligeramente más altas en los horizontes superiores que en los inferiores,

aunque en el horizonte 3C la variación experimentada en el limo es la opuesta, produciéndose un aumento con respecto a los horizontes suprayacentes.

Las fases expansibles son los filosilicatos más abundantes tras la mica en la arcilla, mientras que en el limo son los interstratificados de 10 a 14 Å ( $I_{10-14\text{Å}}$ ). En este sentido, la evolución de los filosilicatos en ambas clases granulométricas es marcadamente divergente. Por su parte, las cantidades de paragonita, clorita y caolinita son muy bajas tanto en limo como en arcilla (menores del 5% en casi todos los horizontes), y su variación en el perfil, por lo general, poco significativa.

La variación de las fases expansibles en la arcilla muestra un comportamiento inverso al de la mica, es decir, aumenta en profundidad, mientras que la variación de los  $I_{10-14\text{Å}}$  no muestra una tendencia clara.

Entre las fases expansibles de la fracción arcilla destaca, en los horizontes estudiados, la esmectita. Esto es especialmente patente en el horizonte 3C, donde constituye la cuarta parte del total de los filosilicatos y más de la mitad de las fases expansibles e interstratificados. Tras la esmectita, el contenido en clorita-esmectita es también superior a otras fases, destacando de nuevo el horizonte 3C, donde constituye un 16% del total de filosilicatos y 33% de las fases expansibles e interstratificados. Esta diferencia se ve muy reducida en el horizonte Bt, donde la cantidad de esmectita es casi igual a la de clorita-esmectita. Las cantidades de clorita-vermiculita y clorita son menos importantes que las anteriores y no varían de forma importante en ambos horizontes.

En la fracción limo, las fases expansibles entre 14 y 18 Å (con cantidades de aproximadamente del 5%) son menos abundantes que los  $I_{10-14\text{Å}}$  (entorno al 10%) y, al igual que en la fracción arcilla, aumentan en profundidad (excepto en 3C). Los  $I_{10-14\text{Å}}$  exhiben una tendencia en el perfil poco clara, tanto en el limo como en la arcilla.

Los  $I_{10-14\text{Å}}$  del limo se componen de illita-esmectita e illita-vermiculita, puesto que las cantidades de esmectita-caolinita y mica-clorita no son apreciables. De entre estos dos, la illita-esmectita es la más abundante.

Resumiendo, es muy probable que los minerales más determinantes para explicar la evolución de los filosilicatos en este perfil sean las micas y las fases expansibles debido a

que, por lo general, se presentan en % significativos y muestran tendencias de variación relativamente claras en el perfil. Estas tendencias probablemente se vean alteradas debido a las discontinuidades litológicas, lo que es parece especialmente patente en el horizonte 3C, con mucha menos mica (de menor cristalinidad y % de politipo 1M que en el resto del perfil) y más fases expansibles como esmectitas y cloritas-esmectitas (en la primera discontinuidad, 2Cg/Bt1, es posible que el proceso de iluviación halla contribuido a paliar las hipotéticas diferencias compositivas entre horizontes).

Por otra parte, el carácter de mineral primario de la mica se pondría de manifiesto al establecer la existencia de mayores cantidades en el limo que en la arcilla, micas a su vez más cristalinas y menos ricas en politipo 2M<sub>1</sub>.

### XIII.1.2.2. Perfil de la Terraza 2.

En la **Tabla XIII.4.** y **Tabla XIII.5.** se exponen, respectivamente, los resultados de la semicuantificación de los filosilicatos de la fracción limo y arcilla del perfil 2, realizada mediante XRD (A.O. en muestras sódicas).

**Tabla XIII.4.** Mineralogía de la fracción limo 20- 2 µm (%) del Perfil 2, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap	3	10	79	1	2	6
Bt	5	7	80	trazas	5	3
Btg	5	7	81	1	3	3
Bt/Ck	5	12	75	1	3	4
Cmk/Bt	14	13	67	1	3	3
Media	6	10	76	1	3	4

<sup>1</sup>incluye S/K

En la **Tabla XIII.6.** se muestran las estimaciones de las cantidades de interestratificados y fases expansibles que se han semicuantificado previamente de forma

**Tabla XIII.5.** Mineralogía de la fracción arcilla < 2 µm (%) del Perfil 2, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap	11	5	71	1	2	10
Bt	29	3	61	1	2	4
Btg	22	8	66	1	1	2
Bt/Ck	17	6	68	1	3	5
Cmk/Bt	21	11	62	trazas	2	4
Media	20	6	66	1	2	5

<sup>1</sup>incluye S/K

**Tabla XII.6.** Identificación y semicuantificación de las Fases expansibles e Interestratificados presentes en los A.O Na-EG. de horizontes seleccionados del Perfil 2 (Mg, Mg-EG, Mg-Glicerol y 550°C).

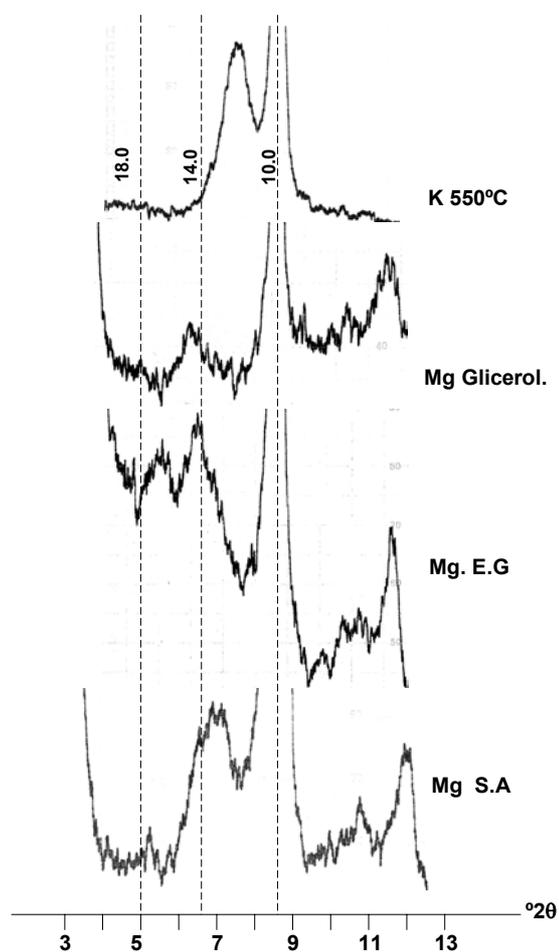
Fracción	Horizonte	S/K	Fases Expansibles 14 – 18 Å			Interestr. 10 – 14 Å		
			E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
Limo	Bt	1	1	1	1	3	2	0
	Bt/Ck	2	1	1	3	6	4	0
Arcilla	Bt	trazas	14	14	1	2	1	0
	Bt/Ck	0	11	10	1	2	3	2

S/K = esmectita-caolinita; E = esmectita; C/E = esmectita-clorita; C/V = vermiculita-clorita; V = vermiculita; I/S = illita-esmectita; I/V = illita-vermiculita; M/Cl = mica-clorita.

conjunta en las fracciones “Fases Expansibles de 14 a 18 Å” e “Interestratificados de 10 a 14 Å” (Tablas XI.2.6 y 7). La esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita se calculan en % sobre el total de la fracción “Fases Expansibles de 14 a 18 Å”, mientras que la illita-vermiculita, la illita-esmectita, la mica-clorita y la esmectita-caolinita lo hacen sobre el total de “Interestratificados de 10 a 14 Å”. Los difractogramas de los distintos tratamientos para los horizontes seleccionados, en base a los cuales se han estimado las fases anteriormente señaladas, se muestran en las **Fig.XIII.5.** y **Fig.XIII.6.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Btg) y **Fig.XIII.7.** y **Fig.XIII.8.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Bt/Ck).

### Limo Horizonte Btg1, Perfil 2.

- 1) El diagrama térmico muestra un pico ancho pero bastante nítido y con hábito definido en 11.8 Å. En torno a los 14.0 Å sólo se aprecia un pequeño levantamiento del fondo que corresponde a una cantidad no muy significativa de *clorita* (pero en todo caso, mayor que en los horizontes anteriormente comentados).



**Fig.XIII.5.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Btg del perfil 2. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 2) El sector entre 10.0 y 14.0 Å en el diagrama Mg S.A muestra dos bandas anchas pero relativamente individualizadas a 12.6 Å y 13.0 Å.
- 3) La banda de 13.0 Å podría corresponder al interestratificado *illita-esmectita* debido a que aumenta su espaciado en el tratamiento con glicerol (que expande la esmectita hasta 18 Å), dando dos pequeños picos entre 13.4 y 14.0 Å (las láminas

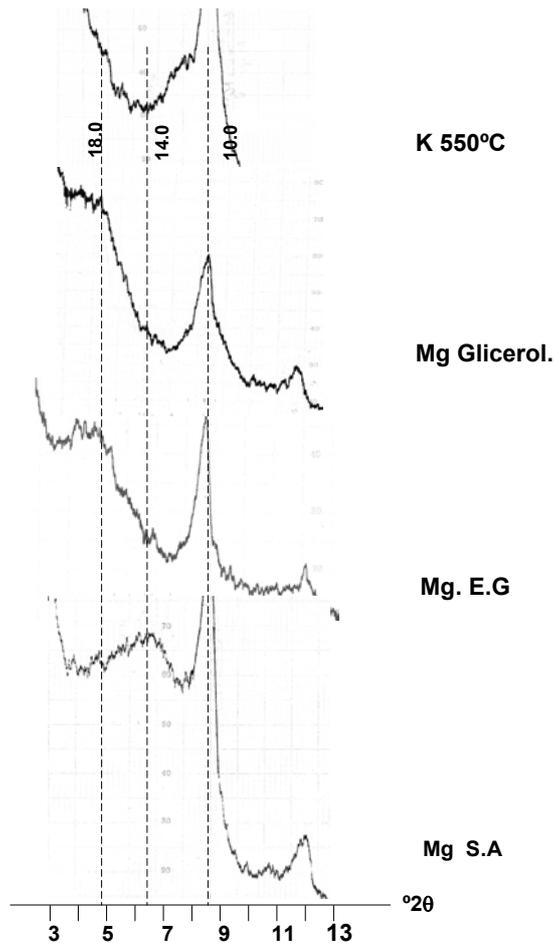
de esmectita pueden hinchar de forma diferenciada atendiendo a numerosos factores).

- 4) La banda de **12.6 Å** se define nitidamente con respecto a la banda de la illita-esmectita dando un pico a 12.0 Å, lo que indica que no hincha en absoluto. Esta banda se la atribuimos al interestratificado *illita-vermiculita*.
- 5) Como se puede comprobar en el diagrama de glicerol, las áreas de los picos a 13.4 y 12.0 Å son relativamente parecidas, luego las cantidades de ambos interestratificados no son muy diferentes.
- 6) La existencia de interestratificados *clorita-vermiculita* y *clorita-esmectita* es indudable, como se comprueba claramente en el pico 11.8 Å del diagrama térmico. Este pico de 11.8 Å del diagrama térmico corresponde a interestratificados de clorita con fases que colapsan a 10.0 Å tras el calentamiento a 550° C. Estos interestratificados (clorita-vermiculita y clorita-esmectita), junto a las fases puras (esmectita y vermiculita), se acumulan en el sector entre 14.0 y 18.0 Å del tratamiento con glicerol. En este difractograma observamos una banda bastante pronunciada a **14.5 Å** y varias bandas de poca intensidad y nitidez a **16.7, 17.0 y 18.0 Å**.
- 7) La banda de **16.7 Å** se la atribuimos al interestratificado *clorita-esmectita*, porque, como se ha comentado, es un espaciado relativamente pequeño para una esmectita pura, que debería hinchar más bajo el glicerol (entre 17.0 y 18.0 Å, aproximadamente), y demasiado alto para la vermiculita, que no hincha en este solvatante.
- 8) También se identifican bandas a 18 y 17.5 Å en glicerol y E.G respectivamente que, a pesar de su débil intensidad, confirman la presencia de *esmectita* en la muestra.
- 9) A pesar de que existe alguna cantidad de clorita, como se ha puesto de manifiesto en el tratamiento térmico, la gruesa banda a **14.5 Å** del tratamiento con glicerol se le atribuye principalmente a la *clorita-vermiculita* y *vermiculita*.

- 10) El sector entre los 7.0 y 10.0 Å en esta muestra se presenta bastante complejo, con numerosos picos. La presencia de caolinita-esmectita, puede establecerse quizás con mayor fiabilidad que en los anteriores horizontes, aproximadamente sobre los 8.05 (E.G) y 9.24 Å (glicerol), separándolos de los terceros órdenes de los interestratificados illita-esmectita e illita-vermiculita.
- 11) Resumiendo, podemos diagnosticar una cantidades bajas y relativamente parecidas de esmectita y clorita-esmectita, mayores de vermiculita y clorita-vermiculita, y cantidades bajas de clorita y esmectita-caolinita.

### **Arcilla Horizonte Btg1, Perfil 2.**

- 1) En el diagrama térmico aparece una banda ancha en 11.4 Å, relativamente intensa y poco individualizada con respecto al pico de 10.0 Å, y una banda poco definida y de escasa intensidad en 14.0 Å, que pone de manifiesto la presencia de muy escasa cantidad de *clorita*.



**Fig.XIII.6.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Btg del perfil 2. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

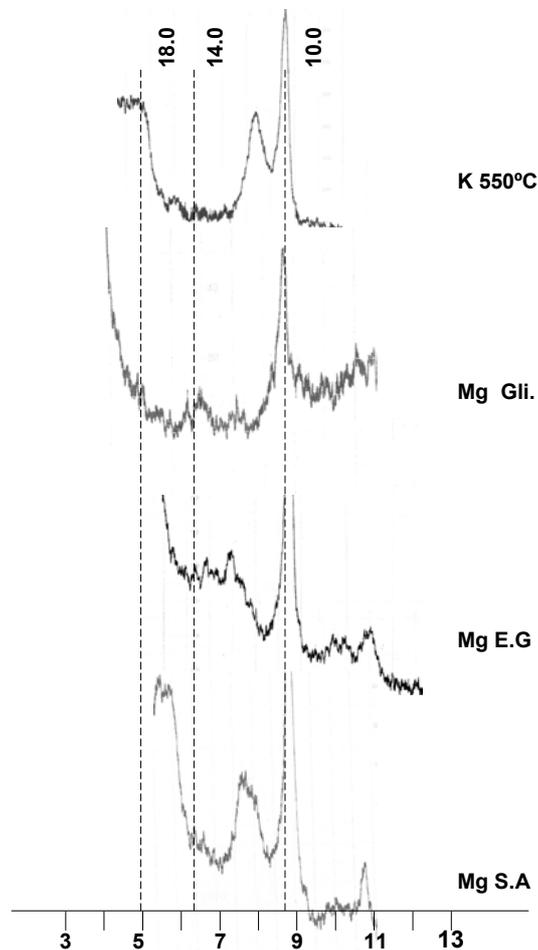
- 2) El tratamiento Mg S.A identifica una gruesa banda de interestratificados en el sector de 10.0 a 14.0 Å donde se acumularían tanto la *illita-esmectita* como la *illita-vermiculita* sin mucha posibilidad de discriminarlas de la vermiculita o la esmectita presentes entorno a los 14.5 Å.
- 3) La solvatación con glicerol nos permite identificar ambos interestratificados, pues desdobra esa única banda en otras dos situadas a 12.2 y 13,4 Å. La banda de **12.2 Å** corresponde probablemente al interestratificado *illita-vermiculita* debido a que expande ligeramente en E.G hasta 12.6 Å, aumentando netamente su definición, mientras que la banda de **13.4 Å** habríamos de atribuirse a la *illita-esmectita*.

- 4) Dado que en ninguno de los tratamientos, incluidos los potásicos S.A (no mostrados) se define el pico 11.4 Å, esta banda presente en el térmico corresponde sin duda a interstratificados de clorita con fases a 10.0 Å expandibles y colapsables. El tratamiento con glicerol es el que identifica con certeza la existencia significativa de *clorita-esmectita* ya que aparece una banda ancha e intensa en 16.0 Å. Así mismo, también se identifica un porcentaje significativo de *esmectita* en la banda a 18.0 Å.
- 5) La banda 14.0 Å en glicerol acumula fases vermiculíticas, es decir, *clorita-vermiculita* y *vermiculita*, debido a que existe un resto de área tras sustraerle la escasa cantidad de clorita (estimada en 7.0 Å). El tratamiento con E.G nos confirma la presencia de fases vermiculíticas, sean puras o interstratificadas con clorita, pues las expande hasta espaciados de 14.5 Å y superiores (lo que depende en gran medida de la carga de la vermiculita), mientras que se define un pequeño pico no expansible en 14.0 Å correspondiente a la clorita.

### **Limo Horizonte Bt/Ck, Perfil 2.**

- 1) En el diagrama térmico aparece un pico ancho pero bien definido y relativamente intenso (54% del pico a 10.0 Å) en 11.6 Å, y una pequeña banda en 14.0 Å donde se acumularía la *clorita*.
- 2) La zona entre 10-14 Å, es decir, la zona donde se acumulan los interstratificados *illita-vermiculita* e *illita-esmectita*, presenta numerosas dificultades. En el diagrama Mg S.A aparece en esta zona una gruesa banda de interstratificados en 13.2 Å que prácticamente ocupa el sector entre 12.0 y 14.0 Å, difícil de separar, por tanto, de otra banda ancha presente en 14.0 (donde se acumulan las *esmectitas* y *vermiculitas* magnésicas). Esta banda a 13.2 Å parece desdoblarse en dos bandas más estrechas y definidas (sin llegar a presentar hábito de pico) pero menos intensas a 12.2 y 13.8 Å en el tratamiento con glicerol, y a 12.4 y 13.5 Å en el tratamiento con E.G. Entre ambas es difícil definir cuál es *illita-vermiculita* y cuál *illita-esmectita*, pero hemos asociado la primera (12.4 Å) a *illita-vermiculita* dado que parece incrementar en

menor cuantía su espaciado tras las solvataciones, propiedad que presenta la fase expansible (vermiculita) del interestratificado.



**Fig.XIII.7.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Bt/Ck del perfil 2. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

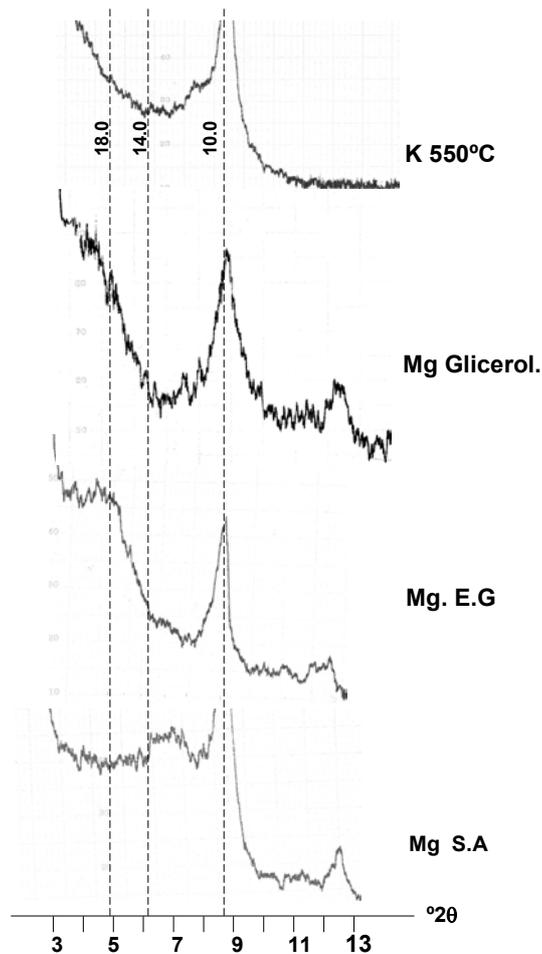
- 3) La existencia de interestratificados 10-14 Å, con fase de 10 expansible y colapsable, se pone de manifiesto en el pico 11.6 Å del diagrama térmico. Es indudable que la banda de 14.5 Å (del tratamiento con glicerol), acumula *clorita-vermiculita* y *clorita*, dado que su área, relativamente grande, es significativamente mayor que la cantidad de clorita de la muestra. También aparece un pico definido en 15.7 Å correspondiente a un interestratificado con fase a 10 expansible en

glicerol, es decir, *clorita-esmectita*. Por último, también se detecta un pequeño pico en 18 que podría corresponde a una escasa cantidad de *esmectita*.

- 4) El interestratificado *caolinita-esmectita* se estimaría con relativa nitidez en el pico de 8.0 Å del diagrama de glicerol.
- 5) En este horizonte, podemos concluir, se detectan cantidades bajas de *esmectita* y *clorita-esmectita*, algo mayores de *caolinita-esmectita*, *clorita*, *vermiculita* y *clorita-vermiculita*, y relativamente altas de interestratificados con *illita*, principalmente *illita-esmectita*.

### Arcilla Horizonte Bt/Ck, Perfil 2.

- 1) En el diagrama térmico observamos una banda intensa en 11.6 Å y una banda ancha, difusa y de escasa intensidad en 13.9 Å que pertenece a la *clorita*.
- 2) Identificamos una fase de interestratificados *illita-vermiculita* debido a la presencia de un pico definido a 11.9 Å tanto en Mg S.A como en glicerol, que parece expandir hasta 12.2 Å en E.G (solvatante que, al contrario del glicerol, si provoca la expansión de las láminas de *vermiculita*).
- 3) Los interestratificados *illita-esmectita* los atribuimos al pico de 13.6 Å del diagrama con glicerol. Esto puede confirmarse por la presencia de una banda a 13.0 Å en el diagrama de E.G. El hecho de que esta fase aparezca a mayores espaciados en glicerol que en E.G se explicaría porque la *esmectita* expande más en el primero que en el último (pico de la *esmectita* a 18.0 Å en glicerol frente a 17.5 Å en E.G.).



**Fig.XIII.8.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Bt/Ck del perfil 2. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 4) Aunque podríamos considerar teóricamente que los dos interestratificados (illita-vermiculita e illita-esmectita) debieran dar aproximadamente los mismos espaciados (o muy próximos entre sí) en muestras saturadas con Mg S.A, esto no es siempre así. Normalmente la esmectita, sobretodo si es de naturaleza montmorillonítica o tiene baja carga laminar, presenta una higroscopicidad más elevada que la vermiculita, con lo que puede aumentar su espaciado incluso de manera significativa con respecto a esta (de ahí que normalmente no aparezca un pico definido en entorno a los 14.5 Å, sino una gruesa banda cuya base puede alcanzar espaciados de 16.0 Å). Por otra parte, la posición del pico del interestratificado depende de la proporción illita/fase expansible de manera que, por ejemplo, puede casi confundirse con el pico a 10.0 Å en el caso de tener un porcentaje de fase expansible menor del 20%). Ambos factores explican que en

algunas muestras, como en la presente, se identifiquen dos picos distintos en el diagrama Mg S.A., aunque el hecho más común es la presencia de una amplia banda entre los 12.0 y 13.0 Å, es decir, de interestratificados con cantidades equilibradas de ambas fases. Los interestratificados con cantidades menores del 20% de una de las fases son imposibles de deconvolucionar ya que se acumularían en las bandas de 14.0 Å o en la base del pico de la illita a 10.0 Å (a pesar de todo su presencia es muy probable y seguramente sea uno de los factores que contribuye a hacer tan difusos los picos).

- 5) La presencia de una pequeña banda a 11.5 – 11.6 Å en los tratamientos S.A, EG y glicerol, al mismo espaciado que la banda del térmico, podría indicar la presencia de una pequeña cantidad de *mica-clorita*.
- 6) La banda de 11.6 Å en el diagrama térmico también indica la existencia de interestratificados *clorita-vermiculita* o *clorita-esmectita*. Sin embargo, el tratamiento con glicerol produce una amplísima banda en 18.0 Å que se solapa con el pico de 14.5 Å, sin que pueda resolverse bien el espaciado intermedio de la *clorita-esmectita*.
- 7) Por último, se miden mínimas cantidades (trazas) de *caolinita-esmectita* en el sector de 7.0 a 10.0 Å, concretamente en el pico 8.34 Å.

### **Politipismo y la cristalinidad de las micas en el perfil 2.**

En la **Tabla XIII.18.** se expone los resultados de la estimación del %Politipos 2M<sub>1</sub> y del Índice de Cristalinidad (I.C) de las micas de la fracción arcilla del perfil 2.

El I.C es elevado en los horizontes Ap y Bt (0.616 y 0.636), descendiendo en los horizontes subyacentes, excepto en Bt/Ck, donde presenta el máximo valor de todo el perfil (0.652).

Los porcentajes de politipos  $2M_1$ , con respecto a  $1M$ , son mayores en la fracción limo que en la arcilla, aunque su tendencia en el perfil es irregular, casi en “diente de sierra”.

### **Evolución de los minerales de la arcilla en las fracciones finas del perfil 2.**

Como resaltábamos en el perfil 1, los filosilicatos más abundantes son las micas, con un porcentaje siempre superior al 60% en todos los horizontes. Comparando entre limo y arcilla, se observa que la mica es más abundante en el limo (entorno a un 10% de media). En esta fracción, los horizontes superiores, de claro carácter genético (Ap, Bt y Btg), presentan contenidos en mica ligeramente superiores que los subyacentes.

Del mismo modo, a semejanza del perfil 1, la fase más abundante tras la mica es distinta en el limo y en la arcilla. En el primero son los interestratificados de 10 a 14 Å ( $I_{10-14\text{Å}}$ ), mientras que en la última son las fases expansibles de 14 a 18 Å (F.E.  $_{14-18\text{Å}}$ ). Sin embargo, la variación en profundidad de ambas fases es irregular, no siendo atribuible tal irregularidad en este caso a las discontinuidades litológicas. La única pauta que se manifiesta de manera relativamente evidente es un mayor contenido de fases expansibles e  $I_{10-14\text{Å}}$  en el horizonte Cmk/Bt, asociado al menor % de mica del perfil.

Las cantidades de paragonita, clorita y caolinita son muy bajas tanto en limo como en arcilla (menores del 5% en casi todos los horizontes), y su variación en el perfil, por lo general, es poco significativa, aunque destaca el % de caolinita relativamente del horizonte Ap (10 y 6% en arcilla y limo, respectivamente).

Dentro de las F.E.  $_{14-18\text{Å}}$ , también predominan la esmectita y la clorita-esmectita, aunque los contenidos de clorita-vermiculita y/o vermiculita son más elevados que en el perfil 1. Por otro lado, también se acortan las diferencias entre los distintos interestratificados de la fase  $I_{10-14\text{Å}}$  (illita-esmectita e illita-vermiculita). Por último, habría que destacar la presencia de una mínima cantidad de caolinita-esmectita en el limo de los horizontes Bt y Bt/Ck (2% del total de filosilicatos, que representa un 11 -12% del total de interestratificados y fases expansibles).

**XIII.1.2.3. Perfil de la Terraza 3.**

En la **Tabla XIII.7.** y **Tabla XIII.8.** se exponen, respectivamente, los resultados de la semicuantificación de los filosilicatos de la fracción limo y arcilla del perfil 3, realizada mediante XRD (A.O. en muestras sódicas).

**Tabla XIII.7.** Mineralogía de la fracción limo 20- 2  $\mu\text{m}$ , (%) del Perfil 3, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap1	5	7	78	3	2	5
Ap2	3	5	80	2	3	8
Bt1	9	12	74	2	1	2
Bt2	4	9	81	2	1	3
Bt3	5	8	80	1	2	5
Bt4	5	10	77	3	3	3
2Bt5	5	8	76	3	2	6
2BCt1	7	7	78	3	1	4
2BCt2	3	8	79	2	2	7
Media	5	8	78	2	2	5

<sup>1</sup>incluye S/K

**Tabla XIII.8.** Mineralogía de la fracción arcilla < 2 $\mu\text{m}$ , (%) del Perfil 3, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap1	2	3	90	1	1	3
Ap2	2	4	90	1	1	3
Bt1	6	8	78	1	2	6
Bt2	2	3	91	1	1	4
Bt3	22	6	65	1	1	6
Bt4	12	6	78	1	1	5
2Bt5	13	5	70	2	2	10
2BCt1	10	4	76	2	2	6
2BCt2	4	6	80	2	1	8
Media	8	4	80	1	1	6

<sup>1</sup>incluye S/K

**Tabla XIII.9.** Identificación y semicuantificación de las Fases expansibles e Interestratificados presentes en los A.O Na-EG. de horizontes seleccionados del Perfil 3 (Mg, Mg-EG, Mg-Glicerol y 550°C).

Fracción	Horizonte	S/K	Fases Expansibles 14 – 18 Å			Interestr. 10 – 14 Å		
			E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
Limo	Bt1	1	2	2	5	3	6	2
	Bt4	2	3	trazas	2	3	4	1
Arcilla	Bt1	1	2	3	1	4	3	trazas
	Bt4	2	4	4	4	2	1	1

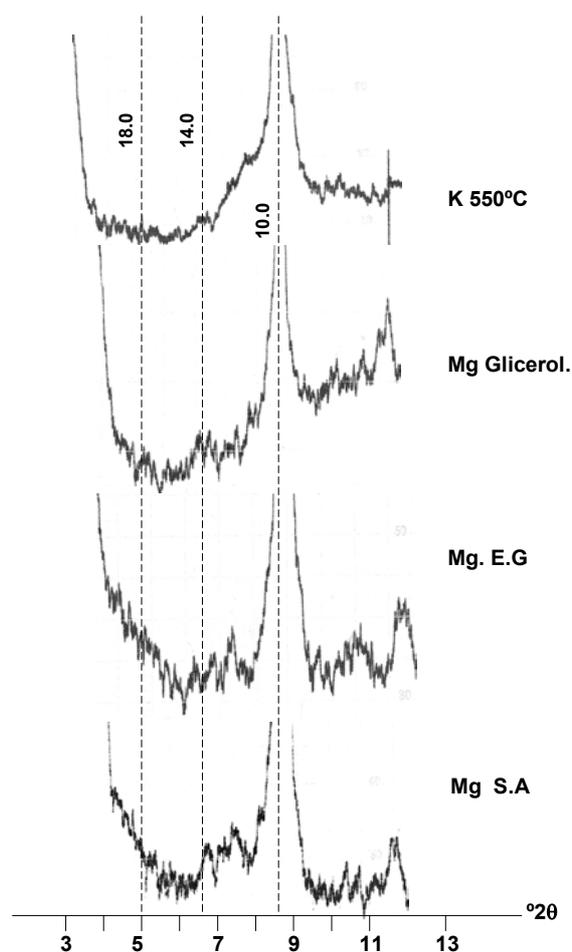
S/K = esmectita-caolinita; E = esmectita; C/E = esmectita-clorita; Cl/V = vermiculita-clorita; V = vermiculita; I/S = illita-esmectita; I/V = illita-vermiculita; M/Cl = mica-clorita.

En la **Tabla XIII.9.** se muestran las estimaciones de las cantidades de interestratificados y fases expansibles que se han semicuantificado previamente de forma conjunta en las fracciones “Fases Expansibles de 14 a 18 Å” e “Interestratificados de 10 a 14 Å” (Tablas XI.2.11 y 12). La esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita se calculan en % sobre el total de la fracción “Fases Expansibles de 14 a 18 Å”, mientras que la illita-vermiculita, la illita-esmectita, la mica-clorita y la esmectita-caolinita lo hacen sobre el total de “Interestratificados de 10 a 14 Å”. Los difractogramas de los distintos tratamientos para los horizontes seleccionados, en base a los cuales se han estimado las fases anteriormente señaladas, se muestran en las **Fig.XIII.9.** y **Fig.XIII.10.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Bt1) y **Fig.XIII.11.** y **Fig.XIII.12.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Bt4).

#### Limo Horizonte Bt1.

- 1) Básicamente en el diagrama térmico aparece una banda a 11.3 Å, muy poco definida con respecto al pico de 10.0 Å (lo que podría ser atribuido a mayor presencia de hidróxidos de aluminio en la interlámina, como se ha comentado anteriormente) y una pequeña pero visible banda a 14.0 Å. La presencia de bandas o pequeños picos en 11.3 Å en todos los tratamientos confirma la existencia de una fase 10-14 que ni colapsa ni se expande, es decir, *mica-clorita*.

- 2) Dada la escasa cantidad de clorita estimable, la mayor parte de la banda a 14.2 Å en el tratamiento con glicerol debe ser atribuida a *clorita-vermiculita* y *vermiculita*. Para corroborar esta atribución, se comprueba fácilmente como este pico expande ligeramente a 14.6 Å en E.G (debido al hinchamiento de la vermiculita, que también aumenta el espaciado del interestratificado clorita-vermiculita).



**Fig.XIII.9.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Bt1 del perfil 3. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 3) Por otra parte, también se detecta la banda, de menor área que la anterior, a más de 16.0 Å característica de la *clorita-esmectita*, y una cantidad bastante parecida de *esmectita* en 18.0 Å.
- 4) La gruesa banda que en Mg S.A aparece a un espaciado de 12.4 Å se resuelve con relativa nitidez en los tratamientos con solvantes. En glicerol se separan una

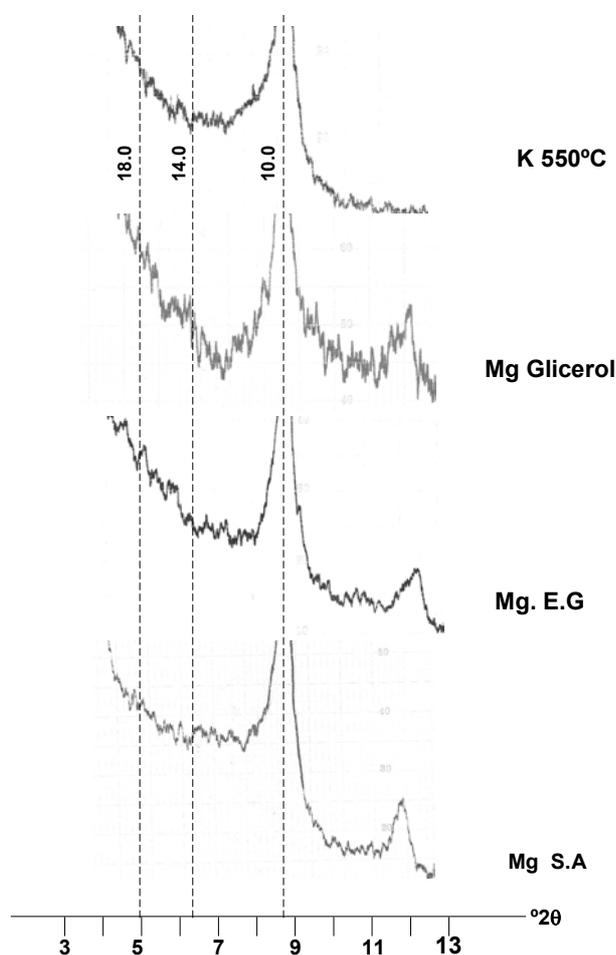
banda entre 12.0 y 12.4 Å y un pico a 13.7 Å, respectivamente, mientras que en E.G estas se separan dando picos anchos a 12.3 y **13.5**. Atribuimos el pico que parece hinchar más (13.7 Å) a la fase *illita-esmectita*, mientras que la banda que permanece a un espaciado aproximadamente igual a la banda del tratamiento magnésico S.A la atribuimos a *illita-vermiculita*.

- 5) El pico a 8.0 Å del diagrama de glicerol se lo atribuimos con relativa fiabilidad al interestratificado caolinita-esmectita, ya que se separa bien del pico a 9.1 Å (003 de *illita-esmectita*) y, básicamente en función de su hábito relativamente más cristalino, del tercer orden de reflexión de la banda *illita-vermiculita*.

### **Arcilla Horizonte Bt1.**

- 1) Existen dos bandas en el diagrama Mg S.A. con cierto grado de solapamiento pero definidas: una banda a 11.6 Å y otra en 12.6 Å que atribuimos a una un interestratificado *illita-esmectita*. Esta banda de 12.6 Å parece desdoblarse en dos picos anchos, pero con hábitos más cristalinos, de 13.4 y 12.4 Å en el diagrama de E.G, mientras que en glicerol pierden el hábito de pico y dan una banda en **13.4** Å. Este comportamiento frente al tratamiento con E.G probablemente se deba a la existencia de dos poblaciones de esmectita de carga laminar distinta y capacidad expansible diferenciada y/o dominios de interestratificados superpuestos con distintas proporciones de láminas de esmectita.
- 2) En base a lo descrito, pueden proponerse dos hipótesis para explicar la banda de 11.6 Å del diagrama S.A: por un lado podría identificarse un interestratificado *illita-vermiculita*, manifestada por la presencia de bandas en Mg S.A y glicerol, banda que parecería expandir ligeramente hasta 11.8 Å en E.G, (recordemos que este solvatante expande la vermiculita). También podría atribuirse la banda de 11.6 Å del diagrama S.A y glicerado a un interestratificado *mica-clorita*. Para admitir esta última alternativa deberíamos suponer que la banda de 11.2 Å que aparece en el diagrama de E.G acumula este interestratificado, de lo cual no existen muchos

indicios. Optamos por la primera opción, principalmente por que la máxima intensidad en este sector del diagrama térmico aparecere a 11.2 Å.

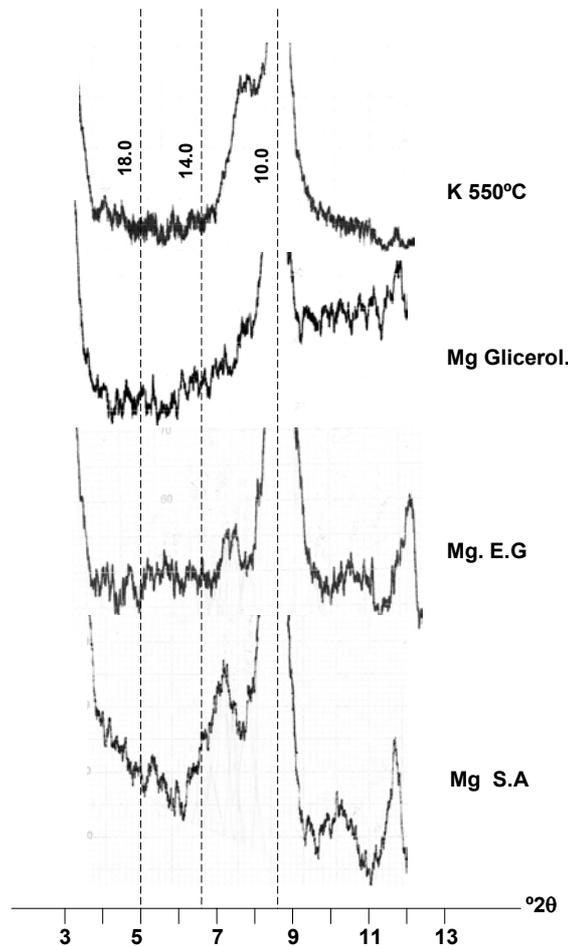


**Fig.XIII.10.** Diffractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Bt1 del perfil 3. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 3) Parte de la banda de 11.2 Å del diagrama térmico corresponde a interestratificados cloríticos con vermiculita y/o esmectita. La existencia de *clorita-esmectita* se deduce del pico a 15.8 Å en el tratamiento con glicerol.
- 4) También puede atribuirse el residuo resultante de sustraer la clorita al pico de 14.5 Å a la *vermiculita* y la *clorita-vermiculita*.
- 5) Por último, se miden ciertas cantidades de *caolinita-esmectita* en el sector de 7.0 a 10.0 Å, concretamente en el pico 8.34 Å, en un sector rodeado de reflexiones de tercer orden de los interestratificados.

**Limo Horizonte Bt4.**

- 1) El diagrama térmico muestra un pico importante, pero escasamente definido, a 11.3 Å, y un pequeño pero medible pico a 13.8 Å y aproximadamente a 7.0 Å que indica que debe haber clorita.



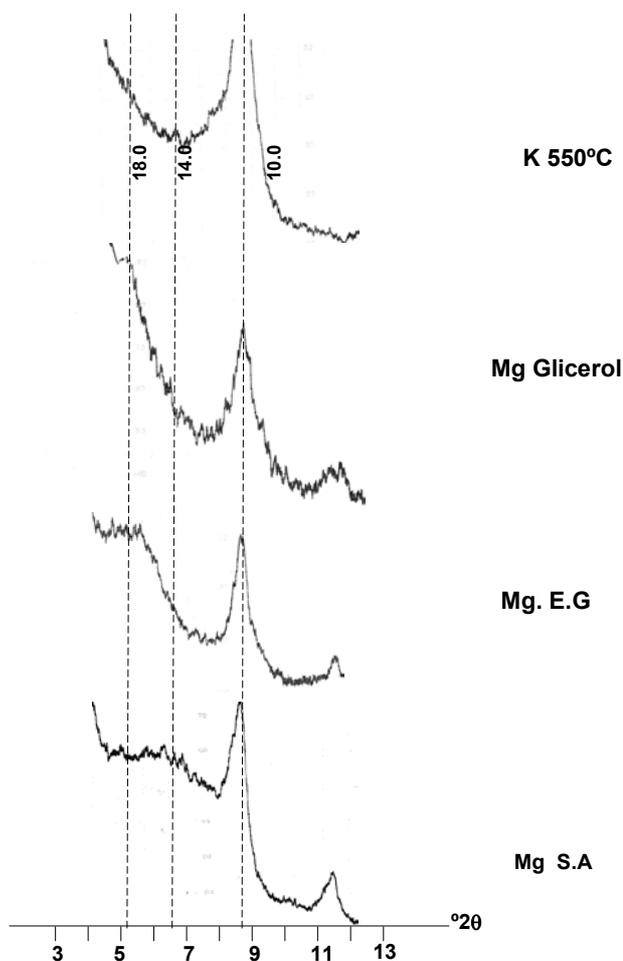
**Fig.XIII.11.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Bt4 del perfil 3. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 2) En la muestra magnésica secada al aire aparece un gran pico en 12.4 Å. Este también aparece en K secado al aire –no mostrado- (aunque no puede resolverse de las posibles esmectitas K que expanden a esos espaciados), en glicerol (el pico 11.3 Å no puede deconvolucionarse, pero puede que incluya un pico más pequeño a 12.4 Å) y en E.G. Dado que este pico es persistente en los distintos tratamientos, parece probable la existencia de *mica-clorita*.

- 3) Por otra parte, el pico 11.3 permite concluir la existencia de una fase 10/14 que, al contrario de la mica-clorita, parece ser expansible, ya que en el diagrama térmico colapsa a menor espaciado (el pico 11.3 Å no aparece en ningun otro diagrama). Estas fases probablemente sean clorita-vermiculita y/o clorita-esmectita.
- 4) Se identifica un pico pequeño, de escasa área, pero relativamente bien resuelto en Mg-glicerol a 15.5 Å, que corresponde a *clorita-esmectita*, así como un pico en 13.9 Å que correspondería a *vermiculita*, *clorita-vermiculita*, más la clorita (ya puesta de manifiesto en el tratamiento térmico). En E.G, que provoca la expansión de las láminas de vermiculita (y del interestratificado clorita-vermiculita) a espaciados de 14.6 Å y superiores, puede estimarse con nitidez el pico a 14.0 Å que corresponde a la clorita pura. Estimada la cantidad, se comprueba que es consistente con la estimada en el diagrama térmico.
- 5) La *illita-esmectita* se mide en 12.2 Å en el diagrama de glicerol, y en 12.0 Å en el de EG (ya que las esmectitas expanden menos en EG), y la *illita-vermiculita* en 11.4 Å del diagrama de glicerol (igual espaciado que en Mg secado al aire, con respecto al cual no expande).
- 6) El pico a 8.0 Å del diagrama de glicerol se lo atribuimos también con relativa fiabilidad al interestratificado *caolinita-esmectita*.

### **Arcilla Horizonte Bt4.**

- 1) En el diagrama térmico aparece la banda a 13.9 de la clorita y una banda a 11.7 Å. Esta última no se detecta en los demás tratamientos, por lo que podemos atribuirla a interestratificados clorita-esmectita y/o clorita-vermiculita.
- 2) La presencia de *clorita-esmectita* se confirma por la presencia de una banda a 16.0 Å en el tratamiento con glicerol, mientras que la existencia de *clorita-vermiculita* y *vermiculita* queda también confirmada por el área residuo que queda tras la sustración de la clorita al pico de 14.4 Å.



**Fig.XIII.12.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Bt4 del perfil 3. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 3) En el sector de 10 a 14 Å del diagrama Mg S.A se resuelve una gruesa banda a 12.6 Å y un pico nítido a 13.2 Å donde suponemos se acumulan los interestratificados de illita con fases expansibles. Como se observa en el tratamiento con glicerol, el pico de 13.2 Å se desplaza ligeramente a 13.4 Å, mientras que la banda a 12.6 Å da un pico ancho a 12.1 Å. Atribuimos este último al interestratificado *illita-vermiculita*, identificación que se confirma por la presencia en 12.4 Å del diagrama E.G de un pico con hábito semejante y ligeramente expandido.
- 4) Por otra parte, las bandas desdobladas a 13.4 Å en glicerol y E.G a partir del espaciado 12.6 Å S.A podemos atribuir las al interestratificado *illita-esmectita*.

- 5) Por último, se detecta una minúscula pero identificable banda en 11.9 Å del tratamiento con E.G. Esta podría corresponder, como se ha comentado más arriba, a una población diferenciada de illita-esmectita, manifestada únicamente en E.G porque la capacidad de expandir las láminas de esmectita de este solvatante dependen bastante de la carga laminar, mientras que el glicerol expande la esmectita independientemente de la carga laminar (por eso, en el tratamiento con glicerol, la expansión de la esmectita, y por tanto de la illita-esmectita es más uniforme y toda la fase se acumula en la banda a 13.4 Å). También podría corresponder a un dominio del interestratificado con un porcentaje de esmectita significativamente menor.
- 6) Por último, se muestra con bastante nitidez la presencia de *caolinita-esmectita* aproximadamente 8.34 Å, ya que esta fase hincha en glicerol y se muestra como una banda significativa, si se compara con el mismo espaciado 2θ de otros tratamientos, en el correspondiente diagrama.

### **Politipismo y la cristalinidad de las micas en el perfil 3.**

En la **Tabla XIII.18** se expone los resultados de la estimación del %Politipos 2M y del Índice de Cristalinidad (I.C) de las micas de la fracción arcilla del perfil 3.

El I.C manifiesta una cierta tendencia a incrementarse en profundidad. El menor valor del mismo lo encontramos en el horizonte Ap1 (0.375) y el máximo en 2BCt1 (0.701), valor que por otra parte es el máximo absoluto de la cronosecuencia. La presencia de las micas más cristalinas en el horizonte más superficial es contraria a la tendencia de los perfiles más viejos, que presentaban las micas menos cristalinas en los horizontes superficial (exceptuando el mayor I.C del T2, que se daba en el horizonte Bt/Ck) y puede ser indicativo de un aporte de material fresco al perfil, tal y como se comentó anteriormente en base a otros minerales (apartado 5 del capítulo VI).

Los % de 2M<sub>1</sub> son, por término medio, más elevados que en T1 y T2, tanto en la fracción limo como en la arcilla, variando de forma irregular con la profundidad. La arcilla

muestra un rango muy elevado de oscilación, ya que presenta el mínimo de toda la cronosecuencia en el horizonte Ap2 (22%), mientras que en el horizonte 2Bct2 virtualmente toda la arcilla presenta el politipo 2M<sub>1</sub> (100%).

### **Evolución de los minerales de la arcilla en las fracciones finas del perfil 3.**

El filosilicato más cuantioso en todo el perfil es la mica, como en T1 y T2. Sin embargo, en este, las diferencias son aún más acusadas, ya que la segunda fase más abundante tras la mica (los I<sub>10-14Å</sub> en la fracción limo o las F.E. 14-18Å en la arcilla) presenta cantidades menores del 10%. Además, a diferencia de T1 y T2, en este suelo los contenidos medios de mica son aproximadamente iguales en ambas fracciones granulométricas, incluso ligeramente superiores en el limo (78 y 80% en limo y arcilla, respectivamente). Los porcentajes de mica, además de muy altos, se mantienen bastante homogéneos con la profundidad, oscilando entorno al 5% en el limo y al 10% en la arcilla.

Por otra parte, los contenidos en clorita-vermiculita y/o vermiculita, illita-vermiculita y mica-clorita son mayores, por término medio, que en los horizontes seleccionados de otros perfiles (aunque siguen representando una cantidad mínima, del 5% o menos, del total de filosilicatos). Así, por ejemplo, la clorita-vermiculita y/o vermiculita supera por primera vez a la esmectita y la clorita-esmectita en el limo del horizonte Bt1 (5% de la primera frente a un 4% de las últimas), y la suma illita-vermiculita más mica-clorita supera o iguala a la illita-esmectita en el limo de Bt1 y en el limo y la arcilla de Bt4.

Si consideramos la mica como mineral primario y los I<sub>10-14Å</sub> o las F.E. 14-18Å como productos de transformación de mica u otros minerales primarios (principalmente la clorita), las escasas cantidades de estos últimos nos indicarían procesos de transformación menos activos que en los perfiles preholocénicos de mayor edad (T1 y T2), destacando aún más los procesos de herencia. También apunta en este sentido el aumento de fases que se consideran como intermedios de reacción menos evolucionados, como la clorita-vermiculita y/o vermiculita (Senkayı, 1981) o la illita-vermiculita (Churchman, 1980), con respecto a otros más evolucionados como la clorita-esmectita (Borchardt, 1987) o incluso frente a fases como la esmectita que pueden considerarse en algunos casos como productos

finales de transformación (Jackson, 1964). Sin embargo, para sostener lo anterior sería imprescindible considerar el material parental de los tres perfiles preholocénicos con un alto grado de homogeneidad, sino, podríamos atribuir estas variaciones, de tan escasa entidad, al mismo material parental.

El resto de filosilicatos (paragonita, clorita y caolinita) se presentan en cantidades mínimas, casi indetectables (entre el 1 y 3%), aunque en el caso de la caolinita, llega supera el 5% en algunos horizontes, llegando en la arcilla del horizonte 2Bt5 a un 10% del total. Salvando esto, estas fases no parecen tampoco muy determinantes de la evolución de los minerales de la arcilla en este perfil.

#### XIII.1.2.4. Perfil de la Terraza 4.

En la **Tabla XIII.10** y **Tabla XIII.11**. se exponen, respectivamente, los resultados de la semicuantificación de los filosilicatos de la fracción limo y arcilla del perfil 4, realizada mediante XRD (A.O. en muestras sódicas).

**Tabla XIII.10.** Mineralogía de la fracción limo 20- 2  $\mu$ m, (%) del Perfil 4, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap1	6	4	75	2	7	6
Ap2	4	6	75	1	7	8
Bwk1	3	6	79	2	6	4
2Bwk2	2	8	81	2	4	3
2C1	4	5	71	2	9	10
2C2	2	1	71	1	20	5
Media	3	5	75	1	9	6

<sup>1</sup>incluye S/K

**Tabla XIII.11.** Mineralogía de la fracción arcilla < 2 $\mu$ m, (%) del Perfil 4, (A.O, muestras Na, satur. E.G)..

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap1	8	10	73	2	1	5
Ap2	4	3	88	1	1	3
Bwk1	7	6	80	1	2	4
2Bwk2	6	15	73	1	2	4
2C1	6	6	80	1	3	4
2C2	4	3	85	1	4	3
Media	6	7	80	1	2	4

<sup>1</sup>incluye S/K

En la **Tabla XIII.12.** se muestran las estimaciones de las cantidades de interestratificados y fases expansibles que se han semicuantificado previamente de forma conjunta en las fracciones “Fases Expansibles de 14 a 18 Å” e “Interestratificados de 10 a 14 Å” (Tablas XI.2.16 y 17). La esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita se calculan en % sobre el total de la fracción “Fases Expansibles de 14 a 18 Å”, mientras que la illita-vermiculita, la illita-esmectita, la mica-clorita y la esmectita-caolinita lo hacen sobre el total de “Interestratificados de 10 a 14 Å”. Los difractogramas de los distintos tratamientos para el horizonte seleccionado, en base a los cuales se han estimado las fases anteriormente señaladas, se muestran en las **Fig.XIII.13.** y **Fig.XIII.14.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Bwk1).

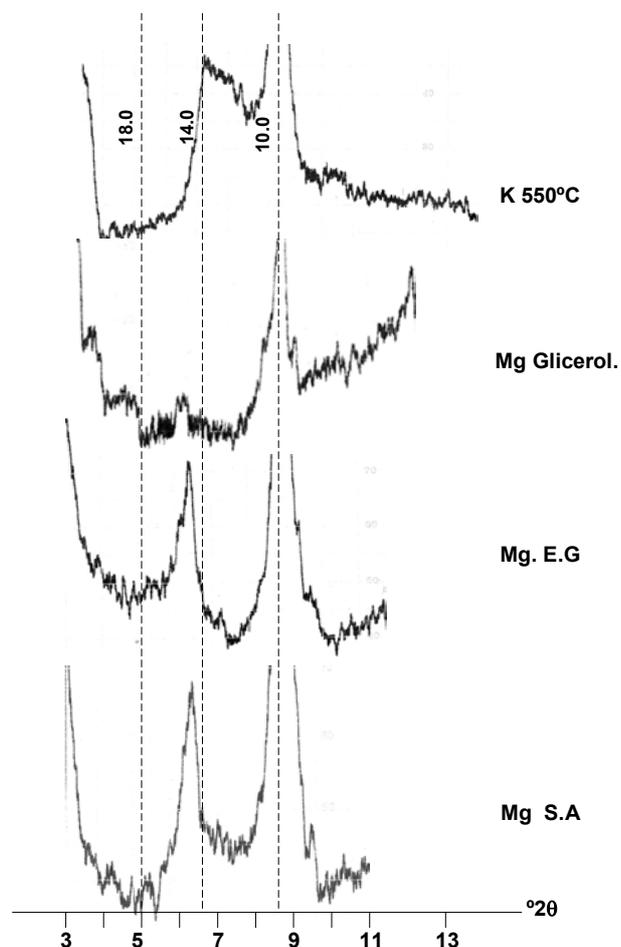
**Tabla XIII.12.** Identificación y semicuantificación de las Fases expansibles e Interestratificados presentes en los A.O Na-EG. del horizonte Bwk1 del Perfil 4 (Mg, Mg-EG, Mg-Glicerol y 550°C).

Fracción	S/K	Fases Expansibles 14 – 18 Å			Interestr. 10 – 14 Å		
		E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
Limo	1	1	traza	2	1	2	2
Arcilla	Traza	3	3	1	1	1	4

S/K = esmectita-caolinita; E = esmectita; C/E = esmectita-clorita; C/V = vermiculita-clorita; V = vermiculita; I/S = illita-esmectita; I/V = illita-vermiculita; M/Cl = mica-clorita.

#### Limo Horizonte Bwk1, Perfil 4.

- 1) El diagrama térmico muestra una banda importante en 14.0 Å, lo que nos indica que existe una cantidad relativamente significativa de *clorita* (como se ha comprobado en los diagramas sódicos). También se muestra un pico, diferenciado de la anterior, en 11.6 Å, que nos indica la existencia de interestratificados de clorita con fases a 10.0 Å, sean micas, vermiculitas o esmectitas.



**Fig.XIII.13.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Bwk1 del perfil 4. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

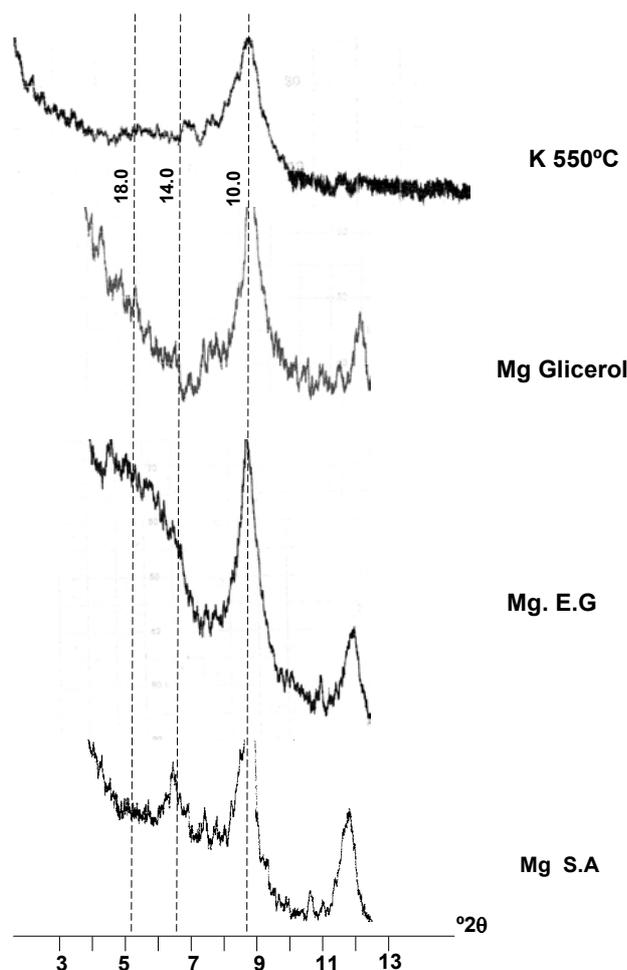
- 2) La aparición de la misma banda a 11.6 Å en el diagrama Mg S.A., E.G y, especialmente, en el diagrama de glicerol (también en las muestras sódicas), nos permite establecer la presencia de una pequeña proporción de *mica-clorita*.
- 3) La existencia de una pequeña y difusa banda en 16.0 Å en el tratamiento Mg glicerol nos indica que, además de la mica-clorita, existiría una escasa proporción de *clorita-esmectita*, que habría colapsado en el tratamiento térmico sumándose a la banda de 11.6 Å. La clorita-esmectita aparece en una posición intermedia entre el pico de 14.5 Å donde se acumula la clorita y la *esmectita* que se expandió a 17.0 Å debido al glicerol. En el tratamiento con E.G aparece también un pequeño pico en

15.8 Å que podría corresponder a la clorita-esmectita, pero, como se indicó anteriormente, puede verse contaminada por vermiculitas de carga relativamente baja que en E.G pueden expandir a espaciados superiores a 15.0 Å.

- 4) Restando al pico 14.5 Å la proporción de clorita (estimada en el pico 7.0 Å) queda un residuo que corresponde a la *clorita-vermiculita* y *vermiculita*. Sin embargo, el hábito relativamente definido del pico (especialmente en Mg S.A) nos indica que probablemente este sea eminentemente clorítico. Este interestratificado también se acumularía en la banda de 11.6 Å del tratamiento térmico.
- 5) En tratamientos Mg, los interestratificados illita-esmectita e illita-vermiculita aparecen como bandas anchas difíciles de diferenciar a 13.0 y 12.3 Å. Se deduce la presencia de *illita-vermiculita* por la presencia de la misma banda a 12.3 Å en el diagrama de glicerol ya que este solvatante no expande la vermiculita (y por tanto, el espaciado del interestratificado). También el diagrama de glicerol pone de manifiesto la presencia de *illita-esmectita* pues la banda a 13.0 Å aumenta su espaciado hasta 13.4 Å (dando una banda de área bastante reducida)
- 6) Por último, aunque menos aparente y de menor área que en algunos de los horizontes anteriores, el interestratificado *caolinita-esmectita* aparece en el pico a 8.0 Å del diagrama de glicerol.

#### **Arcilla Horizonte Bwk1, Perfil 4.**

- 1) El diagrama térmico presenta un aspecto complejo debido a que identifica dos bandas de intensidades parecidas y bastante solapadas (es casi una banda continua) en el sector de 10.0 a 14.0 Å, una a 11.8 y otra 11.1 Å. Por otra parte, el pico a 10.0 Å presenta un hábito poco cristalino, lo que indica que la calcinación ha podido desorganizar hasta cierto punto la illita.



**Fig.XIII.14.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Bwk1 del perfil 4. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 2) La aparición de una banda constante a 11.8 Å en todos los tratamientos nos indica que una parte de esas bandas del tratamiento térmico pertenece a un interstratificado *mica-clorita*.
- 3) También podemos diagnosticar la presencia de interstratificados cloríticos en esas bandas. La *clorita-esmectita* aparece como una banda a 16.5 Å en el tratamiento con glicerol, mientras que podemos aceptar la presencia de un residuo de *clorita-vermiculita* y *vermiculita* en el área de la banda a 14.1 Å.
- 4) El pico presente a 12.2 Å en el diagrama Mg S.A. se desdobra en un pico a 12.2 y una banda a 13.8 Å en el diagrama de E.G, mientras que se acumula en un pico a 13.1 Å en el diagrama de glicerol que atribuimos a *illita-esmectita*. La presencia

simultánea de otro pico en 12.2 Å en glicerol nos indica también la presencia de *illita-vermiculita*. Las áreas de ambos picos, el 12.2 de *illita-vermiculita* y 13.1 de *illita-esmectita*, son muy parecidas, por lo que las cantidades de estas fases deben ser semejantes.

- 5) La banda que aparece en 13.8 Å en el diagrama con E.G sin duda corresponde a la clorita, diferenciable por este solvatante que expande todas las fases vermiculíticas y esmecticas y permite diferenciarlas de la clorita (pues las expande a espaciados mayores de 14.3, Brindley y Brown, 1980; página 224).

#### **Politipismo y la cristalinidad de las micas en el perfil 4.**

En la **Tabla XIII.18.** se expone los resultados de la estimación del %Politipos 2M y del Índice de Cristalinidad (I.C) de las micas de la fracción arcilla del perfil 4.

La cristalinidad media de las micas de la fracción arcilla de este perfil (I.C = 0.421) es notoriamente superior a la de los perfiles preholocénicos, estando muy cerca del límite de las rocas con metamorfismo de bajo grado (I.C = 0.420), por lo que refleja una composición más próxima al material original. De todas formas, los valores por horizonte son bastante heterogéneos y varían de forma irregular con la profundidad, presentando un máximo de I.C de 0.619 (valor del orden de los más elevados de los horizontes de los Alfisoles) en 2Bwk2 y un mínimo de 0.212 en Ap2 (mínimo absoluto de los perfiles de la cronosecuencia).

El porcentaje medio de politipo 2M<sub>1</sub> en este perfil es del 54% en la arcilla y del 79% en el limo. La fracción arcilla presenta valores máximos (≈ 60%) en los horizontes 2C1 y 2C2, sin embargo, el % máximo del limo corresponde al Ap1 y Bwk1, donde el 100% de los politipos se atribuyen a 2M<sub>1</sub>.

#### **Evolución de los minerales de la arcilla en las fracciones finas del perfil 4.**

Este perfil holocénico muestra un perceptible contraste, en cuanto a la naturaleza y el contenido de filosilicatos, con respecto a los perfiles más viejos (T1 y T2), mientras que presenta un mayor parecido con T3.

La mica es, con mucho, el filosilicato más abundante en las fracciones finas, con valores medios por perfil similares a los de T3. También como en este, la mica es ligeramente más abundante en la fracción arcilla que en el limo (un 5% de media). En profundidad, la arcilla no muestra tendencia en “diente de sierra”, mientras que el limo muestra una biseccionalidad marcada por la discontinuidad litológica, tendiendo a aumentar en profundidad desde el horizonte superior hasta el inferior (desde Ap1 y Ap2 hasta Bwk1 y desde 2Bwk2 hasta 2C2).

Cuantitativamente, los  $I_{10-14\text{Å}}$  son en ambas fracciones los filosilicatos más importantes tras la mica, sin embargo, se presentan en cantidades inferiores al 10%. Ni estos, ni las F.E.  $14-18\text{Å}$  muestran una variación clara en la secuencia de horizontes, si bien las F.E.  $14-18\text{Å}$  tienden a presentar los máximos valores de ambas fracciones en el horizonte superficial (Ap1), y el máximo de  $I_{10-14\text{Å}}$  coincide con 2Bwk2 tanto para el limo como para la arcilla (presentando un 15%, que es un valor bastante superior a la media).

Se ha estudiado con mayor detalle, mediante la aplicación de diversos tratamientos, la composición de  $I_{10-14\text{Å}}$  y F.E.  $14-18\text{Å}$  para el horizonte Bwk1. En la fracción arcilla de este horizonte predominan la esmectita y la clorita-esmectita, aunque también existe una cantidad importante de mica-clorita (el 31%, en términos relativos al total de  $I_{10-14\text{Å}}$  y F.E.  $14-18\text{Å}$ , pero escasa con respecto al total de filosilicatos -4%-). En la fracción limo, por el contrario, predominan los términos illita-esmectita e illita-vermiculita (33% del total de  $I_{10-14\text{Å}}$  y F.E.  $14-18\text{Å}$ , para cada uno de ellos) y se detecta una mínima cantidad de esmectita-caolinita.

Los contenidos medios del resto de fases no son significativos. La paragonita es apenas detectable y la caolinita ronda el 5% en ambas fracciones, sin presentar variaciones claras en la secuencia. Sin embargo, deberíamos resaltar el contenido de clorita del limo, especialmente en los horizontes inferiores (2C1 y 2C2), con un 9% de media del perfil y un significativo 20% en 2C2. Si consideramos la clorita como mineral primario, no es de extrañar que el máximo contenido se de en la fracción limo y en un horizonte C.

Por otra parte, los elevados % de mica nos hacen pensar que los procesos predominantes en este perfil son los relacionados con la herencia de las micas. En este sentido también apuntan los datos cristalquímicos de las micas, ya que el % medio de

politipos 2M1, tanto en el limo como en la arcilla, y la cristalinidad son mayores que en los perfiles preholocénicos. El contenido relativamente elevado (para la media de la cronosecuencia) de clorita en el limo también apoya la idea de la poca entidad de los procesos de transformación.

### XIII.1.2.5. Perfil de la Terraza 5.

En la **Tabla XIII.13.** y **Tabla XIII.14.** se exponen, respectivamente, los resultados de la semicuantificación de los filosilicatos de la fracción limo y arcilla del perfil 5, realizada mediante XRD (A.O. en muestras sódicas).

**Tabla XIII.13.** Mineralogía de la fracción limo 20- 2  $\mu\text{m}$ , (%) del Perfil 5 (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap	3	6	80	1	4	5
2C1	7	7	71	1	7	8
3C2	12	9	65	2	9	4
4C3	7	7	74	3	5	4
5C4	12	7	66	2	7	7
6C5+7C6	13	9	65	1	6	7
8C7	11	10	62	2	6	9
Media	9	8	69	2	6	6

<sup>1</sup>incluye S/K

**Tabla XIII.14.** Mineralogía de la fracción arcilla < 2 $\mu\text{m}$ , (%) del Perfil 5, (A.O, muestras Na, satur. E.G).

Horizonte	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Ap	21	5	66	1	2	6
2C1	28	5	61	1	1	4
3C2	23	4	66	1	1	6
4C3	24	5	61	1	2	8
5C4	63	2	29	1	1	4
6C5+7C6	18	4	72	1	1	5
8C7	30	12	52	1	1	4
Media	30	5	58	1	1	5

<sup>1</sup>incluye S/K

En la **Tabla XIII.15.** se muestran las estimaciones de las cantidades de interestratificados y fases expansibles que se han semicuantificado previamente de forma conjunta en las fracciones “Fases Expansibles de 14 a 18 Å” e “Interestratificados de 10 a 14 Å” (Tablas XI.2.16 y 17). La esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita se calculan en % sobre el total de la fracción “Fases Expansibles de 14 a 18 Å”, mientras que la illita-vermiculita, la illita-esmectita, la mica-clorita y la esmectita-caolinita lo hacen sobre el total de “Interestratificados de 10 a 14 Å”. Los difractogramas de los distintos tratamientos para el horizonte seleccionado, en base a los cuales se han estimado las fases anteriormente señaladas, se muestran en las **Fig.XIII.15.** y **Fig.XIII.16.** (fracción limo y arcilla, respectivamente, del horizonte Ap).

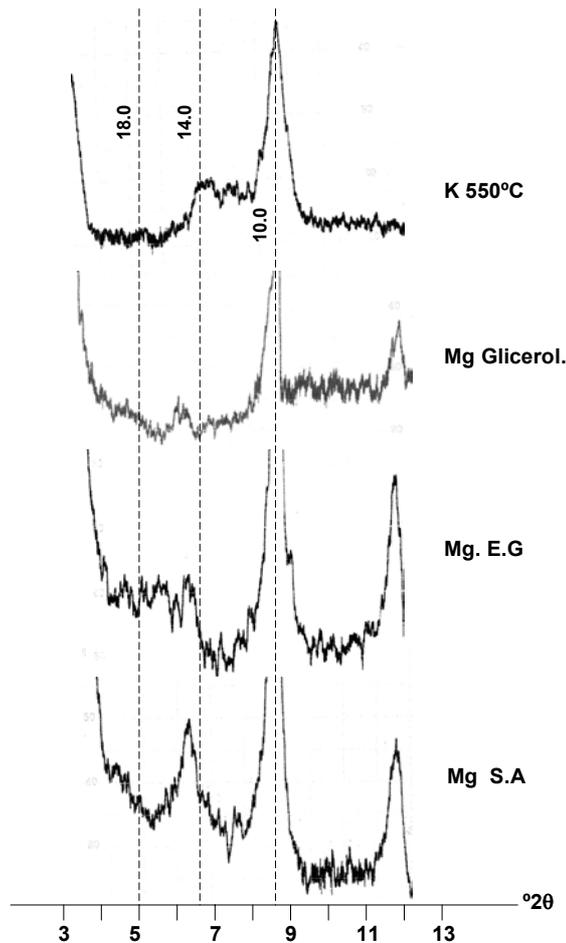
**Tabla XIII.15.** Identificación y semicuantificación de las Fases expansibles e Interestratificados presentes en los A.O del horizonte Ap1 del Perfil 5 (Mg, Mg-EG, Mg-Glicerol y 550°C).

Fracción	S/K	Fases Expansibles 14 – 18 Å			Interestr. 10 – 14 Å		
		E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
Limo	1	1	1	1	1	1	3
Arcilla	trazas	18	2	1	1	trazas	4

S/K = esmectita-caolinita; E = esmectita; C/E = esmectita-clorita; Cl/V = vermiculita-clorita; V = vermiculita; I/S = illita-esmectita; I/V = illita-vermiculita; M/Cl = mica-clorita.

### Limo Horizonte Ap, Perfil 5.

- 1) En el diagrama térmico se define una banda a 13.5 Å perteneciente a la clorita, y otra en 11.8 Å. Esta última es probable que pertenezca en su mayor parte a un interestratificado *mica-clorita*, ya que en todos los tratamientos aparece una banda o un pico a este mismo espaciado.



**Fig.XIII.15.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción limo del horizonte Ap del perfil 5. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

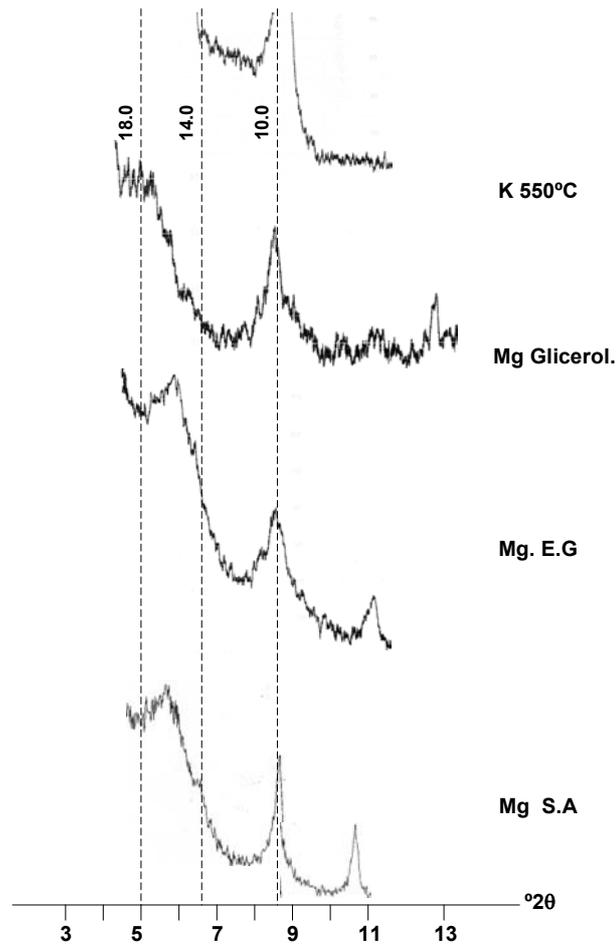
- 2) Sin embargo, también se acumula en la banda 11.8 Å del térmico una cierta cantidad de interstratificados *clorita-esmectita* y *clorita-vermiculita*. El primero se identifica en el pico, pequeño y de hábito poco cristalino, a 16.5 Å del tratamiento con glicerol. Las fases *clorita-vermiculita* y *clorita* se identifican en el residuo del área de la banda a 14.6 Å del mismo tratamiento, aunque su cantidad es muy escasa.
- 3) En esta muestra parece existir una mínima cantidad de interstratificados *illita-esmectita* e *illita-vermiculita* en el sector de 10 a 14 Å. De hecho, únicamente se define de forma clara el pico a 11.8 Å que hemos atribuido a la mica-clorita. El resto de fases se acumulan en una gruesa banda a un espaciado de 14.5 Å. Dado que este es el espaciado al que expanden las fases puras de esmectitas y

vermiculita, es de suponer que las cantidades de interestratificados es muy baja. Como se observa en los tratamientos con glicerol y E.G., al expandir las fases puras la gruesa banda de 14.5 Å pueden identificarse varios picos y bandas, de intensidad muy baja y área poco significativa, que atribuimos a ambos interestratificados.

- 4) Por último, también medimos una pequeña área en el pico a 8.4 Å perteneciente a *caolinita-esmectita*.

### Arcilla Horizonte Ap, Perfil 5.

- 1) En el tratamiento térmico aparecen dos bandas: a 13.8 Å, el espaciado de la *clorita* calcinada y otra banda ancha a 11.5 Å. Esta última aparece relativamente bien individualizada en los tratamientos con solvatantes y al mismo espaciado, lo que nos indica que estamos ante una *mica-clorita*.
- 2) Los distintos tratamientos ponen de manifiesto la existencia de una cantidad alta de esmectitas, que expanden hasta 18.0 en glicerol y 17.5 Å en E.G (por lo que deben ser minerales de baja carga). En glicerol también detectamos la presencia de cierta cantidad de *clorita-esmectita* por la existencia de una banda en 15.5 Å.
- 3) Restando al pico 14.5 Å del Mg glicerol la cantidad proporcional de clorita probablemente nos quede un residuo de *clorita-vermiculita* y *vermiculita*, que habría de ser mínimo.
- 4) Entre 10.0 y 14.0 Å, además del orden de reflexión de la mica-clorita, solo aparece una gruesa banda a un espaciado aproximadamente de 12.5 – 12.6 Å de la que es difícil establecer si se trata de *illita-vermiculita* o *illita-esmectita*. Nosotros la hemos atribuido a *illita-esmectita* debido a que parece desplazarse ligeramente a mayores espaciados en el tratamiento de glicerol.



**Fig.XIII.16.** Difractogramas de diversos tratamientos de la fracción arcilla del horizonte Ap del perfil 5. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

### **Politipismo y la cristalinidad de las micas en el perfil 5.**

En la **Tabla XIII.18.** se expone los resultados en de la estimación del %Politipos 2M y del Índice de Cristalinidad (I.C) de las micas de la fracción arcilla del perfil 5. Lo primero que hay que resaltar es la imposibilidad de la estimación del I.C de la mayor parte de horizontes del perfil (debido a la imposibilidad de deconvolucionar convenientemente el pico a 10 Å). Los horizontes estimados han sido Ap y 3C2, con I.C de 0.326 y 0.424,

respectivamente. Así mismo, la estimación del % de politipos  $2M_1$  ha resultado también imposible en los horizontes más profundos (5C4, 6C5+7C6 y 8C7).

Como sería de esperar en el suelo más joven de la cronosecuencia, estos valores están muy cerca o pertenecen al rango de las rocas metamórficas de bajo grado (la denominada Anchizona; **Árkai, 2002**).

Los porcentajes medios de politipos  $2M_1$  son bastante parecidos en ambas fracciones granulométricas (92% para el limo y 87% para la arcilla), siendo el único perfil de la cronosecuencia donde, por término medio, los % de  $2M_1$  son mayores en la arcilla que en el limo. Además, el comportamiento en la secuencia de los horizontes determinados es justamente el inverso: mientras en la arcilla aumenta (irregularmente) en profundidad, en el limo disminuye.

### **Evolución de los minerales de la arcilla en las fracciones finas del perfil 5.**

Este perfil presenta un contenido de micas menor en ambas fracciones, por término medio, que el del resto de perfiles de la cronosecuencia, aunque estas siguen siendo las fases cuantitativamente más importantes y superan en todos los horizontes el 50%. Comparativamente, son más abundantes en el limo que en la arcilla. El primero presenta el valor máximo en el horizonte Ap (80%), con una tendencia relativamente clara a disminuir en profundidad. En la arcilla, sin embargo, no se detecta una disminución en la secuencia de horizontes, sino un perfil más o menos acusado en “diente de sierra” (con un valor máximo en 6C5+7C6 del 72%).

El contraste entre la composición del limo y de la arcilla es especialmente significativo, además de en el contenido medio de micas (69% y 58% en limo y arcilla, respectivamente), en el de F.E.  $14-18\text{Å}$  (9% en limo frente a un 30% en arcilla, valor máximo de la cronosecuencia). La variación con la profundidad de estas fases es irregular en ambas clases granulométricas, aunque habría que destacar el mínimo porcentaje de F.E.  $14-18\text{Å}$  que existe en el limo del horizonte Ap (3%).

Las F.E.  $14-18\text{\AA}$  de la fracción arcilla del horizonte Ap están compuestas en un 69% de esmectita, contenido que por sí solo supone un 18% del total de filosilicatos. mientras que se detectan cantidades relativas del resto de interestratificados muy poco significativas. En las F.E.  $14-18\text{\AA}$  de limo del horizonte Ap, mucho menos representativas, apenas si se detecta esmectita o alguna otra fase.

En cuanto a los  $I_{10-14\text{\AA}}$ , las cantidades son menores del 10% (8 y 5% en limo y arcilla, respectivamente) y tampoco presentan una pauta de variación manifiesta en la secuencia de horizontes. Su composición principal es de mica-clorita, la segunda fase en importancia tras las esmectitas en la arcilla (15% de las F.E.  $14-18\text{\AA}$  y 4% del total de filosilicatos) y la fase principal en el limo junto con la illita-esmectita.

El resto de fases (paragonita, clorita y caolinita) son poco significativas en el perfil, como se ha destacado en el resto de horizontes.

El remarcado contraste entre limo y arcilla en cuanto a la cuantía y composición de F.E.  $14-18\text{\AA}$  probablemente indique que gran parte de la esmectita de esta última fracción proceda directamente del material aluvial (aportes del río), y no por transformación a partir de otros minerales primarios, ya que las cantidades relativas y totales de fases interestratificadas, posibles intermediarios de reacción, son las menores de la cronosecuencia. Esta interpretación concuerda con los datos cristalquímicos de la mica, que manifiestan, como se comentó más arriba, una cristalinidad de la mica en la arcilla elevada (un I.C medio por perfil de 0.375, más propio ya de rocas metamórficas que sedimentarias según **Árkai, 2002**) y un amplio predominio del politipo 2M1 (entorno al 90% en ambas fracciones).

Es probable que la edad reciente y el escaso grado de desarrollo evidenciado por este suelo (capítulo VIII), halla propiciado un escaso o nulo desarrollo en las reacciones de transformación, al igual que los mismos procesos edafogenéticos.

**XIII.1.2.6. Material original.**

En la **Tabla XI.2.16** se exponen los resultados de la semicuantificación de los filosilicatos de la fracción limo y arcilla de los materiales originales (sedimento actual del Guadalquivir y Pizarra de Sierra Morena, de esta última solo la arcilla) de la cronosecuencia, realizada mediante XRD (A.O. en muestras sódicas).

**Tabla XIII.16.** Composición mineralógica del del material original de la cronosecuencia, fracciones limo y arcilla (%),(A.O, muestras Na, satur. E.G).

Material original	Fracción	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
Sedimento del río	Limo	4	7	81	2	2	4
	Arcilla	20	7	61	3	6	4
Pizarra	Arcilla	24	7	56	trazas	8	5

<sup>1</sup>incluye S/K

**Tabla XIII.17.** Identificación y semicuantificación de las Fases expansibles e Interestratificados presentes en los A.O del material original de la cronosecuencia (Mg, Mg-EG, Mg-Glicerol y 550°C).

Material original	Fracción	S/K	Fases Expansibles 14 – 18 Å			Interestr. 10 – 14 Å		
			E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
Sedimento del río	Limo	trazas	2	trazas	2	4	trazas	3
	Arcilla	trazas	15	4	1	3	trazas	4
Pizarra	Arcilla	trazas	16	8	trazas	2	2	23

S/K = esmectita-caolinita; E = esmectita; C/E = esmectita-clorita; Cl/V = vermiculita-clorita; V = vermiculita; I/S = illita-esmectita; I/V = illita-vermiculita; M/Cl = mica-clorita.

En la **Tabla XIII.17.** se muestran las estimaciones de las cantidades de interestratificados y fases expansibles que se han semicuantificado previamente de forma conjunta en las fracciones “Fases Expansibles de 14 a 18 Å” e “Interestratificados de 10 a 14 Å” (Tablas XI.2.16 y 17). La esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita se calculan en % sobre el total de la fracción “Fases Expansibles de 14 a 18 Å”, mientras que la illita-vermiculita, la illita-esmectita, la mica-clorita y la esmectita-caolinita lo hacen sobre el total de “Interestratificados de 10 a 14 Å”. Los difractogramas de los distintos tratamientos para los materiales originales, en base a los cuales se han estimado las fases anteriormente señaladas, se muestran en las **Fig.XIII.17.** y **Fig.XIII.18.**

(fracción limo y arcilla, respectivamente, del sedimento del río) y **Fig.XIII.17.** (fracción arcilla de la pizarra de S.M).

### **Limo del Sedimento del Río Guadalquivir.**

- 1) El aspecto general de los diagramas es bastante parecido al de la muestra anterior. En el diagrama térmico localizamos, además de la banda a 14.0 Å de la clorita, una banda a 11.8 Å. También atribuimos esta banda a un interestratificado *mica-clorita*, pues este espaciado (o muy semejante) aparecen en el resto de tratamientos.
- 2) También podemos identificar una cierta cantidad de interestratificados *clorita-esmectita* (pico a 16.7 Å en el diagrama de glicerol), *clorita-vermiculita* y *vermiculita* (ancha banda a 15.0 Å) y *esmectita* (18.0 Å).
- 3) Se identifican así mismo interestratificados illita, puestos de manifiesto en la banda a 13.0 Å del diagrama Mg. S.A. esta banda se desdobra en E.G en dos picos anchos y de escasa intensidad a 13.1 y 12.7 Å, mientras que en glicerol se transforma en un pico ancho a 12.6 Å. El problema radica atribuir estos interestratificados, cuya presencia es segura, a illita-esmectita o illita-vermiculita. Dado que no existe ninguna referencia a espaciados de 12.6 o 12.7 Å en el diagrama S.A, y viendo las intensidades relativas de los picos, preferimos atribuirlos al interestratificado *illita-esmectita*.
- 4) Por último, se miden mínimas cantidades (trazas) de *caolinita-esmectita* en el sector de 7.0 a 10.0 Å, concretamente en el pico 8.34 Å.

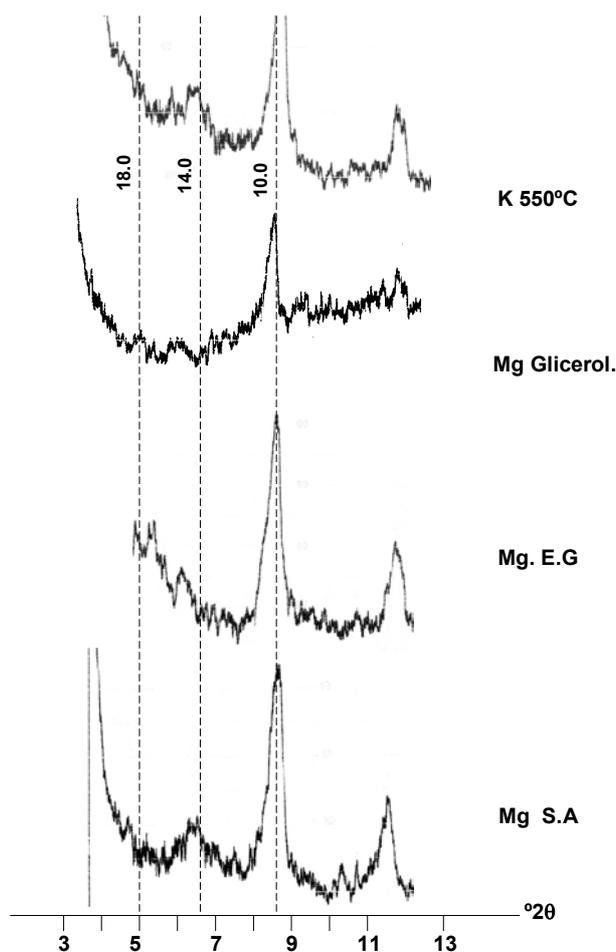
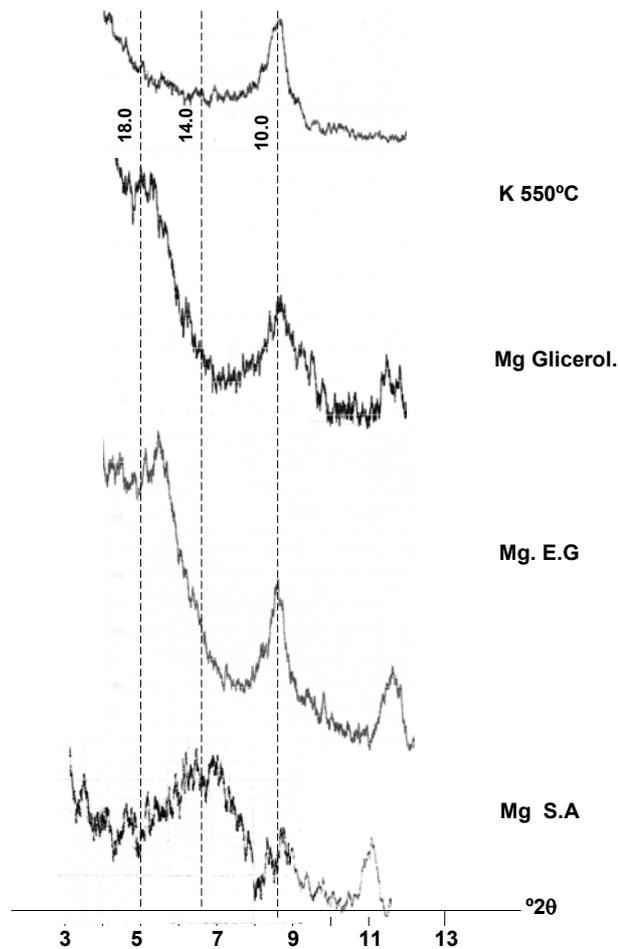


Fig.XIII.17. Difractogramas de diversos tratamientos del limo del sedimento del río Guadalquivir. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

### Arcilla del Sedimento del Río Guadalquivir.

- 1) En el tratamiento térmico se identifican dos bandas, una a 14.0 Å perteneciente a la clorita y otra a 12.0 Å. Esta última podríamos identificarla como *mica-clorita* porque ese mismo espaciado aparece en los demás tratamientos (excepto en el Mg S.A donde con toda probabilidad se confunde con una extremadamente gruesa banda a 13.0 Å).
- 2) La presencia de *illita-esmectita* se confirma por la banda de 13.5 Å en glicerol y el pico ancho de 12.4 Å en E.G.



**Fig.XIII.18.** Difractogramas de diversos tratamientos de la arcilla del sedimento del río Guadalquivir. (E.G. = etilenglicol; S.A = seco al aire).

- 3) En el diagrama de glicerol se identifica un pico a 15.5 Å que correspondería a una fase *clorita-esmectita*. También podemos considerar un residuo en el área de 14.4 que correspondería, tras sustraer la correspondiente proporción de clorita, a *clorita-vermiculita* y *vermiculita*.
- 4) Como puede observarse, es de destacar el hecho de que los picos de la mica a 10.0 Å se presentan degradados en todos los tratamientos, especialmente en el glicerol y en el Mg S.A, lo que puede indicar un cierto grado de deterioro de su estructura.

**Arcilla del material original de Sierra Morena.**

- 1) Identificamos en el diagrama térmico una gruesa banda, muy bien definida con respecto al pico de 10.0 Å, a un espaciado de 12.2 Å. Esta banda se extiende hasta aproximadamente 15.0 Å y, por tanto, incluye el pico de la *clorita* a 14.0 Å, pero podemos medir esta última fase con bastante fiabilidad en el pico a 7.0 Å, comprobando que existe una cantidad relativamente alta de la misma (comparándola con las muestras anteriores). La buena definición de la banda a 12.2 Å, si la comparamos con la mayoría de las anteriormente comentadas, es probable que indique un colapso más regular y completo de las láminas de vermiculita y esmectita, y, posiblemente, un menor grado de relleno por hidróxidos de aluminio. Esta banda podría atribuirse tanto a illita-vermiculita e illita-esmectita como a mica-clorita.
- 2) La muestra magnésica S.A evidencia un pico de hábito poco cristalino a un espaciado de 12.8 Å pero que se extiende hasta los 18.0 Å, siendo, por tanto, difícil estimar (deconvolucionar) la aportación de cada una de las fases (clorita, vermiculita, esmectita e interestratificados con clorita entorno a los 14.0 Å; interestratificados illita-vermiculita e illita-esmectita a menores espaciados).
- 3) La solvatación con E.G desplaza este pico, conservando su hábito poco cristalino, hasta espaciados de 17.5 Å, lo que parece indicarnos que la muestra presenta una parte significativa de láminas de esmectita con notable capacidad expansiva. Sin embargo, dado la amplitud del pico (aproximadamente, de 13.0 a más de 20.0 Å), es también muy difícil estimar las reflexiones que hayan podido contribuir al mismo.
- 4) El tratamiento con glicerol nos facilita bastante la interpretación y la estimación de los anteriores difractogramas. Se producen una serie de bandas y picos poco cristalinos pero relativamente individualizados a los siguientes espaciados: 18.0 Å, que la atribuimos a *esmectita*, 16.5 Å, que las atribuimos al interestratificado *clorita-esmectita*, 14.0 Å, asignado principalmente a la *vermiculita* y *clorita-vermiculita* (sin embargo, tras restarle la cantidad proporcional de clorita estimada en la pico a 7.0 Å del diagrama térmico, se comprueba que la mayor parte de este

pico es *clorita* con una pequeña traza de las mencionadas fases), una gruesa banda entorno a 12.8 Å que la atribuimos a *illita-esmectita* y, por último, una banda poco nítida a 10.8 Å que la caracterizamos como *illita-vermiculita* (esta atribución la efectuamos en base a las características de expansibilidad de la vermiculita en glicerol, que, como se ha indicado, es muy pequeña o nula). Sin embargo, no puede descartarse la presencia de *mica-clorita* en la banda a 12.8 Å, ya que la amplitud de los picos en muestras S.A y E.G no permite inferir la presencia de un espaciado fijo y no expansible (como sería la mica-clorita).

### **Politipismo y la cristalinidad de las micas de los materiales originales.**

En la **Tabla XIII.18.** se expone los resultados en de la estimación del %Politipos 2M y del Índice de Cristalinidad (I.C) de las micas de la fracción arcilla de los materiales originales de la cronosecuencia.

El I.C de las micas del material original muestra en ambos casos un origen metamórfico, ya que, tanto para el sedimento actual del río Guadalquivir como para la pizarra de Sierra Morena presenta valores menores de  $0.25 \Delta^{\circ}2\theta$  (I.C de 0.179 y 0.100 para el sedimento y la pizarra, respectivamente). Con todo, el valor ligeramente mayor estimado para el material aluvial indica probablemente una composición más heterogénea que puede incluir algún tipo de evolución y pérdida de cristalinidad previa (“material preedafizado”).

El % de Politipo se ha estimado únicamente para la fracción arcilla, ya que en la roca el concepto de fracción granulométrica no es tan trascendental como en el material edáfico o el sedimento (de todas maneras, hay que aplicar un tratamiento energético para molturar la roca, luego la división en limo y arcilla sería en gran parte arbitraria). Este porcentaje es del 100%. Como ocurre con el I.C, es superior en la pizarra que en el material aluvial (94% para el limo y 92% para la arcilla), lo que también nos indica una composición más homogénea de la roca.

**Tabla XIII.18.** I.C de las micas de la fracción arcilla y % de politipos 2M1 de la fracción arcilla y limo de los horizontes de la cronosecuencia

Perfil	Horizonte	I.C arcilla	% 2M1	
			arcilla	limo
T1	Ap	0.662	30	85
	Bt1	0.505	33	43
	Btg1	0.391	23	47
	Btg2	0.623	32	63
	2Cg/Bt1	0.649	56	39
	2C/Bt2	0.554	55	69
	3C	0.372	87	88
T2	Ap	0.616	32	67
	Bt	0.636	42	43
	Btg	0.359	37	64
	Bt/Ck	0.652	35	56
	Cmk/Bt	0.489	43	70
T3	Ap1	0.375	28	75
	Ap2	0.394	22	58
	Bt1	0.570	24	70
	Bt2	0.492	68	88
	Bt3	0.642	44	69
	Bt4	0.652	33	59
	2Bt5	0.639	73	68
	2BCt1	0.701	34	95
	2BCt2	0.489	100	45
T4	Ap1	0.587	51	66
	Ap2	0.212	53	100
	Bwk1	0.332	57	100
	2Bwk2	0.619	43	80
	2C1	0.486	61	46
	2C2	0.287	60	82
T5	Ap	0.326	86	100
	2C1	-	84	99
	3C2	0.424	100	81
	4C3	-	99	66
	5C4	-	-	-
	6C5+7C6	-	-	-
	8C7	-	-	-
Material original	Sedimento	0.175	92	94
	Pizarra	0.100	100	-

**Características de los minerales de la arcilla en las fracciones finas materiales originales de la cronosecuencia.**

Lo primero que debemos resaltar es la relativa homogeneidad que existe entre ambos materiales originales (concretamente, entre las fracciones arcilla, ya que, como se ha comentado, no se ha calculado la mineralogía de la fracción limo de la pizarra), tanto para el total de fases filosilicatadas como para las fases que componen los  $I_{10-14\text{Å}}$  y las F.E.  $14-18\text{Å}$ . Las diferencias más significativas son las siguientes: 1) el % de paragonita que hemos estimado para el sedimento (3%) es ligerísimamente superior al de la pizarra (traza, es decir, existen indicios pero es incuantificable), 2) el % de mica es ligeramente inferior (un 4%) en la pizarra que en el sedimento

## **XIII.2 Estudio microscópico y microanalítico de las fracciones limo y arcilla mediante HRTEM/AEM..**

### *XIII.2.1. Antecedentes*

Se define una nanopartícula como aquella cuyas dimensiones se miden convenientemente en nanómetros, extendiendo, pues, su rango de tamaños desde los iones ( $10^{-10}$  m) hasta los materiales macroscópicos ( $10^{-4}$  m) (Banfield y Zhang, 2002). Por añadidura, una nanopartícula debe presentar una alteración significativa en su comportamiento atómico, eléctrico, magnético, fisicoquímico y reactivo con respecto al material macroscópico, debido a que gran parte de sus átomos se encuentran en, o cerca de, su superficie. Las nanopartículas pueden clasificarse como naturales o artificiales, recibiendo estas últimas una gran atención desde el punto de vista tecnológico e industrial en los últimos años. Por otra parte, las nanopartículas naturales pueden presentar un origen biológico o inorgánico, según las condiciones y mecanismos de su síntesis (aunque muchas veces no es posible desligar ambos).

Según Banfield y Zhang (2002), los mineralogistas que trabajan con muestras naturales son los verdaderos pioneros en el estudio de las nanopartículas, especialmente en el campo de la mineralogía de arcillas, donde con el término “arcilla” se ha englobado tradicionalmente no solo a los filosilicatos, sino a toda partícula menor de 2  $\mu\text{m}$ . El alto grado de madurez científica que los mencionados autores atribuyen a este campo científico (la mineralogía de arcillas), no impide, sin embargo, que se desconozca gran parte de los fenómenos relacionados con el tamaño de nanopartículas y nanocristales.

Los ambientes de baja temperatura y presión son los más adecuados para la formación y la supervivencia de los nanocristales. Consecuentemente, las superficies planetarias, entre las que Banfield y Zhang (2002) incluyen la regolita y el suelo, son los lugares donde se encuentran una mayor diversidad de nanopartículas, y donde estas desempeñan un papel geoquímico y mineralógico más importante.

Los principales minerales que se concentran en la fracción arcilla del suelo (menor de 0.2  $\mu\text{m}$ ) son, por este orden, los filosilicatos, aluminosilicatos de orden a baja distancia,

óxidos y oxihidróxidos de hierro, aluminio y manganeso, minerales de la sílice y zeolitas (Evans, 1992).

En la fracción arcilla gruesa (<2000 nm) predominan minerales primarios heredados de los grupos de tecto o filosilicatos tales como el cuarzo (Drees, 1987) o las micas. Las más típicas arcillas del suelo, sin embargo, suelen presentar un tamaño mucho menor, concentrándose en las fracciones arcilla media (entre 2000 y 500 nm) y finas (< 500 nm), y una superficie específica mayor (Robert y Tessier, 1992).

Los minerales que, presentando tal superficie específica, son estables en el suelo, son principalmente minerales secundarios, resultado de procesos neoformativos o transformaciones y, por tanto, adaptados teóricamente a las condiciones del medio edáfico. Su principal característica es el extraordinario grado de desorden y heterogeneidad que presentan.

El estudio empírico de nanopartículas y nanocristales en el ámbito de la mineralogía de arcillas se inició mediante las técnicas de difracción de rayos X, especialmente en lo que respecta al importante grupo de los filosilicatos. Sin embargo, para extraer información de las fracciones constituidas por partículas menores de 0.5  $\mu\text{m}$ , especialmente cuando se trata de minerales poco cristalinos, la técnica de DRX presentaba numerosos inconvenientes (reflexiones muy anchas y difusas), además de requerir un elevado volumen de material (para unas buenas condiciones de difracción, se recomienda un espesor de al menos 0.15 mm, lo que supone, en un portamuestras típico de 100 mm<sup>2</sup>, un volumen mínimo de 15 mm<sup>3</sup>, Bermúdez, 1981). Además, mediante esta técnica se obtenían resultados promediados sobre la masa de arcilla, compuesta por muchos granos individuales de diferentes especies, siendo imposible establecer una adecuada correlación entre estructura y composición, a no ser en muestra de minerales de arcilla extraordinariamente homogéneas.

A diferencia de la pronta aplicación de la DRX al estudio de las arcillas, el uso del microscopio electrónico de transmisión convencional (CTEM) y, sobretodo, las técnicas avanzadas (microscopía electrónica de alta resolución y difracción de electrones con apertura seleccionada, HRTEM/SAED) tardó en extenderse entre los estudiosos de los

minerales del suelo, que se basaban principalmente en DRX y las propiedades ópticas de los minerales en la determinación de su estructura.

El TEM comenzó a emplearse precozmente en el campo de la metalurgia y de la física del estado sólido para detectar los defectos estructurales de los cristales, en los primeros años de la década de los 40 (McLaren, 1991). La aplicación de esta técnica en el campo de las ciencias de la tierra es más tardío: probablemente la primera aplicación del TEM al estudio de minerales formadores de rocas es de Fleet and Ribbe (1963). Estos primeros trabajos supusieron la explicación de los complejos patrones de difracción de ciertas muestras, ya que revelaba estructuras submicroscópicas (interestratificaciones, alternancias de láminas de distintos silicatos...) que no podían resolverse mediante microscopía óptica. La atención en los primeros artículos se centró en las variedades del cuarzo, en sus defectos (dislocaciones) y *twin boundaries*, y en los rasgos que manifestaban fenómenos de deformación plástica.

El escollo que se debía salvar en petrología y mineralogía para la observación mediante TEM era la preparación de especímenes lo suficientemente delgados (sobre 100 nm) que lo hiciese transparente al haz electrónico, cuando las técnicas aplicadas en muestras metálicas (*electropolishing*) no arrojaban buenos resultados en no metales. Por tal limitación, al principio, sólo se podían examinar muestras finamente fracturadas, lo que hacía imposible la orientación o la selección de una zona particular del espécimen.

La alta resolución del TEM (que implica una resolución puntual menor de 0.2 nm), desarrollada teóricamente en la década de 1960, solo pudo conseguirse en la práctica con el desarrollo de tubos de alto vacío capaces de trabajar a un voltaje aproximado de 1MV. Posteriormente (a partir de 1980), mediante la adecuada corrección de los coeficientes de aberración esférica, pudo rebajarse el voltaje de trabajo a 200 kV, generalizándose el uso de la alta resolución (Kogure, 2002).

En mineralogía de arcillas, el HRTEM comenzó a emplearse sobre muestras de orientadas, por lo que, inicialmente, sólo podía obtenerse información (en ángulos paralelos) de los planos (*001*). Se necesitaron varios años para solventar los numerosos problemas técnicos que implicaba la preparación correcta de la muestra, que permitiese observar la estructura perpendicularmente a (*00l*). La principal dificultad tenía que ver con

el pequeño espesor de las secciones ultrafinas (menores de 15 nm) necesario para que el haz electrónico pudiese resolver la estructura (Malla y Komarmani, 1990). Para ello se hizo imprescindible el perfeccionamiento de la técnica de la inclusión en resina (metacrilato o araldita) en alto vacío y la efectividad del ultramicrotomo en la preparación de secciones ultrafinas .

Sin embargo, el método que más ha acelerado la implantación del estudio ultramicroscópico de los minerales del suelo ha sido el adelgazamiento iónico (Williams and Carter, 1996). El estudio ultramicroscópico con HRTEM/SAED y técnicas microanalíticas asociadas, microscopía electrónica analítica por energía dispersiva EDX/AEM (normalmente abreviado como AEM), nos proporciona ventajas significativas pues permite visualizar la microestructura en la organización íntima de las láminas de arcilla, especialmente en la discriminación de minerales 2:1 de caolinitas, cloritas y fases interstratificadas.

Suele citarse a Buseck e Ijima (1974) como el primer trabajo en el que se aplica la alta resolución al estudio de los silicatos, centrándose en gran medida en perfeccionar la metodología . Estudios específicamente edáficos hubieron de esperar algunos años más. Probablemente, Tessier (1984) sea el primer trabajo en el que la alta resolución se aplica a un problema edáfico, más bien desde una perspectiva ingenieril (apartado X.1).

### **Condiciones experimentales del HRTEM/SAED.**

Para comprender la formación de imágenes y patrones de difracción es necesario comprender lo siguiente: el rayo electrónico ha de ser limitado de alguna manera, sino dañaría la pantalla donde se forma la imagen. Esta limitación se consigue mediante la inserción de una apertura en el plano focal de la lente objetivo. La apertura selecciona solo un área del especimen iluminado, disminuyendo la intensidad del rayo incidente. En Microscopía convencional de campo claro (CTEM), la apertura elimina aquellas difracciones a grandes ángulos (dispersados por las zonas de mayor espesor de la muestra que se ven opacas) y el contraste se obtiene según la pérdida de intensidad luminosa frente

al rayo transmitido debido a esta difracción. Esto se denomina *contraste por apertura o intensidad*.

En alta resolución (HRTEM), sin embargo, el rayo incidente y todos los rayos difractados atraviesan la lente objetivo y no se suele limitar el rayo con la apertura, por lo que se aprovecha el máximo de información que sale del espécimen. El rayo incidente ha de ser muy coherente porque al atravesar el espécimen, el contraste se genera por la interferencia de los rayos que son ligeramente difractados en virtud de pequeñas variaciones en la masa-espesor de la muestra (de ahí la capital importancia de que la muestra sea extremadamente fina, como se ha comentado más arriba).

En el plano focal de la lente objetivo se forman el patrón de interferencia, eliminando la apertura únicamente los ángulos muy grandes que interfieren en la nitidez de la imagen (recordemos que a menores aperturas la imagen se enfoca mejor y más nítidamente, y podemos emplear mayores magnificaciones). El contraste lo consigue el operador enfocando y desenfocando ligeramente el rayo difractado en la lente objetivo. A partir del plano imagen de la lente focal, las lentes intermedias (ocular, proyector) recombinan y magnifican el patrón de difracción y forma la imagen final.

Contrariamente al caso del TEM convencional, en alta resolución la imagen se basa, pues, en el *contraste de fases*, es decir, en las interferencias producidas en los rayos débilmente difractados al enfocar y desenfocar la lente objetivo. La alta resolución (altas magnificaciones) se consigue al aprovechar toda la intensidad del rayo incidente, que en el TEM convencional se eliminaba en una gran proporción.

Las aperturas del objetivo varían entre 20 y 70  $\mu\text{m}$  para magnificaciones de entre 75.000x y 500.000x, lo que permite seleccionar para la imagen solo las reflexiones (*00l*), lo que se denomina imágenes reticulares unidimensionales (que, a pesar de su relativa baja resolución, son las que aparecen más nítidas). A mayores magnificaciones se requieren aperturas algo mayores (hasta 70  $\mu\text{m}$  para trabajar a 500.000x), pero la imagen es más difícil de enfocar, y presenta menor nitidez (Buseck, 1992; Dong y Peacor, 1996).

En la técnica de difracción de electrones mediante SAED (*selected aperture electron diffraction*), la apertura del objetivo se inserta entre el plano focal y la lente intermedia. El

plano focal de la lente actúa como plano del espécimen, y la lente intermedia se gradúa con menos potencia que en la formación de imagen, manteniendo el patrón de difracción. Por tanto, si en la formación de la imagen de alta resolución se eliminaban los grandes ángulos de difracción, en SAED se mantiene todo el patrón de difracción, seleccionando *a posteriori* el área que te interesa del espacio recíproco. La desventaja es que pierdes la mayor parte del poder magnificador de la lente objetivo y, por tanto, de la resolución final. El mínimo de área seleccionada (resolución espacial) está entre 400 nm (Williams and Carter, 1996) y 500 nm (Güven, 1990) de diámetro, con una apertura de 10  $\mu\text{m}$  y una demagnificación de la lente objetivo de 25x. Güven (1990) comenta, sin embargo, que el mínimo de área operativa real difícilmente puede bajar de 1000 nm, lo que en el caso de las arcillas puede contener un gran número de dominios en la estructura real del cristal por lo que en realidad representa el SAED es una media estadística de la estructura de tales dominios. Por lo tanto, el patrón de difracción de electrones puede incluir, sobretodo en muestras de arcillas en suelos, diferentes dominios cristalinos y secuencias de láminas y politipos, por lo que suele ser complejo de interpretar.

Como en el caso de XRD, la estructura del mineral de la arcilla puede ser fácilmente identificada a través de la observación de las secuencias de apilamiento  $00l$  en el patrón de difracción de electrones (*SAED pattern*). En esencia, esta última técnica se basa en el mismo principio de XDR, sin embargo, presenta algunas ventajas: al ser los electrones los que componen el rayo incidente, estos pueden ser acelerados y enfocados. El que los electrones puedan ser acelerados permite obtener longitudes de onda de alrededor de 3 órdenes mayor que la radiación de fotones del XDR. Esto implica, según la ecuación de Bragg, que puedan sondearse ángulos mucho menores que con los rayos x (Busek, 1992), o lo que es lo mismo, una información mucho mayor en la obtención de los puntos que representan los planos en el espacio recíproco (al ser el ángulo menor, aumenta el radio de la esfera de Ewald, por lo que la esfera intercepta muchos más puntos del espacio recíproco). Además, el rayo de electrones puede enfocarse (concentrarse) a cristales individuales, lo que permite aumentar la resolución, especialmente en el caso de la obtención de imágenes de alta resolución.

Al contrario que en las técnicas de SAED y HRTEM, el rayo incidente en microanálisis de energía dispersiva (EDX/AEM) suele hacerse muy convergente ya que

interesa concentrar el máximo de energía en el mínimo área para excitar convenientemente la producción de radiación característica. El mayor problema que nos encontramos es el daño que tal concentración de energía causa en nuestra muestra, por otra parte, no escasa de elementos volátiles como el Na y K, y con partículas poco espesas, alteradas y de dominios cristalinos relativamente desorganizados.

En EDX/AEM se usa un área de scanning de aproximadamente 30 x 30 nm (Jiang et al. 1990). Mackinnom (1990) comenta que la resolución (el tamaño de spot o *spot size*) para rayos x es aproximadamente de 10 nm (mayor que para los electrones), siendo este el mínimo de área que en teoría puede analizarse. Como vemos, las diferencias teóricas entre las ventanas de análisis de EDX/AEM y SAED son del orden de 1000, lo que nos permite considerar el microanálisis como una técnica casi puntual frente a la difracción de electrones. Por ello Huges et al. (1990) recomiendan tomar varios spot de microanálisis para cada dominio/partícula analizado con SAED y obtener la media.

Sin embargo, en muchos casos (como en el estudio de arcillas de suelos), dado que las muestras se deterioran muy fácilmente, se emplea una ventana de microanálisis mayor dos o tres veces mayor (es decir, el haz de electrones incidente no se hace demasiado convergente). Aunque esto condicione una pérdida relativa de exactitud, permite que la muestra sobreviva un tiempo de exposición suficiente para obtener un microanálisis válido.

### **Empleo de HRTEM/AEM en la resolución de algunos problemas cristalquímicos.**

Consecuentemente con lo antes expuesto, mediante HRTEM/AEM vamos a poder caracterizar los minerales de la arcilla en tres sentidos: 1) textura del grano y morfología cristalina, 2) relaciones de la estructura cristalina como secuencias de apilamiento de granos individuales (SAED) e imágenes del retículo cristalino, 3) determinaciones analíticas (EDX/AEM) con precisiones parecidas en muchos casos a las dadas por la microsonda electrónica (*electron microprobe analysis*, EMPA; al contrario que EDX/AEM, necesita muestras mucho más grandes, puesto que el área de análisis recomendada es de varias  $\mu\text{m}$ ) (López-Muguiara et al. 2002), que pueden ser directamente

correlacionadas con las estructuras obtenidas en imágenes y patrones de difracción de electrones.

Estructura de los filosilicatos 2:1 y de las micas:

Tanto el patrón de difracción de electrones como la medida en la imagen del retículo cristalino presentan errores (por la difusividad) que, si bien nos permiten distinguir bien minerales 2:1 de 1:1 o 2:1:1, no distinguen claramente entre sí minerales 2:1. Esto es especialmente patente en el caso de la diferenciación entre illitas, vermiculitas y esmectitas, ya que se suele ocurrir que en el ambiente de vacío de TEM, la esmectita colapsa a 10 Å (Drief et al. 2002). Para diferenciar a estos últimos se recomienda distinguir en las imágenes de alta resolución a distintos rasgos, como son ondulaciones, curvaturas, discontinuidades propias de esmectitas y cristales paralelos y regulares en illitas (Anh and Peacor, 1986) o el efecto de textura moteada que causa el rayo de electrones en la mica.

Las micas ideales pertenecen al grupo espacial C2/m (Griffen, 1992). Los iones hidroxilo (OH), alojados en el hueco tetraédrico, son los que determinan el vector de apilamiento dentro de una misma lámina, pues las capas tetraédricas están desplazadas  $a/3$  en la dirección de  $a$  (desplazándose la misma distancia los cationes octaédricos y los OH). Con respecto al plano de reflexión ( $m$ ), existen tres posiciones para los cationes en la capa octaédrica: M1, también denominada posición *trans* (sobre el plano de reflexión de la celdilla unidad) y dos M2, en *cis* posición con respecto al hidroxilo (Griffen, 1992). En función de la ocupación de tales posiciones, se definen las micas dioctaédricas *cis*-vacantes y *trans*-vacantes. Las primeras tienen cationes en M1 y M2, las segundas sólo en M2 (Guvën, 1988). El grado de ocupación de estas sedes se mide mediante el parámetro  $b$ , que es la reflexión en 060. Este parámetro es mayor en caso de las micas dioctaédricas *cis*-vacantes.

Una de las grandes ventajas en el empleo del TEM es la posibilidad de determinar fácilmente el politipo del filosilicato, especialmente de la mica, que observamos. Para ello debemos recurrir al patrón de difracción de electrones (Grubb et al. 1991).

La determinación del politipo mediante XRD es complicada y poco precisa debido a la poca intensidad de las reflexiones específicas de politipo, por la diferencia en patrones

causada por la variación en la distribución de las vacancias octaédricas, en la serie entre los miembros puros *cis*-vacantes y *trans*-vacantes (Peacor et al. 2002), y por otros factores, como el tamaño de grano, etc (Austin et al., 1989).

Solo las reflexiones distintas de  $(00l)$ , con  $k \neq 3n$  determinan con certeza los politipos (Grubb et al. 1991; Peacor et al. 2002). Esto se debe, por una parte, a que las reflexiones en  $(00l)$  sólo se ven afectadas por las coordenadas  $z$  de los átomos y este no informa sobre la secuencia de apilamiento sino sólo sobre el espaciado de la interlámina (lo que también se denomina espaciado basal). Por otro lado, las reflexiones  $(hkl)$  con  $k = 3n$  se producen principalmente por los cationes octaédricos (con periodicidades fijas de  $b/3$ ) y no informan sobre la disposición de los planos basales de las capas tetraédricas, que son las que determinan la secuencia politípica. Es por tanto que sólo las reflexiones en los planos con  $k \neq 3n$ , que se ven determinadas por la disposición relativa de los oxígenos basales de las capas tetraédricas, deben ser utilizadas (Bailey, 1988). Además, para que los espaciados medidos en patrones SAED sean informativos de los politipos, el rayo electrónico ha de ser perpendicular al plano del espacio recíproco determinado por el eje  $c^*$  y un vector en  $(hk0)$  que puede ser  $a^*$ ,  $b^*$  u otro vector simétricamente relacionado. Es muy común la medida de los espaciados en el plano recíproco  $c^*b^*$  (Dong y Peacor, 1996) y este va a ser el que nosotros utilicemos en la identificación de politipos (por ejemplo, la reflexión  $(02l)$ ).

Los politipos más comunes en micas son de 1, 2 y 3 láminas (Velde 1965). El espaciado basal ( $d_{001}$ ) en todos los politipos será de  $10 \text{ \AA}$ , y como se ha explicado más arriba, no es informativo del politipismo.

Los politipos de una lámina y periodicidades de  $10 \text{ \AA}$  (medidas en  $(02l)$ ) son el  $1M$  y el  $1M_d$ . En el patrón del primer politipo, se presentan puntos nítidos en  $(02l)$  ( $k \neq 3n$ ), con espaciados de  $10 \text{ \AA}$ , debido a que existe periodicidad en los vectores de apilamiento de las sucesivas capas tetraédricas (en este caso  $0^\circ$ , Fanning et al. 1989). En el caso del politipo  $1M_d$  se produce una pérdida de periodicidad debida a la disposición aleatoria mutua de los oxígenos basales de las capas tetraédricas de una a otra lámina. En este caso, las reflexiones  $(02l)$  ( $k \neq 3n$ ) se presentan difusas, como una línea paralela a  $c^*$  (Dong y Peacor, 1996). La periodicidad de los átomos octaédricos no se ve afectada, por lo que las reflexiones  $k = 3n$  se mantienen nítidas. La difusividad de los niveles no  $(00l)$  provoca un

aumento del efecto de difracción dinámica, que hace que las reflexiones basales ( $00l$ ), en principio no afectadas, se hagan un poco más difusas que en el politipo 1M (Buseck, 1992).

El politipo 2M dará difracciones nítidas en ( $02l$ ) ( $k \neq 3n$ ), con espaciados de 20 Å, aunque no es posible distinguir entre el tipo  $2M_1$  y  $2M_2$  por lo que en rigor debería hablarse de politipos de 2 láminas (distintos en que en el primero, las láminas giran entre sí  $60^\circ$  y en el segundo  $120^\circ$ , como indican Fanning et al. 1989).

El desorden en ciertos planos puede afectar la nitidez en otros, debido al efecto de difracción dinámica, y dificultar la interpretación del patrón SAED (y de las imágenes de alta resolución). La difracción dinámica es un caso de dispersión sucesiva del rayo difractado al atravesar dominios de diferente composición y estructura, y se debe, en último término, a la fuerte interacción que presentan los electrones con la materia (frente a la casi nula interacción de los rayos x) (Buseck, 1992). Esto suele ocurrir cuando aparecen niveles no- $00l$  (por ejemplo, las reflexiones ( $0kl$ ) empleadas para la determinación del politipo). En algunos casos, la difracción dinámica puede hacer que en ( $00l$ ) aparezcan periodicidades a 20 Å en el nivel basal de las micas, haciendo más difusa la medida de este espaciado y dificultando la interpretación final del patrón (especialmente en muestras con un grado elevado de desorganización politípica).

Por otra parte, en algunas ocasiones, pueden aparecer periodicidades de orden superior en la reflexión ( $00l$ ), a 40 Å o incluso a 80 Å. Estas periodicidades son denominadas “modulaciones de contraste”, no estando relacionadas con el politipo o la estructura cristalina del mineral, sino más bien con la superestructura (Peacor et al. 1994). No obstante, la presencia de esos d-values submúltiplos de 10 Å, de menor intensidad que las reflexiones basales a 10 Å, pueden reflejar de forma indirecta diferencias en composición y estructura (Jiang et al., 1990) como, por ejemplo, la disminución en la cristalinidad de la mica o la presencia de interestratificados illita-esmectita (Veblen et al. 1990).

La última situación que podemos encontrar es el apilamiento turbostrático de las láminas, fenómeno que afecta tanto a los oxígenos basales de las capas tetraédricas como a los átomos octaédricos. En este caso, todas las reflexiones  $k \neq 3n$  y  $k = 3n$ , salvo ( $00l$ ),

permanecen difusas. Estos patrones, que muestran apilamientos turboestráticos, suelen corresponder a muestras relativamente puras de esmectita que no suelen mantener ni siquiera una periodicidad suficiente en el espaciado basal (como ocurre, por ejemplo, en los tactoides de esmectita mostrados por Tessier, 1984, donde las láminas sufren fuertes curvaturas, aperturas...). Esto condiciona que incluso las reflexiones ( $001$ ) de las muestras esmectíticas pierdan su periodicidad basal.

La distinción entre esmectitas puras e interestratificado illita-esmectita mediante HRTEM ha sido muy discutida en la bibliografía, debido al elevado interés que presenta desde el punto de vista petrológico. El tema reviste bastante dificultad debido a que la transición entre ambos términos, la esmectita pura y la mica pura, se efectúa de forma continua. Esta transición corresponde en DRX a una pérdida de la capacidad expansible del material, con el correspondiente desplazamiento del rango angular y la cristalinidad de los picos implicados (Weaber, 1992). En HRTEM el proceso implica la evolución desde patrones SAED turboestráticos, propios de esmectitas, hacia patrones con mayor coherencia tridimensional, con niveles ( $0kl$ ) ordenados propios de estructuras tridimensionalmente coherentes (por ejemplo, politipos ordenados). El proceso se manifiesta de forma cualitativa, por el aumento de nitidez progresiva de los *spots* asociados a ( $0kl$ ) (y de la nitidez y aspecto cristalino de las láminas en imágenes de alta resolución) (Bauluz et al, 2000). Como comentan Jiang et al., (1990), es probable que la secuencia inversa ocurra en el suelo, es decir, que la transformación de illita en esmectita implique una secuencia continua de degradación en la coherencia tridimensional y la estructura politípica.

Aunque, teóricamente la estructura politípica de la mica no debería depender de su composición cristalquímica (Ferraris y Ivaldi, 2002), existen numerosas evidencias que han demostrado la estrecha relación entre el politipo y la ocupación octaédrica, conociéndose incluso el mecanismo implicado. En micas *trans*-vacantes, existe un inclinamiento de las capas tetraédricas hacia las posiciones M2 mayor que en las *cis*-vacantes, lo que afectará a toda la estructura de la mica dioctaédrica provocando una mayor distorsión del cristal (corrugación y rotación de las capas tetraédricas). Se ha comprobado que los politipos de varias láminas (por ejemplo, el 2M) se originan por crecimiento epitaxial a partir de una dislocación en tornillo causada por la distorsión de la lámina nuclear de mica (Buseck,

1992). Por tanto, cualquier factor que favorezca la ocupación *trans*-vacante de las micas dioctaédricas, favorecerá el crecimiento y estabilidad de los politipos de varias láminas. Por ejemplo, la sustitución de Al por Fe y Mg en la capa octaédrica (proceso denominado *fengitización*), provoca aumento de las posiciones *cis*-vacantes y el relajamiento de la estructura, favoreciendo la ocurrencia de politipos 1M (Cuadros y Altaner, 1994). Sin embargo, es posible que la proporción de Fe<sup>3+</sup> y Mg en la capa octaédrica deba ser elevada para que esto ocurra, lo que explicaría que el politipo 1M se haya detectado casi exclusivamente en micas ricas en estos elementos (celadonitas o glauconitas), y no en moscovitas o illitas (Dong y Peacor, 1992, Grubb et al. 1992).

La diferenciación entre micas e interestratificados illita-esmectita es, pues, más compleja que entre fases puras, pues se trata de una serie continua de transformación entre minerales con idénticos espaciados basales (10 Å). Normalmente, la formación de las primeras láminas de esmectita provoca, como primer signo, el inicio de desorganización de la estructura politípica, con difusividad de los *spots* de (02l) y los efectos asociados (por ejemplo, periodicidades o “contrastes de modulación” a 20 o más en Å en (00l) y en las imágenes de alta resolución). Los microanálisis asociados a áreas de interestratificados con pocas láminas de esmectita suelen corresponder a illitas, ya que es esta fase la que predomina. Sin embargo, siempre hay que tener en cuenta la diferencia en tamaño del área SAED y AEM. Conforme continua la transformación y el interestratificado se enriquece en láminas esmectíticas, pueden desaparecer completamente los rasgos politípicos y las reflexiones distintas de (00l), pudiendo también acentuarse los intercrecimientos o segregaciones entre microdominios mutuamente desorientados (lo que se manifiesta por separación de líneas de *spots* en las reflexiones basales). A este nivel, los microanálisis pueden corresponder a illitas de baja carga o ya a esmectitas, y las imágenes de alta resolución suelen mostrar una dominancia de zonas poco cristalinas de tactoides de esmectita. Un ejemplo de secuencia completa de esta transformación, con sus respectivos microanálisis, se muestra en Bauluz et al. (2000).

Además de las fases 2:1, se determinaron minerales del grupo de las caolinitas, cuyo espaciado basal es  $\approx 7$  Å. Las caolinitas pueden presentar politipos de varias láminas, manifestados en niveles no basales (*hkl*). También se determinaron cloritas, con un espaciado basal (00l) de  $\approx 14$  Å, siendo habitual encontrar politipos de tres láminas (a 48

Å). Con respecto a su identificación politípica, cabe hacer exactamente la misma observación que con las fases 2:1 (se utiliza la reflexión  $k \neq 3n$  en el patrón de difracción de electrones).

Por último, los patrones SAED correspondientes a *corrensitas* o minerales relacionados con ellas (interestratificados clorita-vermiculita y/o clorita-esmectita con distintos grados de regularidad), dieron espaciados a 24 Å en (00 $l$ ). En el caso de verdaderas corrensitas, es decir, interestratificados ordenados de secuencia ABAB..., deberían detectarse niveles laterales  $hk0$  también con periodicidades de 24 Å (Cruz et al, 2002), aunque, dependiendo del grado de desorden e irregularidad de interestratificado, podemos hallar patrones (e imágenes) de aspectos muy distintos.

Como comenta Sródon (2000) es muy complejo discriminar entre una clorita-vermiculita y una clorita-esmectita en función únicamente de HRTEM/AEM, pues, como hemos comentado en el apartado anterior, el concepto hace referencia a la capacidad expansible de las láminas en distintos solvatantes. En trabajos recientes se prefiere el término clorita-vermiculita (Cruz et al., 2002; Mehrooz y Aspandiar, 2002), ya que se considera más correcto desde el punto de vista petrológico. Sin embargo, comparado con la clorita-vermiculita presente en las rocas metamórficas, que suelen variar poco en cuanto a composición con respecto a la corrensita ideal (el interestratificado perfectamente regular), en suelos hallamos una variedad de fases 10-14 Å ciertamente abrumadora, que incluye formas con hidróxidos en la interlámina y cloritas expansibles. Barnhisel y Bertsch (1989) realizan un comentario bibliográfico bastante amplio de las denominaciones que han recibido este tipo de interestratificaciones desde que comenzaron a estudiarse (sobre 1950).

Para el estudio estructural y analítico mediante HRTEM/AEM se efectuó una selección de horizontes de los perfiles de la cronosecuencia (coincidente con las muestras estudiadas mediante difracción de rayos X en el apartado anterior, salvo el material original). En la selección, se han tenido en cuenta el contraste entre horizontes genéticos con procesos de iluviación de arcilla (horizontes Bt y Btg de los perfiles 1, 2 y 3), con alteración y arcillización (Bwk1 del perfil 4 y Ap del perfil 5) y también, contrastados en cuanto a su grado de evolución, horizontes no genéticos, próximos al material original (horizonte 3C del perfil 1, y en menor medida en horizonte mezclado Bt/Ck del perfil 2).

De todos los horizontes antes señalados se han estudiado partículas filosilicatadas. A continuación pasaremos a exponer detenidamente los resultados obtenidos en HRTEM/SAED (identificación de la estructura y la relación entre las fases filosilicatadas) y AEM (ajustes de las fórmulas estructurales de fases 2:1 micáceas, que incluyen junto con las verdaderas micas, vermiculitas, esmectitas y pirofilitas; y caolinitas. Los interstratificados, no obstante, se han expuesto en función de los porcentajes en óxidos, dada la imposibilidad de un ajuste preciso de su fórmula estructural).

### ***XIII.2.2 Resultados de HRTEM/AEM.***

#### **XIII.2.2.1 Perfil de la Terraza 1.**

Las fórmulas estructurales de las fases micáceas y las caolinitas de los horizontes Bt y 3C del perfil 1 aparecen en las **Tablas XIII.19.** y **XIII.21.**, respectivamente, mientras que los porcentajes de óxidos resultantes del microanálisis (AEM) de las partículas cuyas fórmulas estructurales no han sido ajustadas (fases cloríticas e interstratificados 2:1-2:2) se muestran en las **Tabla XIII.20.** (horizonte Bt) y **XIII.22.** (horizonte 3C).

A continuación pasaremos a comentar en detalle las fracciones limo y arcilla de los dos horizontes estudiados en este perfil. Las figuras con las microfotografías de HRTEM/SAED se muestran al final del capítulo en un anexo (anexo al capítulo XIII).

#### **Limo Horizonte Bt**

##### ***Microscopía electrónica de transmisión***

Se han estudiado los patrones de difracción de electrones e imágenes de alta resolución de varias zonas, (correspondientes a distintos dominios cristalinos de las partículas del horizonte analizadas). De ellas, la mayoría presentaban patrones con espaciados (*001*) propios de filosilicatos 2:1 a 10 Å y niveles (*02l*) a 20 Å.

El aspecto general del limo de este horizonte es bastante cristalino. Los dominios presentan aspecto de mica, con distancias interlaminares regulares a 10 Å, límites precisos e inexistencia de contrastes diferenciados o curvaturas entre las distintas láminas (**Fig.**

**XIII.19.**) Los espaciados ( $02l$ ) (difracción no- $00l$  paralela a  $c^*$ , con  $k \neq 3n$ ) a  $20 \text{ \AA}$  nos van a permitir identificar micas con una secuencia de apilamiento de láminas ordenadas de politipo 2M. Tanto las reflexiones basales ( $00l$ ) como las laterales ( $02l$ ) son bastante nítidas, lo que nos indica un apilamiento y una estructura tridimensional muy ordenados.

En otras zonas, sin embargo, observamos junto a los anteriores dominios otros paquetes donde los límites entre las láminas están menos definidos y los espaciados son más difusos (o incluso casi indetectables). También aparecen modulaciones de contraste, con periodicidades aproximadamente de  $40 \text{ \AA}$ , y ondulaciones más o menos pronunciadas de las láminas, que pueden provocar una ligera desorientación entre los dominios cristalinos (**Fig. XIII.20.**). La pérdida de cristalinidad observada en la imagen reticular se refleja en la difusividad y la baja intensidad de los *spots* en las reflexiones ( $00l$ ) y ( $02l$ ) del patrón de difracción de electrones. Este fenómeno manifiesta un desorden en la estructura cristalina de la mica 2M, que tiende a adquirir un apilamiento de láminas de tipo  $1M_d$  o incluso turboestrático (aunque en esta muestra aún se reconoce el politipo 2M), probablemente relacionado con la presencia de láminas de esmectita. Por tanto, es muy posible que estos dominios correspondan a verdaderos interestratificados illita-esmectita.

Aunque la mayor parte de las zonas presentan un claro aspecto micáceo, en determinadas áreas se hallaron cristalitos con espaciados en ( $00l$ ) y ( $02l$ ), y en general en ( $0kl$ ), de  $24 \text{ \AA}$  (**Fig. XIII.21.**). El aspecto del patrón de difracción de electrones es relativamente cristalino, pues los *spots*, aunque difusos, mantienen la periodicidad señalada. Estos interestratificados están relacionados espacialmente con paquetes de mica (o vermiculita) como se muestra en la imagen reticular, donde también se aprecia una alternancia regular de láminas a  $10$  y a  $14 \text{ \AA}$ . La estructura de estos interestratificados se acercaría a un interestratificado regular clorita-vermiculita (o clorita-esmectita) denominado *corrensita* (Sròdon, 2000). La *corrensita* es una fase que aparece con relativa frecuencia en rocas pelíticas con moderado grado de metamorfismo (por ejemplo, pizarras de la facies de esquistos verdes, Cruz et al. 2002). En regolitas y en suelos, las corrensitas tienden a degradarse hacia interestratificados irregulares y muy complejos y, por tanto, perder el carácter cristalino y fácilmente identificable que poseen (Mehrooz y Aspandiar, 2002).



**Tabla XIII.20.** Contenido de óxidos (%) de las partículas no micáceas del limo y arcilla del horizonte Bt del perfil 1 determinado con EDX.

	Limo	arcilla
	ltg2-4	Atg2-2
SiO <sub>2</sub>	39,76	57,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,80	37,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,84	1,03
MgO	6,64	2,26
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,43
MnO	0,00	0,00
CaO	0,00	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,80	0,00
K <sub>2</sub> O	2,15	0,97

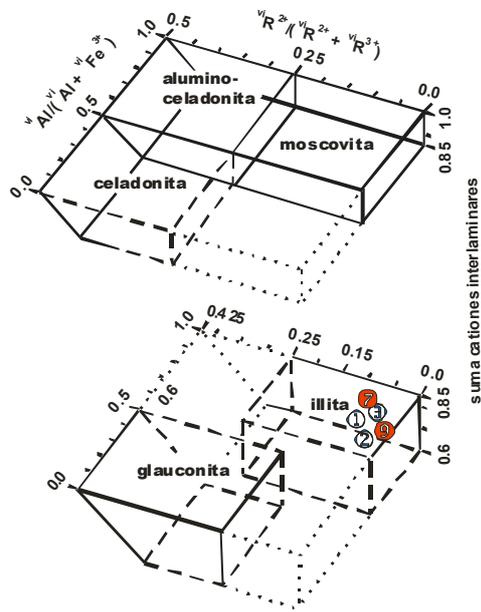
### *Microscopía analítica*

Los microanálisis de las fórmulas estructurales de las distintas zonas y dominios de partículas con patrón de difracción de electrones de las zonas de mica (ltg2-1, ltg2-2 y ltg2-3) se muestran en la **Tabla XIII.19**. Atendiendo al criterio de Rieder et al. (1998) todos se clasifican efectivamente como micas, concretamente illitas, debido a que presentan un contenido catiónico en la interlámina ( $R^{XII}$ ) superior a 0.60 (**Fig. XIII.22.**). Según el criterio de Zelazny y White (1987) (**Fig. XIII.23.**), en función de su carga laminar  $x^{XIII}$  y del contenido de Si<sup>IV</sup>, las mismas fases se clasifican como vermiculitas dado que tienen una carga laminar  $X^{XII}$  entre entre -0.60 y -0.90. Este criterio se acerca más al criterio de la AIPEA empleado tradicionalmente (Bailey, 1989).

El microanálisis ltg2-3 corresponde a los dominios de micas 2M de mayor cristalinidad mostrados en la **Fig.XIII.19.**, mientras que los microanálisis ltg2-1 y ltg2-2 corresponden a los dominios menos cristalinos de la **Fig.XIII.20**. Aunque ltg2-1 tiene una menor sustitución de aluminio tetraédrico, y por tanto, una menor carga tetraédrica, tiene menor ocupación catiónica ( $R^{VI}$ ) y carga positiva ( $x^{VII}$ ) en la capa octaédrica, lo que provoca que la carga laminar total y el contenido de cationes interlaminares sea ligeramente mayor que en las zonas de mica (o de interestratificados I/S) con estructura más desordenada. El grado de fengitización es moderado, tal como observamos en el parámetro Fm de la **Tabla XIII.19.** y en el diagrama de Wiewora (1990) (**Fig. XIII.24.**), y es en parte el responsable de que, en general,  $R^{XII}$  y  $x^{XIII}$  sean bajas y los dominios se clasifiquen como illitas o vermiculitas (a pesar de que no tienen un contenido de Si<sup>IV</sup> muy alto). Las fórmulas

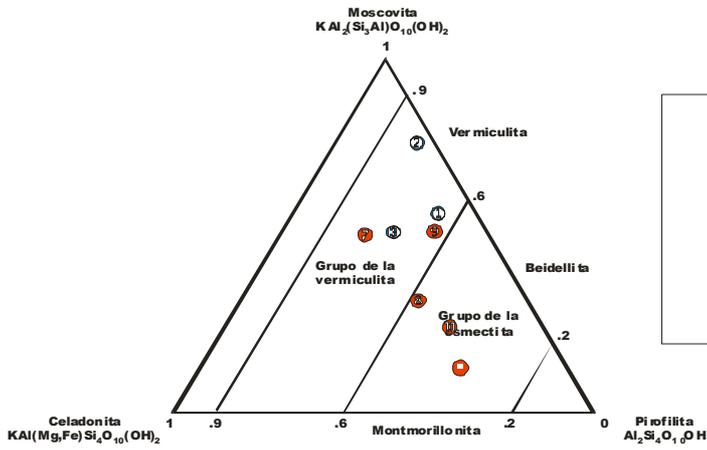
estructurales de las micas muestran un grado moderado de alteración, según aparece en el diagrama Si-Al-Ix3 de Aoudjui (1996) (**Fig. XIII.25.**).

Por último, el microanálisis Itg2-4, también de la fracción limo, cuya composición en porcentajes de óxidos se muestran en la **Tabla XIII.20.**, corresponde a la zona de interestratificados a 24 Å mostrados en la **Fig. XIII.21.**. La representación en el diagrama SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Mehrooz y Aspandiar (2002) (**Fig. XIII.26.**), confirma el carácter de corrensita que, en cuanto a su composición química, muestran estos interestratificados (la fórmula de corrensita empleada como referencia en el diagrama se extrajo de Cruz et al. 2002, en pizarras paleozoicas de facies mineralógica semejante a las pizarras de Sierra Morena).



**leyenda**

limos	arcillas
① Ltg2-1	⑤ Atg2-1
② Ltg2-2	⑦ Atg2-3
③ Ltg2-3	⑧ Atg2-4
	⑨ At g2-5
	⑩ At g2-7
	⑪ Atg2-8



**leyenda**

limos	arcillas
① Ltg2-1	⑤ At g2-1
② Ltg 2-2	⑦ At g2-3
③ Ltg 2-3	⑧ At g2-4
	⑨ Atg2-5
	⑩ Atg2-7
	⑪ Atg2-8

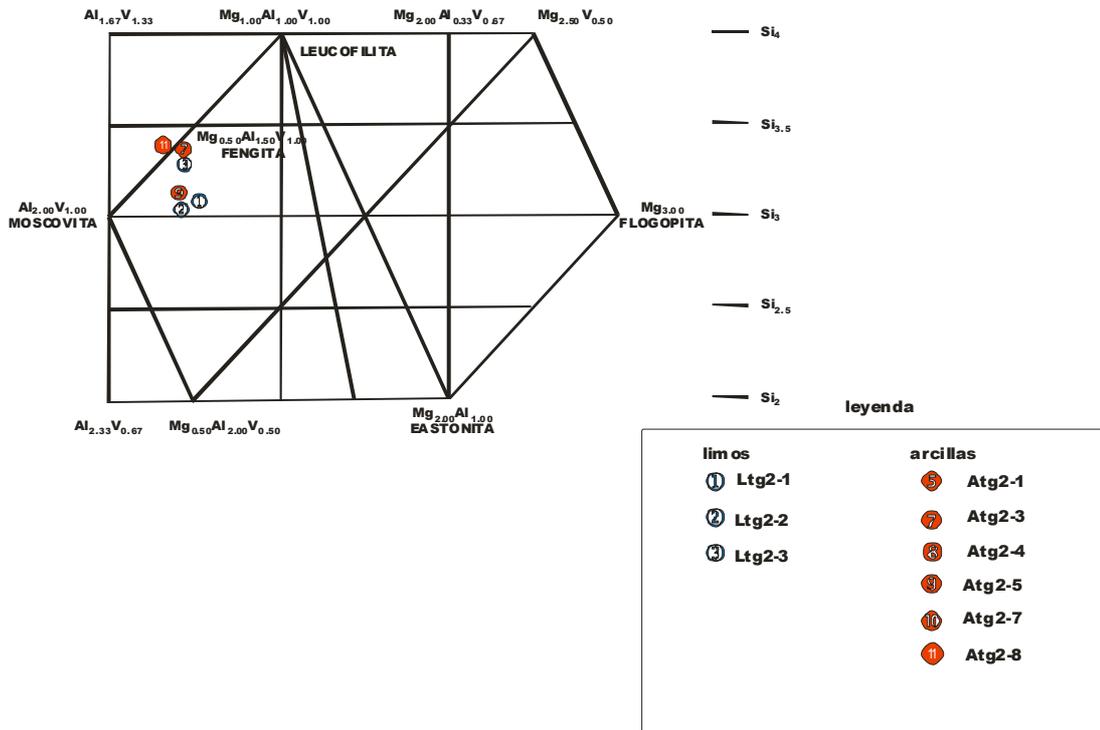


FIGURA XIII.24 Diagrama de Wiewiora (1990) de partículas del Horizonte Bt del Perfil 1.

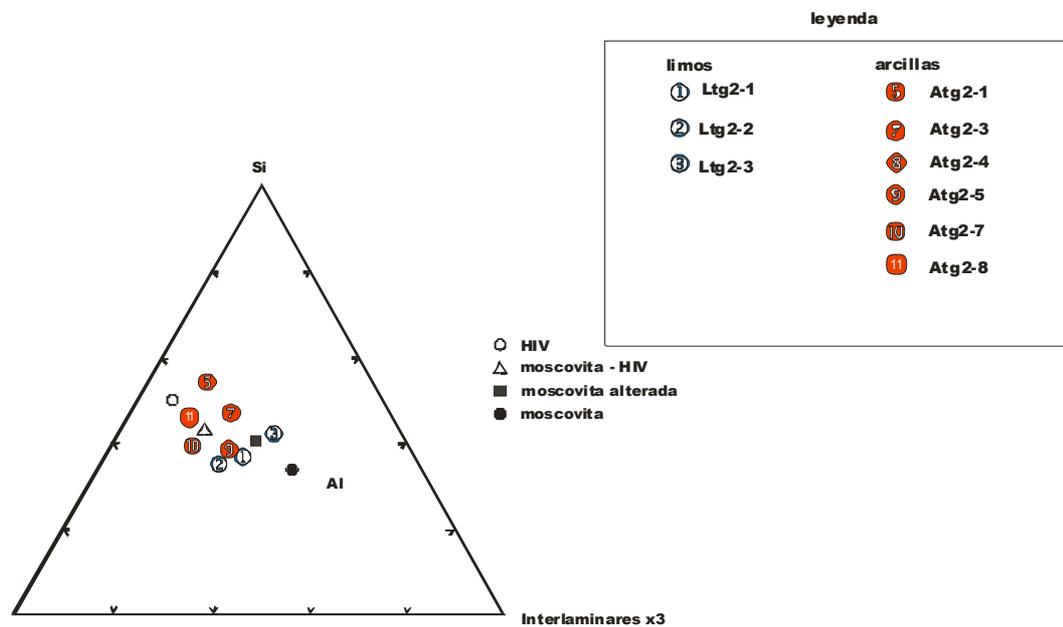


FIGURA XIII.25 Diagrama de Aoudjui et al. (1996) de partículas del Horizonte Bt del Perfil 1

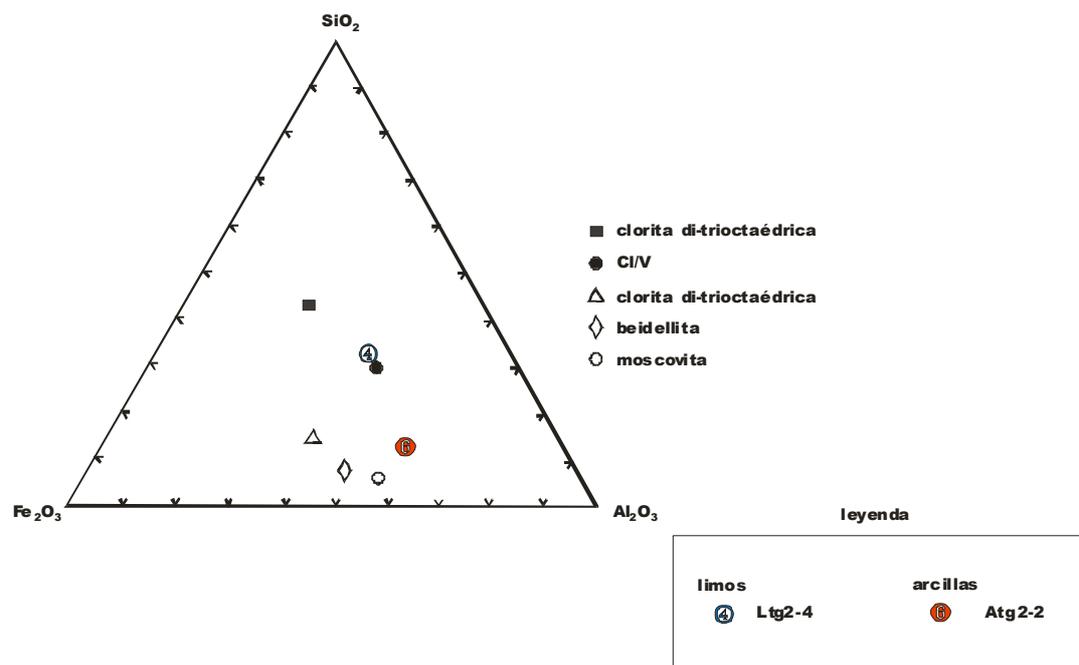


Figura XIII.26. Diagrama de  $SiO_2 - Fe_2O_3 - Al_2O_3$  de las partículas del Horizonte Bt del Perfil 1.

***Comentario del limo del horizonte Bt.***

Aunque por su composición todas las fases con espaciado basal a 10 Å puedan clasificarse como illitas (o vermiculitas, según alguno de los autores consultados), es evidente que presentan ligeras diferencias en su estructura. Los dominios menos cristalinos muestran un cierto grado de desorganización tridimensional que podría tener dos posibles explicaciones, que son perfectamente compatibles.

Por una parte, las reflexiones (02l) menos nítidas indican una desorganización del politipo 2M y una pérdida de coherencia tridimensional. Según Cuadros y Altaner (1994), las fases con mayor grado de ocupación octaédrica, especialmente cuando se trata de Mg y Fe<sup>3+</sup>, tienden a presentar una ocupación *trans*-vacante de las posiciones octaédricas M1 y M2, lo que provoca una pérdida de simetría entorno al eje 2/m e, indirectamente, la menor estabilidad de los politipos 2M de las micas.

Por otra parte, los dominios menos cristalinos a los que nos referimos muestran una clara modulación de contrastes a 40 Å. Varios autores (Li et al. 1994; Bauluz et al. 2000) asocian este fenómeno al inicio de un proceso de transformación de las illitas a esmectitas en el que las zonas más rectilíneas y claras, donde el apilamiento a 10 Å es mucho más regular, comienzan a desordenarse a partir de las interfases de las láminas 2M (contrastos oscuros). Por esta razón, estas modulaciones siempre se producen a espaciados de 20 Å o múltiplos del mismo (en este caso 40 Å). Las interfases a partir de las que se inicia el desorden tridimensional del cristal actuarían como interfases expansibles, de ahí que podamos atribuir a estas zonas un verdadero carácter de interestratificado illita-esmectita, aunque en este caso predomine cuantitativamente el componente illítico, pues los microanálisis de estas zonas (ltg2-1 y ltg2-2) pertenecen aún al campo de las micas.

**Arcilla Horizonte Bt1*****Microscopía electrónica de transmisión***

Algunas zonas de la muestra presentan difracciones de electrones e imágenes reticulares semejantes a las analizadas en fracción limo, con (00l) a 10 Å y (02l)

a 20 Å. Sin embargo, en esta fracción se observan con frecuencia algunos rasgos distintivos con respecto al limo: aparición de reflexiones débiles (“puntos de superestructura”) en  $(00l)$  a 20 Å (**Fig XIII.27.**), y de reflexiones propias de politipos 3T (espaciados basales a 30 Å, también con “puntos de superestructura” a 30 Å en  $(02l)$ ) (**Fig. XIII.28.**).

La mayor parte de las imágenes y patrones SAED nos inducen a pensar que el grado de desorden de las zonas y dominios cristalinos en la fracción arcilla es mucho más acusado que en la anterior fracción en dos aspectos:

A nivel de los paquetes de láminas: en las complejas segregaciones en la secuencia de apilamiento dadas por niveles basales que se intersectan formando ángulos agudos. Esto último puede indicarnos un grado importante de desorientación entre dominios cristalinos intercrecidos, que puede incluso corresponder al apilamiento de partículas de la fracción arcilla muy fina ( $\emptyset > 200$  nm). Un ejemplo de intercrecimiento se exhibe en la **Fig. XIII.29.**, donde podemos ver partículas de arcilla muy fina de forma obviamente laminar, bordes curvados y espesores máximos de unos cientos de nm, o en la **Fig. XIII.27.**, donde la curvatura que sufren (zona marcada por una elipse discontinua) los dominios en las zonas externas de la partícula provocan una desorientación con respecto al núcleo de la misma. Es posible, sin embargo, que el intercrecimiento comentado se debiera a la preparación de la muestra. Nosotros nos inclinamos a que es real, principalmente porque se refleja en el patrón SAED, es decir, es un rasgo íntimamente relacionado con la configuración cristalina de la muestra, más que con la eventual colocación de las particulitas de arcilla.

A nivel de los espaciados interlaminares: se detectan en los patrones de difracción apilamientos completamente turboestráticos, con niveles  $(02l)$  difusos, incluso con mala periodicidad en  $c^*$ , que podrían corresponder a micas de politipo politipo  $1M_d$ , a interestratificados illita-esmectita o a esmectitas. Las imágenes reticulares de estas zonas (**Fig XIII.30.**) presentan un aspecto muy poco denso y cristalino, existiendo pocas áreas donde puedan resolverse las láminas. Estas aparecen muy onduladas, con límites difusos, con entrecruzamientos y anastomosamientos en algunos puntos. Los espaciados son poco regulares, con distancias que varían entre 10 y 14 Å. En base a su morfología es muy probable que sean verdaderos tactoides de esmectita, aunque no puede descartarse que se

trate de partículas  $1M_d$  extremadamente pequeñas (inferiores a la resolución del área de SAED y AEM) imbuidas en una matriz de esmectitas. Los espaciados a 10 Å en esta figura podrían corresponder a la fase hinchable, en este caso colapsada por la preparación de la muestra (el ambiente de alto vacío necesario para la microscopía de transmisión suele provocar este efecto).

La relación espacial entre los dominios densos y cristalinos de micas y los tactoides de esmectita se observa en la **Fig.XIII.27.** Los primeros aparecen en el núcleo de la partícula, denso y opaco a los electrones, y hacia el borde se transforman en micas mucho menos cristalinas, incluso con dominios desorientados entre sí (intercrecidos, mostrados en la misma figura), que en la zona más exterior ya aparecen como verdaderas esmectitas (**Fig.XIII.30.**) (aunque es posible que el efecto del adelgazamiento iónico en el borde más exterior de la partícula sea el responsable parcial de la baja cristalinidad de tales áreas). También existe una relación espacial entre los paquetes de mica 2M y los dominios con presencia de interestratificados a 24 Å (**Fig. XIII.29.**).

### ***Microscopía analítica***

La heterogeneidad revelada mediante la difracción de electrones y las imágenes reticulares se confirma cuando consideramos la fórmula estructural de las fases implicadas. Podemos establecer dos grupos en cuanto a su composición (**tabla XIII.19.**):

- 1) Micas verdaderas. Entre ellas destacamos los microanálisis atg2-3 y atg2-5, correspondientes a los paquetes de mica de la **Fig.XIII.29.** Estas son clasificadas como illitas según el criterio Rieder et al. (1998) (**Fig. XIII.22.**), o vermiculitas según el diagrama de Zelazny y White (1987) (**Fig. XIII.23.**). Su fórmula estructural no difiere mucho de las micas de la fracción limo ni en el grado de fengitización (**Fig. XIII.24.**) ni el grado de alteración (**Fig. XIII.25.**).
- 2) Esmectitas. parece existir un predominio de zonas con composiciones que no son propias de las verdaderas micas. Entre ellas destacamos las áreas de tactoides descritas en la **Fig XIII.30.**, correspondientes a los microanálisis atg2-7 y atg-8. Estas fases presentan contenidos cationicos en la interlámina  $R^{XII}$  (0.45 en atg2-7 y

0.39 en atg2-8) y cargas laminares  $x^{XII}$  (-0.45 en atg2-7 y -0.39 en atg2-8) demasiado bajos, junto con contenidos relativamente elevados de  $Si^{IV}$  (en torno a 3.30), como para pertenecer al grupo de las micas, clasificándose como verdaderas esmectitas, con composición intermedia entre la montmorillonita y la beidellita (diagrama de Zelazny y White, **Fig. XIII.23.**).

- 3) Interestratificados illita-esmectita. También se han descrito algunas zonas con aspecto poco cristalino, pero que no tienen un aspecto de verdadero tactoide (**Fig.XIII.27.**). Los dominios aún manifiestan con cierta nitidez la ordenación politípica 2M, aunque con niveles (02l) bastante difusos. Las fórmulas estructurales de estos dominios, que corresponden a atg2-8, se clasifican como esmectitas en el diagrama de Zelazny y White (**Fig. XIII.23.**), aunque con  $R^{XII}$  (0.58) y  $x^{XII}$  (-0.55) muy próximos a las micas (o vermiculitas). En base a esto, es probable que deban clasificarse como interestratificados illita-esmectita.

Las áreas con interestratificados a 24 Å de la fracción arcilla presentan una íntima relación espacial con paquetes de mica, como muestran los claros intercrecimientos exhibidos en el patrón SAED y la imagen reticular de la **Fig.XIII.29.** Esta relación de proximidad determina que los microanálisis correspondientes a estas zonas (atg2-2, **tabla XIII.20.**) muestren composiciones intermedias entre corrensitas y fases micáceas (diagrama  $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$  de Mehrooz y Aspandiar (2002), **Fig. XIII.26.**).

### ***Comentario de la arcilla del horizonte Bt.***

La fracción arcilla presenta unas características mineralógicas bastante relacionadas con las del limo del mismo horizonte, no encontrándose fases nuevas como caolinitas. Sin embargo, el grado de evolución estructural y compositiva alcanzado por la arcilla es mayor, tanto en las micas como en los interestratificados I/S.

Por una parte, las micas presentan un contenido medio ligeramente inferior en los cationes interlaminares (0.63 en la arcilla, frente a 0.68 en limo) y la carga laminar total (-0.63 en la arcilla, frente a -0.67 en limo), posiblemente relacionado con un grado de alteración más acusado.

Así mismo, es probable que el proceso de transformación de la illita en esmectita esté más desarrollado en la arcilla. En este sentido apuntan los siguientes hechos: 1) interestratificados I/S con composición más alejadas de la illita (de hecho, fórmulas correspondientes a esmectitas), lo que significaría que estos tienen menos proporción de láminas de illita en relación a las interfases expansibles; 2) aparición de reflexiones débiles a 20 Å en (00l) (puntos de superestructura). Estos se deben a difracción dinámica, fenómeno relacionado con un cambio en la composición o en la estructura entre las unidades de filosilicato que construyen los dominios (las láminas individuales 2M de illita), como pueden ser las láminas expansibles de esmectita (láminas oscuras); y 3) aspecto general de las imágenes reticulares, con mayor predominancia de zonas claras y poco cristalinas.

Por último, en la arcilla aparecen verdaderas zonas de tactoides, con composiciones de esmectita. Como se ha mostrado en la Fig.XI.3.10, es probable que exista una relación espacial en la partícula entre las zonas del núcleo (oscuras y cristalinas, con aspecto de micas) y los paquetes progresivamente más alejados del mismo, compuestas por interestratificados I/S (área marcada con la elipse discontinua en la misma figura) y, finalmente, con tactoides de esmectita (capas más exteriores). Esta relación espacial puede atribuirse al paulatino proceso de transformación de la illita en esmectita a través de fases interestratificadas illita-esmectita.

### **Limo Horizonte 3C.**

#### ***Microscopía electrónica de transmisión***

En el limo de este horizonte se ha identificado patrones de difracción de micas 2M como los descritos en el horizonte anterior, con puntos de reflexión débil a 20 Å en el nivel basal (00l), debidos al fenómeno de difracción dinámica (**Fig.XIII.32b**). En la imagen reticular de la mencionada figura (**Fig.XIII.32a**) podemos observar perfectamente la aparición de los contrastes a 20 Å (modulaciones) en la secuencia de apilamiento, originados por el mismo fenómeno. El carácter de mica de este dominio se ve apoyado por la presencia del efecto moteado propia de los cristales de este mineral (y por el microanálisis de este dominio, que se comenta más abajo).

Espacialmente, estos dominios de micas 2M se presentan densos, espesos y cristalinos, hallándose rodeados de otras zonas menos densas que limitan directamente con paquetes de interestratificados (**Fig.XIII.31.** y **Fig.XIII.34.**). En la muestra son comunes los interestratificados 10-14 Å, que presentan distintas cristalinidades y grados de orden.

En la **Fig. XIII.33.** se observa un interestratificado clorita-vermiculita con nivel (00 $l$ ) de puntos relativamente difusos y sin niveles (0 $kl$ ) definidos. La periodicidad dominante del espacio basal en el patrón SAED es de 10 Å, lo que indica un elevado grado de colapso de las láminas cloríticas del interestratificado, mientras que las reflexiones a 24 Å son más esporádicas y no implican coherencia tridimensional del interestratificado (solo aparecen en (00 $l$ )). La proporción variable de láminas 10 y 14 Å representa, pues, una interestratificación irregular (con pocas láminas a 14 Å).

En otras zonas de la muestra se observan interestratificados más regulares. La **Fig.XIII.34.** muestra el patrón de difracción y la imagen a mayores aumentos de la zona (b) de la **Fig. XIII.31.**. El patrón de difracción de electrones muestra una cristalinidad bastante elevada, con espaciados basales y niveles (0 $kl$ ) con *spots* definidos y periodicidades constantes a 24 Å, lo que delata una coherencia tridimensional del interestratificado mayor que el expuesto en la **Fig.XIII.33.**, lo que también se comprueba en la imagen de alta resolución.

También son relativamente frecuentes los interestratificados y las fases intercrecidas con caolinita. El patrón de difracción de la **Fig.XIII.35.** muestra un nivel basal con distancias difusas de 10 Å que presenta algunos espaciados a 17 Å en (00 $l$ ). Estos podrían representar un interestratificado irregular de mica o de esmectita, aún con algunos rasgos de organización 2M, con caolinita (el espaciado a 17 Å representaría la suma del espaciado a 10 Å de la mica o la esmectita y el de 7 Å de la caolinita). En la imagen de alta resolución observamos paquetes de alta densidad electrónica que podrían corresponder a fases 2M, ya que reflexiones propias de este politipo aparecen en el patrón SAED (**Fig.XIII.35.b**), junto a lentejones o zonas claras de baja densidad con láminas difusas que representan las zonas de interestratificados a 17 Å y, por último, muy deteriorados o destruidos por el haz, los paquetes de caolinitas (salpicados de huellas circulares en las áreas que el rayo de electrones ha incidido). Las caolinitas han resultado tan deterioradas por el haz de electrones que no ha sido posible medir sus espaciados en

alta resolución, pero su presencia se manifiesta claramente en el patrón de difracción de electrones y en el microanálisis.

La incuestionable relación espacial existente entre la caolinita, los interstratificados y las zonas más densas nos induce a proponer un proceso de transformación de fases 2M cristalinas en caolinitas a través de interstratificados a 17 Å, aunque también podría deberse a otros procesos. Así, es posible que la caolinita, más que resultado final de la transformación de la fase 2M, tenga un origen por neoformación (aunque no sabemos si la caolinita es geoquímicamente estable en este horizonte con la solución del suelo).

### ***Microscopía analítica.***

El espectro de los patrones de difracción de micas 2M (**tabla.XIII.21.**), como por ejemplo el que corresponde a la **Fig.XIII.32.** (muestra Itg7-4), suelen revelar fórmulas estructurales que se clasifican como illitas, según varios autores (Rieder et al. 1998, **Fig.XIII.36.**; Weaber y Pollard, 1973, **Fig.XIII.38.**; y Velde, 1985, **Fig.XIII.40.**), o como vermiculitas (Zelazny y White, 1987, **Fig.XIII.37.**). Según el criterio de Wiewora (1987), las micas de este horizonte, como la muestra Itg7-4, presentan un grado medio de fengitización (**Fig.XIII.39.**), principalmente debido a la sustitución isomórfica de Al por Mg en la capa octaédrica. A pesar de eso, la illita correspondiente a la muestra Itg7-4 presenta un carácter dioctaédrico cercano al ideal ( $R^{VI} = 2.01$ ).

Por otra parte, el grado de alteración de las micas 2M es moderado según Aoudjui et al. (1995) (**Fig.XIII.41.**), ya que considera la illita de la muestra Itg7-4 como una mezcla entre moscovita alterada y vermiculitas con hidróxidos en la interlámina (en este sentido, coincide con el criterio de Zelazny y White, antes expuesto). La alteración de la moscovita se manifestaría, principalmente, en un menor contenido total de Aluminio y un mayor contenido total Silicio que los correspondientes a la moscovita ideal.

En las zonas que aparecen relacionados espacialmente paquetes de illitas e interstratificados a 24 Å, encontramos tres tipos de microanálisis (**tabla XIII.22**). Las zonas donde los dominios 10/14 Å son cristalinos, relativamente regulares y extensos, como las fases mostradas en la **Fig.XIII.34.**, que corresponden a los microanálisis Itg7-5 y

ltg7-7, se representan en el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (**Fig.XIII.42.**) como interestratificados regulares de clorita-vermiculita (corrensitas de Cruz et al. 2002). Sin embargo, las fases en las que se presenta un dominancia clara de láminas colapsadas a 10 Å, como el microanálisis ltg7-1 correspondiente a la **Fig.XIII.33.**, presentan una composición intermedia la mica y los interestratificados regulares Clorita-Vermiculita (con respecto a estos, tienen un mayor contenido de  $\text{SiO}_2$  y un menor contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

**Tabla XIII.21.** Composición y fórmula estructural de las micas y caolinitas de partículas limo y arcilla del horizonte 3C del perfil 1 determinadas con EDX.

	limo			arcilla
	ltg7-4	ltg7-8	ltg7-9	atg7-4
Si	50,42	48,70	47,12	49,26
Al	36,16	48,22	49,18	39,76
Fe	0,84	0,25	0,51	2,07
Mg	1,76	1,79	1,63	2,76
Ti	0,07	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	2,02	0,87	0,74	2,33
K	8,71	0,16	0,81	3,82
Si <sup>IV</sup>	3,39	3,96	4,00	3,25
Al <sup>IV</sup>	0,61	0,04	0,00	0,75
Al <sup>VI</sup>	1,82	3,88	3,83	1,77
Fe <sup>VI</sup>	0,06	0,02	0,04	0,10
Mg <sup>VI</sup>	0,12	0,15	0,13	0,16
Ti <sup>VI</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca <sup>XII</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,14	0,07	0,06	0,14
K <sup>XII</sup>	0,59	0,01	0,07	0,70
$x^{\text{IV}}$	-0,61	-0,04	0,00	-0,75
$x^{\text{VI}}$	-0,11	0,00	-0,12	-0,09
$x$	-0,72	-0,08	-0,12	-0,84
$x^{\text{XII}}$	0,73	0,08	0,12	0,84
$R^{\text{VI}}$	2,01	4,05	4,01	2,02
$R^{\text{XII}}$	0,73	0,08	0,12	0,84
Na*	19,18	-	-	16,64
Fm	0,18	-	-	0,26

Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

Abreviaturas:  $x^{\text{IV}}$  = carga tetraédrica;  $x^{\text{VI}}$  = carga octaédrica;  $x$  = carga laminar;  $x^{\text{XII}}$  = carga de los cationes interlaminares;  $R^{\text{VI}}$  = cationes octaédricos;  $R^{\text{XII}}$  = cationes interlaminares;  $\text{Na}^* = 100(\text{Na}^{\text{XII}}/(\text{Na}^{\text{XII}}+\text{K}^{\text{XII}}))$ ;  $\text{Fm} = \text{Fe}^{\text{VI}} + \text{Mg}^{\text{VI}}$

El microanálisis *ltg7-2* (**tabla XIII.22.**) de las zonas de intercrecimiento de la **Fig.XIII.35.**, probablemente nos indique la transición entre paquetes de micas y/o esmectitas que se van transformando en caolinita, pues se detectan los siguientes procesos (con respecto a la mica media del horizonte): 1) pérdida significativa de cationes interlaminares K y Na y 2) aumento del contenido total de Al (también en *ltg7-6*). Las composiciones de las caolinitas (microanálisis *ltg7-8* y *9*) se muestran en la **tabla XIII.21.**

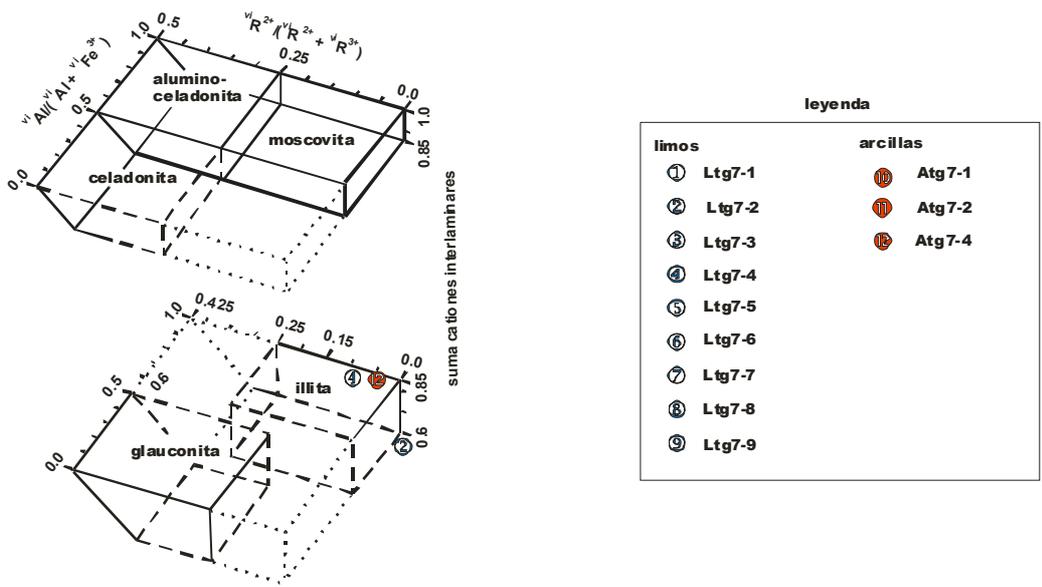


Figura XIII.36. Diagrama de Rieder et al. (1998) de las partículas del Horizonte C del Perfil 1.

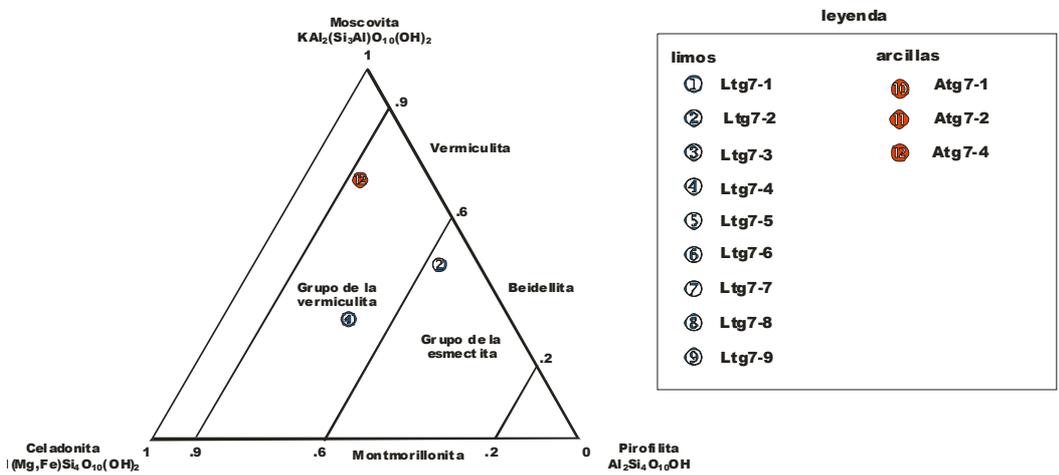


Figura XIII.37. Diagrama de Zelazny y White (1989) de las partículas del Horizonte C del Perfil 1.

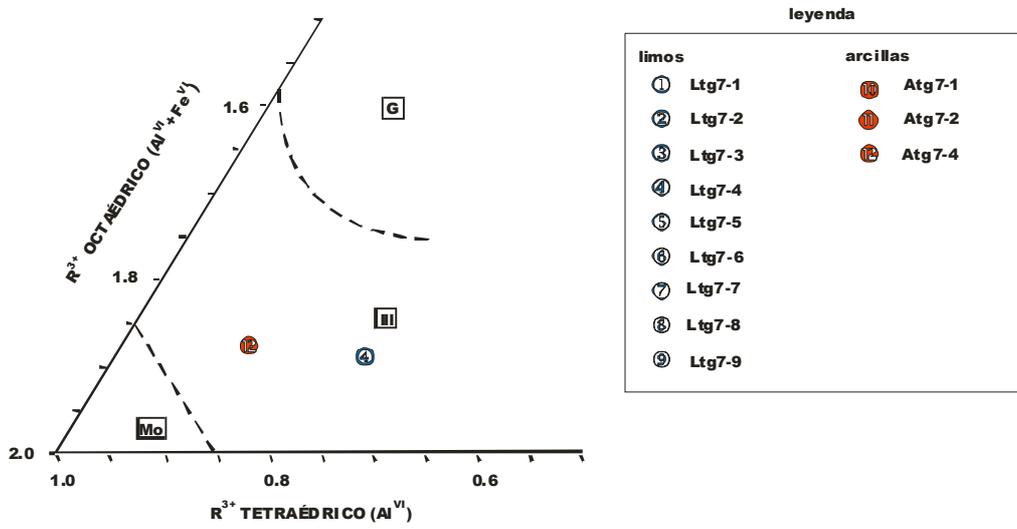


Figura XIII.38. Diagrama de Weaber y Pollard (1973) para partículas del Horizonte C del Perfil 1.

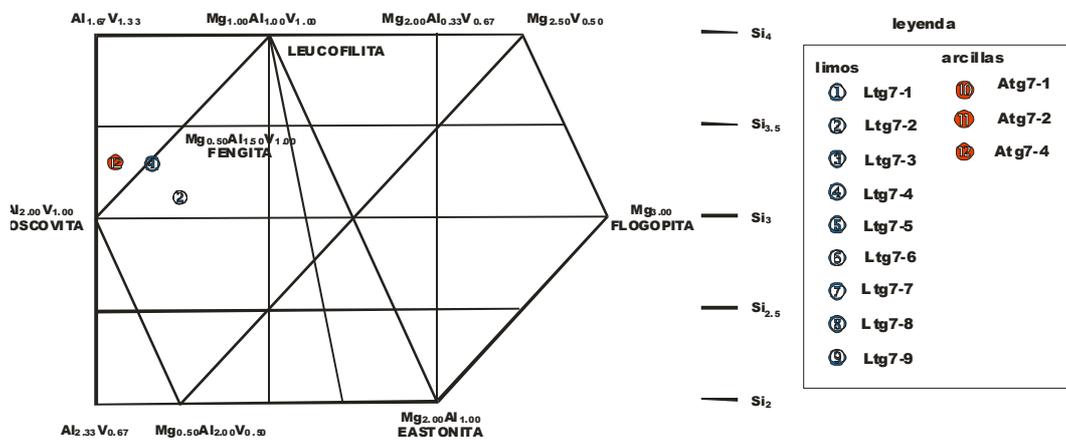


Figura XIII.39. Diagrama de Wiewiora (1980) para partículas del Horizonte C del Perfil 1.

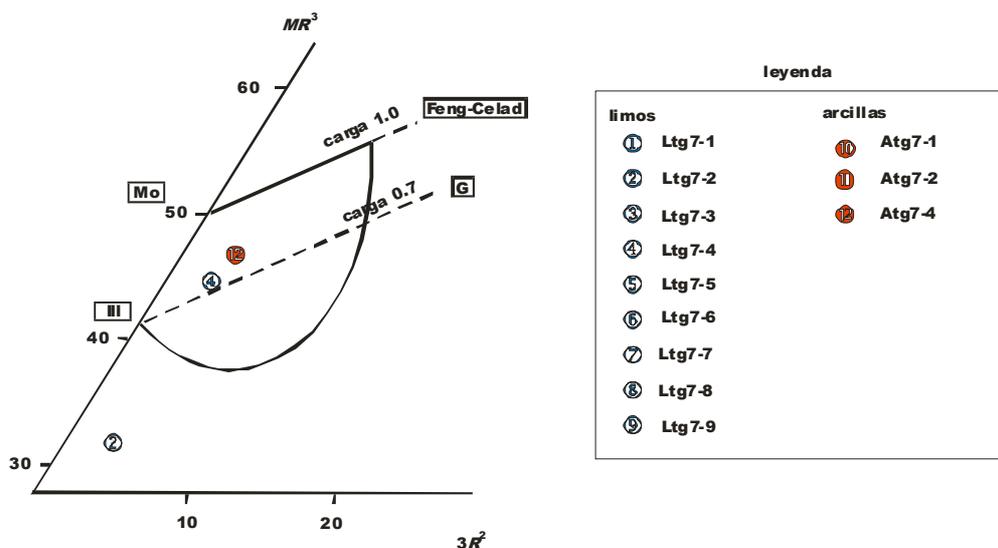


Figura XIII.40. Diagrama de Velde (1985) de las partículas del Horizonte C del Perfil 1.

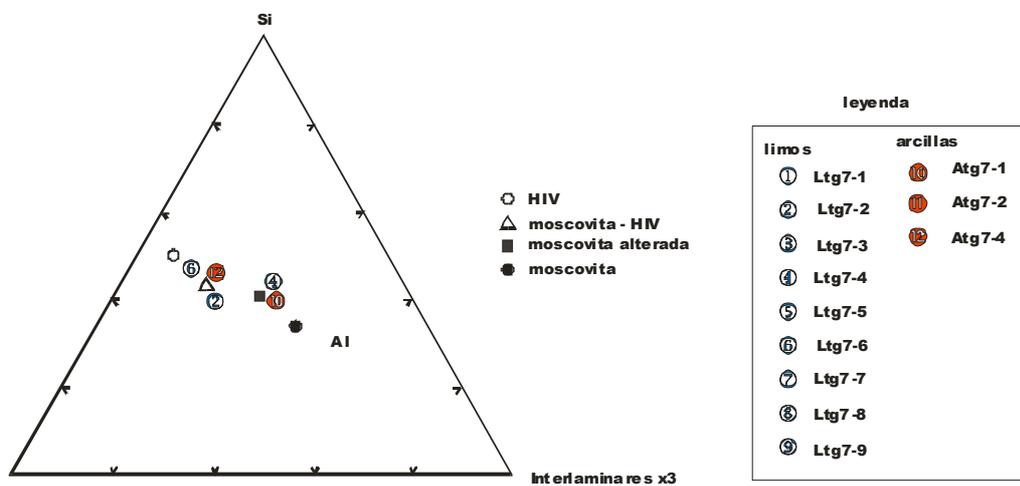


Figura XIII.41. Diagrama de Aoudjui et al. (1996) de las partículas del Horizonte C del Perfil 1.

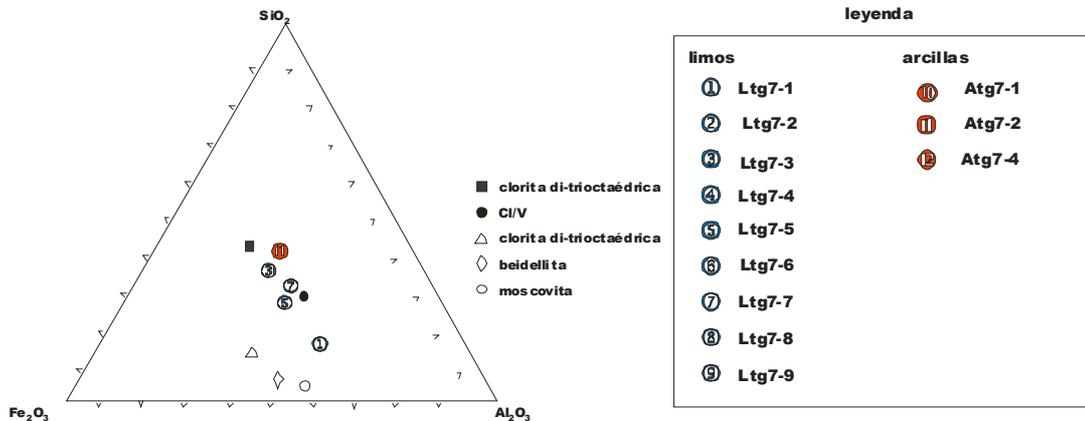


Figura XIII.42. Diagrama de  $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  de las partículas del Horizonte C del Perfil 1.

### *Comentario del limo del horizonte 3C.*

El limo de este horizonte parece bastante más heterogéneo que el del horizonte Bt, pues, junto a los dominios de micas 2M (con mayor o menor grado de desorganización) aparecen las caolinitas y una mayor diversidad de interstratificados. Sin embargo, frente a la arcilla del horizonte Bt, no encontramos áreas inequívocas de tactoides.

Junto a dominios ordenados de corrensititas, de composición y cristalinidad muy parecidos, en el limo del horizonte C encontramos paquetes desordenados de interstratificados 10-14 Å, que presentan un mayor porcentaje de láminas colapsadas de vermiculita. Esto se refleja en una composición intermedia entre las corrensititas y las fases a 10 Å, reflejado en un mayor porcentaje  $\text{SiO}_2$  y un menor contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Además, también detectamos lo que podría ser un proceso de transformación de la mica en caolinita, que mediaría con fases a 17 Å (interstratificados illita-caolinita o esmectita-caolinita, de carácter irregular). En el proceso, se observa una desorganización de la estructura politípica 2M. Desde el punto de vista compositivo, esta transformación

implicaría una pérdida de cationes interlaminares K y Na y un aumento del contenido total de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

### Arcilla Horizonte 3C

#### *Microscopía electrónica de transmisión*

La fracción arcilla muestra características bastante parecidas a las de la fracción limo de este mismo horizonte. Encontramos illitas 2M formando espesos paquetes, aunque el grado de cristalinidad de estas parece, al menos en las imágenes de alta resolución, ligeramente menor (**Fig.XIII.43.**), y también interestratificados a 24 Å e intercrecimientos de fases a 10 Å con caolinitas.

En el patrón de difracción de la **Fig.XIII.44.** volvemos a observar, al igual que en la fracción limo, el intercrecimiento entre fases con espaciados basales a 10 Å y a 17 Å. El patrón SAED de esta figura corresponde básicamente al de una esmectita, pues aunque presenta un espaciado basal relativamente periódico a 10 Å, el desorden tridimensional, con niveles (*02l*) muy difusos, indica un apilamiento prácticamente turboestrático. La dominancia de esmectitas se comprueba en la imagen reticular, donde, a pesar del aspecto poco cristalino, es patente la mayor profusión de espaciados interlaminares a 10 Å. Sin embargo, junto a las láminas de esmectita, observamos ocasionalmente láminas de interestratificados a 17 Å (probablemente caolinitas-esmectitas), mostrados en la imagen de alta resolución y en el patrón de difracción de electrones. Estos deben estar ligeramente desorientados (curvados) con respecto al paquete de esmectitas, pues se muestran como intercrecimientos en el nivel basal (*00l*) del patrón SAED. Los *spots* del interestratificado esmectita-caolinita son extremadamente ténues, lo que puede deberse, tanto a la extrema fragilidad de la caolinita ante el haz de electrones como a la escasa cantidad de láminas del mismo.

También observamos en esta fracción la interestratificación a 24 Å. En la **Fig.XIII.45.** vemos un patrón de difracción que refleja una cierta coherencia tridimensional (algunos *spots* en (*0kl*)) y una moderada periodicidad del espaciado basal (*00l*), donde, no obstante, aparecen algunas reflexiones irracionales. La imagen de alta resolución nos muestra un buen ordenamiento en ciertas áreas, mientras que en otras la

secuencia de láminas a 10 y 14 Å es más compleja. Por lo que se deduce del patrón SAED, parece darse una ligera desorientación de dominios, aunque no es evidente ningún intercrecimiento.

### ***Microscopía analítica.***

Las micas de esta fracción, expuestas en la **Fig.XIII.43.** (que corresponden al microanálisis atg7-4 de la **Tabla XIII.21.**) son del mismo tipo que en la fracción limo, y aparecen representadas junto a ellas en las **Fig.XIII.36., 37, 38, 39, 40 y 41.**

La composición química de la fases 10/14 Å se muestran en el diagrama SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (**Fig.XIII.42.**), representados a partir de los % en óxidos del microanálisis atg7-2 (**Tabla XIII.22.**). Si comparamos este interestratificado, con respecto a los de la fracción limo, se observa que se halla más cerca de la composición de la clorita di-trioctaédrica estándar (extraída de Cruz et al. 2002). Esto puede deberse a que los interestratificados 10/14 Å en la fracción limo son mucho más heterogéneos, con una mayor presencia de láminas de illita (y por tanto, de composición química más ricos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y SiO<sub>2</sub> y mas pobres en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Por último, el microanálisis atg7-1 (**Tabla XIII.22.**), correspondiente a la zona donde aparecen interestratificados esmectita-caolinita (**Fig.XIII.44.**), presenta una composición bastante más cercana a la caolinita pura (por ejemplo, atg7-9, en **Tabla XIII.21.**) que su homólogo de la fracción limo. Esto contradice solo relativamente los datos estructurales, en los que diagnosticábamos un dominio de las láminas de esmectita en el interestratificado (la contradicción podría resolverse si consideramos el carácter puntual del microanálisis con respecto a lo mostrado en el patrón SAED).

### ***Comentario de la arcilla del horizonte 3C.***

Como se ha comentado más arriba, la composición mineralógica revelada por HRTEM/AEM es bastante parecida en el limo y en la arcilla de este horizonte, aunque sería conveniente resaltar algunas diferencias. Las micas tienen una composición química muy parecida, además, como se han muestreado únicamente dos puntos, las diferencias no

son muy significativas. Desde el punto de vista estructural también son similares, si bien, en base a las imágenes de alta resolución, podría decirse que son un poco más desordenadas que en el limo. En general, parece que las micas de este horizonte, con respecto al Bt, presentan mayor carga laminar, mayor contenido de cationes y de K interlamina, menor fengitización y menor grado de ocupamiento octaédrico, caracteres considerados normalmente como rasgos de menor evolución edáfica.

Una diferencia relativamente marcada de la arcilla con respecto al limo es la presencia de más áreas con características estructurales de esmectitas (tactoides). La relación con los interstratificados caolinita-esmectita de estas es mucho menos evidente que en el limo, pero, en general, pueden apuntar en la dirección antes indicada: un grado de desorden ligeramente superior que en el limo.

Los interstratificados clorita-vermiculita en esta fracción son menos variables en composición que en el limo y tienden a mostrar, por término medio, una regularidad menos acusadas que algunos de los interstratificados del limo. Compositivamente son más próximos a la clorita di-trioctaédrica.

### **XIII.2.2.2. Resumen del Perfil 1.**

Las micas de este perfil sufren un proceso en el que se producen los siguientes cambios estructurales: 1) pérdida de cristalinidad de la mica que se evidencia en una mayor difusividad de los *spots* del patrón de difracción de electrones, especialmente de los niveles laterales ( $02l$ ) correspondientes al politipo 2M, 2) la pérdida de cristalinidad también provoca la aparición de difracción dinámica (efecto condicionado por una especie de “relajamiento del apilamiento”, entre las unidades estructurales 2M, pero que no implica rotación o desorganización tridimensional entre ellas). La difracción dinámica se muestra en el patrón SAED por la aparición de *spots* contrastados a  $20 \text{ \AA}$ , 3) la pérdida de cristalinidad se manifiesta en la imagen de alta resolución como ondulaciones y difusividad entre las láminas de mica y la difracción dinámica por la aparición de espaciados basales a  $20 \text{ \AA}$  (a semejanza de lo que ocurría en SAED). Estos cambios estructurales suelen asociarse a variaciones mínimas en la fórmula estructural, no alterando la clasificación del mineral como illita. En estos casos se habla de un proceso de herencia de micas, que también podría asociarse al inicio del proceso de transformación de mica en esmectita a través de interstratificados illita-esmectita (al principio, con poca esmectita).

Los procesos arriba comentados son más acusados en la arcilla que en el limo. En la arcilla siempre se produce una mayor desorganización tridimensional (efecto de más acusado de modulaciones de contraste debidos a difracción dinámica y, en general, mayor difusividad de *spots*) y es más probable que el proceso de herencia de paso a una verdadera transformación de la illita en fases esmectíticas. Estas últimas se observan claramente en los patrones SAED como completamente turboestráticos, con niveles (*02l*) difusos, con imágenes reticulares de estas zonas que presentan un aspecto muy poco denso y cristalino, existiendo pocas áreas donde puedan resolverse las láminas. Las imágenes de alta resolución de partículas de arcilla a menores aumentos confirman la relación espacial entre los dominios densos y cristalinos de mica 2M, que se sitúan en el núcleo de la partícula, y la progresiva desorganización que sufren estos hacia los bordes. En la **Fig.XIII.27.** observamos este fenómeno: dominios de mica 2M, densos y opacos, en el núcleo de la partícula, que hacia el borde se transforman en micas mucho menos cristalinas, incluso con dominios desorientados entre sí (intercrecidos, mostrados en la misma figura) que en la zona más exterior ya aparecen como verdaderas esmectitas (**Fig.XIII.30.**).

Por todo lo dicho, parece probarse que existe un proceso continuo entre la herencia de las micas en el limo y su transformación final en esmectitas en la fracción arcilla.

En este perfil, probablemente, también se han observado otros procesos de transformación, especialmente evidentes en el horizonte 3C, en los que intervienen interstratificados illita-vermiculita e incluso esmectita-caolinita. El horizonte Bt es más homogéneo, siendo la herencia y la transformación de las micas prácticamente los únicos procesos que se detectan. Estas diferencias se probable que se deban a la discontinuidad litológica (como indica el símbolo 3C de este horizonte).

La evolución de los interstratificados clorita-vermiculita es compleja, interviniendo fases más o menos regulares que mantienen estrechas relaciones espaciales con paquetes de micas (o de vermiculitas), no detectándose diferencias importantes entre la fracción limo y la arcilla. Igual ocurre con la transformación de la illita(vermiculita) en caolinita, que ocurre a través de interstratificados a 17 Å.

### **XIII.2.2.3. Perfil de la Terraza 2.**

Las fórmulas estructurales de las fases micáceas y las caolinitas de los horizontes Btg y Bt/Ck del perfil 2 aparecen en las **Tabla XIII.23.** y **XIII.25.**, respectivamente, mientras que los porcentajes de óxidos resultantes del microanálisis (AEM) de las partículas cuyas fórmulas estructurales no han sido ajustadas (fases cloríticas e interestratificados 2:1-2:2) se muestran en las **Tabla XIII.24.** (Btg) y **XIII.26.** (Bt/Ck).

A continuación pasaremos a comentar en detalle las fracciones limo y arcilla de los dos horizontes estudiados en este perfil. Las figuras con las microfotografías correspondientes a las imágenes HRTEM/SAED se muestran al finalizar la descripción de cada horizonte.

#### **Limo Horizonte Btg**

##### *Microscopía electrónica de transmisión*

Son muy comunes las micas 2M, habitualmente con patrones de difracción nítidos y que no admiten duda. En la **Fig.XIII.46.** se muestra un ejemplo de esta. Las imágenes de alta resolución enseñan dominios de relativamente elevada cristalinidad, densidad y espesor, con láminas de perfil recto, definidas y regulares, con espaciados basales a 10 Å y escasos indicios de modulación de contraste a 20 Å (la estructura es homogénea tridimensionalmente, y, por tanto, presenta poca difracción dinámica). El perceptible efecto de moteado también confirma la cristalinidad del dominio. En el patrón SAED, los niveles (02l) dan espaciados regulares a 20 Å que se distinguen con suma nitidez, por lo que el politipo 2M no sufre ningún desorden destacable.

Sin embargo, otras zonas exhiben patrones de difracción menos regulares y más difusos, pertenecientes a zonas menos cristalinas, con dominios menos espesos, láminas que comienzan a mostrar cierta curvatura y espaciados de algunas láminas mayores de 20 Å. Por ejemplo, en la **Fig.XIII.47.** se ven los paquetes a 20 Å en una partícula de 206 Å de grosor. En una partícula más pequeña, esos paquetes se abren hasta cerca de 40 Å, presentando una morfología más parecida a los tactoides de esmectita. Como muestra el patrón SAED, la estructura politípica se encuentra relativamente desordenada, aunque aún podemos reconocer las difracciones (02l) propias del politipo 2M, pero es evidente que las

micas están sufriendo un proceso de transformación. Además, el nivel ( $00l$ ) muestra claros indicios de reflexiones a 20 Å, sin descartar incluso mayores espaciados (debido a la poca nitidez de los *spots*).

Localizamos también en esta muestra amplias zonas de interstratificados 10-14 Å, relacionados espacialmente con paquetes de illitas y de cloritas. En la **Fig.XIII.48.** se muestra una amplia zona de la muestra con varios tipos de dominios: 1) densos, relativamente cristalinos, con espaciados a 14 Å, 2) menos densos con espaciados a 10 y 20 Å, 3) dominios desordenados con aspecto muy poco cristalino y 4) fases de 10-14 Å.

Los paquetes de interstratificados 10-14 Å de la anterior figura se muestran con mayor detalle en la **Fig.XIII.49.** El patrón de difracción arroja espaciados basales ( $00l$ ) de 24 Å escasamente regulares, con niveles ( $0kl$ ) tenues y difusos propios de apilamientos desordenados. Esta área de interstratificados se relacionan estrechamente en la lateral con lo que parecen ser fases puras de clorita de politipo desordenado (posiblemente de dos láminas, **Fig. XIII.50.**) con un espaciado basal de 14 Å. La imagen de alta resolución muestra zonas donde dominan paquetes de distintos espesores (incluso de unas pocas láminas) de clorita a 14 Å que se transforman lateralmente en las zonas de interstratificados mostrados por la **Fig.XIII.49.**

Por último, también aparecen fases de **caolinita**, como muestra la **Fig.XIII.51.** Las caolinitas que observamos presentan un politipo altamente desordenado, como indica el patrón de difracción con un espaciado a 7 Å (que descarta otros minerales). En la imagen de alta resolución los paquetes de caolinita se identifican como zonas muy dañadas por el haz de electrones, lo que nos da idea de su poca cristalinidad. Las láminas presentan límites difusos, escasa continuidad lateral y se encuentran muy curvadas, formando dominios lenticulares. En muchos lugares, los espaciados de 7 Å se expanden hacia distancias mayores (entre 10-20 Å) que probablemente representen láminas de esmectitas (podemos comparar las notables diferencias con las caolinitas del perfil 1, **Fig.XIII.35.**)

### ***Microscopía analítica.***

Los microanálisis confirman que las micas que muestran un patrón de difracción con niveles ( $0kl$ ) con  $k \neq 3$  más nítidos y dominios espesos, densos y cristalinos, tales

como Itg9-6 (también Itg9-7 y Itg9-8) presentan un mayor contenido de cationes interlaminares ( $R^{XII}$ ) y de carga laminar ( $x$ ), con valores medios de 0.91 y -0.94, respectivamente. Ejemplo de esto último es la moscovita cuya imagen reticular y patrón SAED se recogen en la **Fig.XIII.46.**, correspondiente al microanálisis Itg9-6 (zonas similares presentan los microanálisis Itg9-7 y Itg9-8) cuya fórmula estructural se muestra en la **tabla XIII.23.** Estas micas se clasifican según los criterios de Rieder et al. (**FigXIII.52.**), Zelazny y White (**FigXIII.53.**), Weaber y Pollard (**Fig.XIII.54.**), Wiewora (**Fig.XIII.55.**) y Aoudjui (**Fig.XIII.56.**) como moscovitas muy próximas a la moscovita ideal, con un grado bajo (Itg9-6) o moderado (Itg9-7 y 8) de fengitización y poco alteradas.

Sin embargo, los paquetes de micas que presentan atributos contrarios, como niveles difusos en el patrón de difracción de electrones o imágenes de alta resolución con dominios de poco espesor, láminas curvadas y de límites difusos, tales como Itg9-11 y Itg9-3 (microanálisis de la **Fig.XIII.47.**), soportan una pérdida moderada de carga laminar ( $x$  medio de -0.75) y de iones interlaminares ( $R^{XII}$  medio de 0.73) y se clasifican como illitas o vermiculitas, según los autores antes mencionados.

Probablemente, el producto final de la alteración de la illita o vermiculita sea una esmectita con una fórmula estructural semejante al microanálisis Itg9-1, que corresponde a las zonas con láminas a 40 Å de la parte externa de las partículas de limo (**FigXIII.47.**). Esta presenta un carácter montmorillonítico, como muestra su posición en el diagrama de Zelazny y White de la **FigXIII.53.**

Los % atómicos (en óxidos) de los microanálisis que presentaban difracciones con clorita, ya fuesen intercrecimientos o verdaderos interestratificados, se muestran en la **tabla XIII.24.** Las zonas donde se observan paquetes de clorita junto con interestratificados, como en los mostrados en la **Fig.XIII.50.** (microanálisis Itg9-2), se representan en el diagrama  $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$  (**Fig.XIII.57.**) con composiciones intermedias entre la clorita tri-dioctaédrica y los interestratificados clorita-vermiculita. Debido al poco espesor de los dominios cristalinos, estamos en una mezcla entre dominios discretos intercrecidos paralelamente y verdaderos interestratificados irregulares, siendo esta una de las razones por la que no obtenemos microanálisis de cloritas puras.

Sin embargo, las zonas donde no se distinguen paquetes discretos de clorita, sino solo interstratificados 10-14 Å (**Fig.XIII.49.**) (microanálisis Itg9-12) están más próximos a la clorita-vermiculita. Este proceso implica, básicamente, pérdida de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e incremento de SiO<sub>2</sub>.

Por último, también aparecen zonas de caolinitas, mostrados en la **Fig.XIII.51.**, cuyas fórmulas estructurales se exponen en la **tabla XIII.23.** (microanálisis Itg9-4 y Itg9-5).

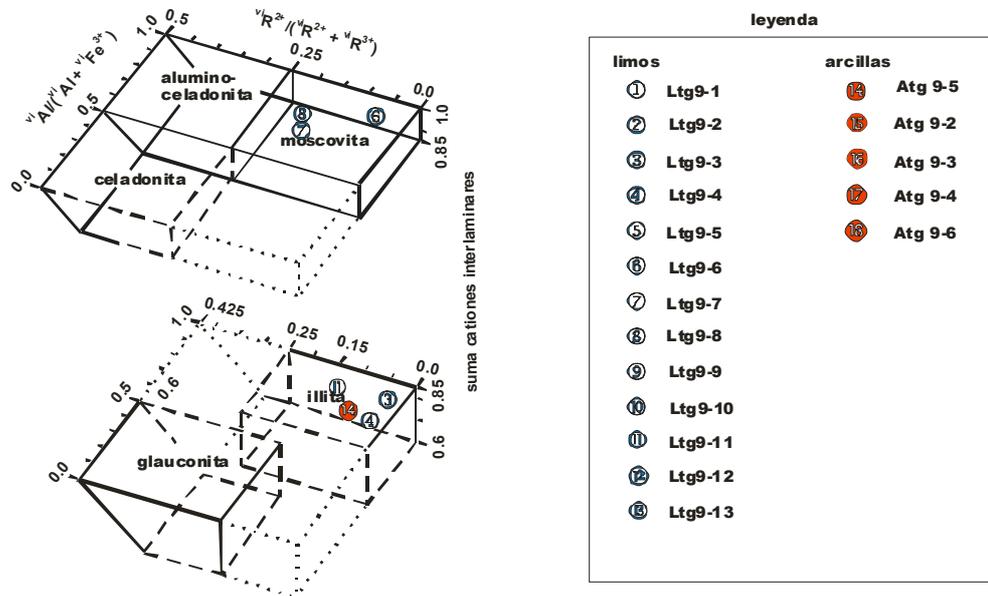


Figura XIII.52. Diagrama de Rieder (1998) de las partículas del Horizonte Btg del Perfil 2.

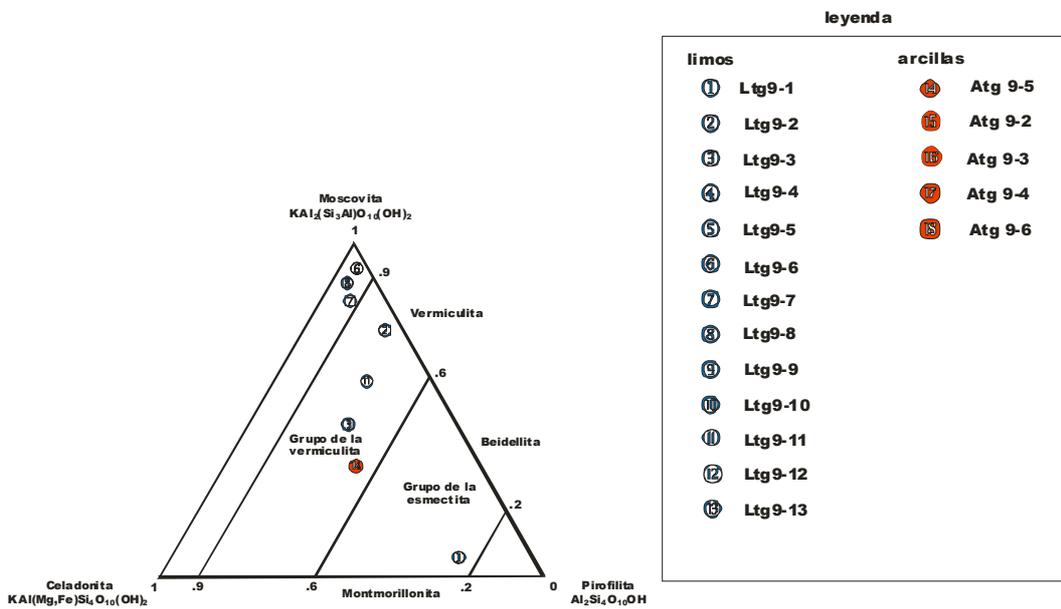


Figura XIII.53. Diagrama de Zelazny y White (1989) de las partículas del Horizonte Btg del Perfil 2.



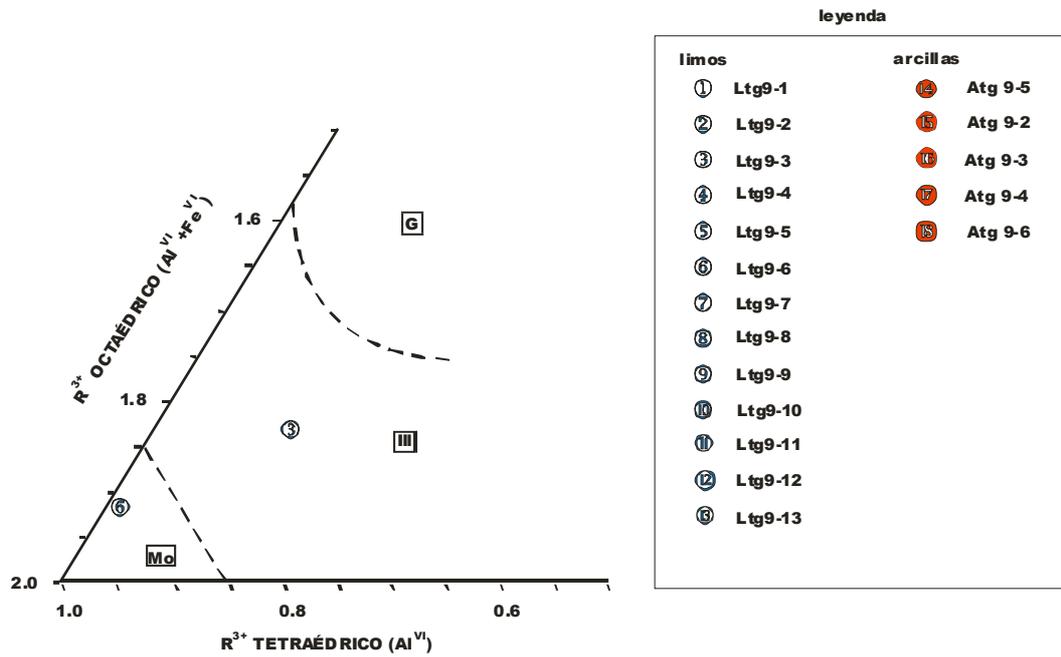


Figura XIII.54. Diagrama de Weaver y Pollard (1973) de las partículas del Horizonte Btg del Perfil 2.

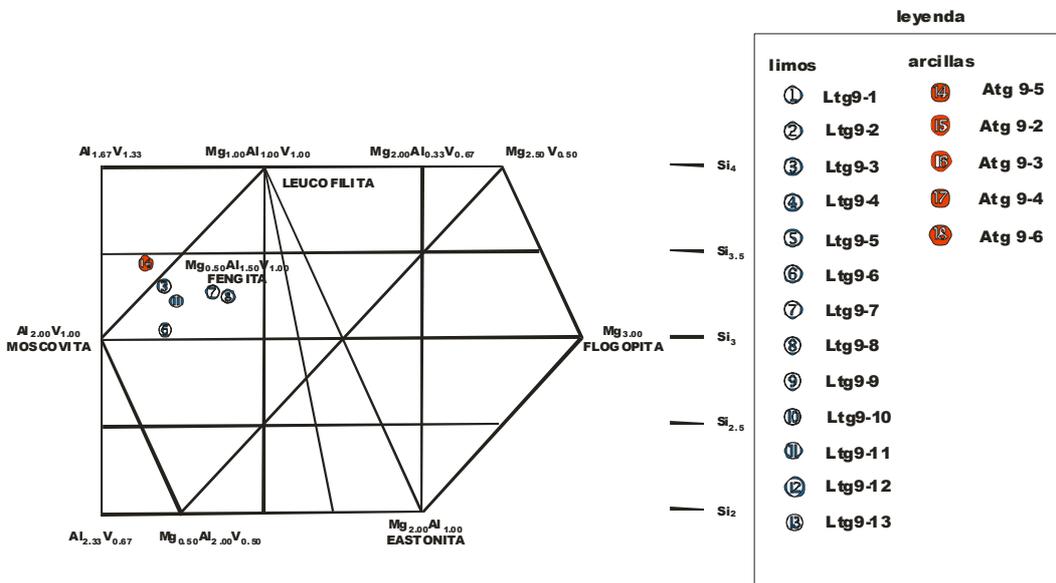


Figura XIII.55. Diagrama de Wiewiara (1990) de las partículas del Horizonte Btg del Perfil 2.



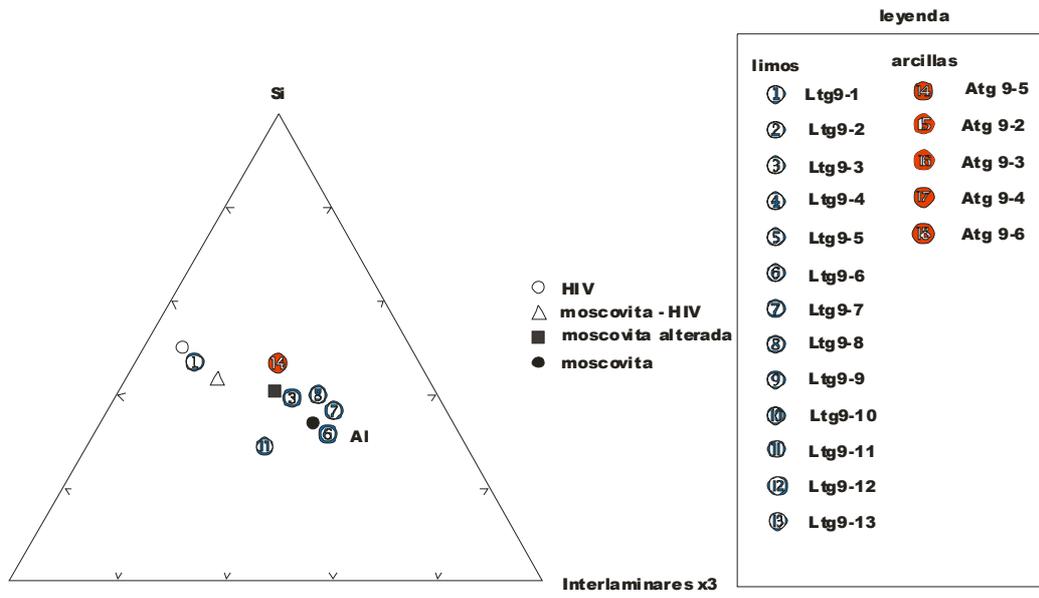


Figura XIII.56. Diagrama de Aoudjui et al.(1996) de las partículas del Horizonte Btg del Perfil 2.

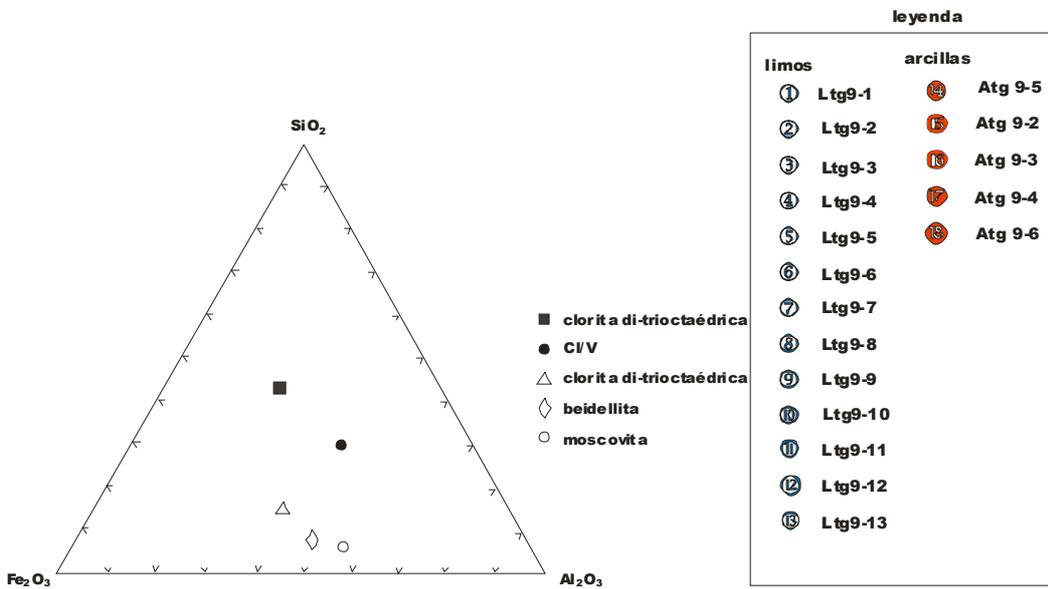


Figura XIII.57. Diagrama de SiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de las partículas del Horizonte Btg del Perfil 2.

***Comentario del limo del horizonte Btg.***

Una de las características que más destaca en esta fracción es el elevado grado de cristalinidad que alcanzan muchos dominios de mica 2M, que compositivamente son verdaderas moscovitas. Gracias a la presencia de estas, podemos hacernos una idea más certera del inicio del proceso de alteración y transformación de la mica. Esta implica, desde el punto de vista estructural, una pérdida de nitidez en la definición de las láminas del filosilicato (debido al aumento de la difracción dinámica), que se curvan y se abren a espaciados de hasta 40 Å, aunque sin perder completamente la organización. Todos estos rasgos coinciden con lo manifestado, por ejemplo, en el limo del horizonte Bt1 del perfil 1, siendo según varios autores (Li et al. 1994; Bauluz et al. 2000), un indicio claro del proceso de transformación de la mica en esmectita a través de fases intermedias illita-esmectita (aún en estadios iniciales, con mayor proporción de illita en el interestratificado).

Compositivamente, este proceso supone la pérdida de carga laminar (pasa de un contenido medio de -0.91 en las moscovitas a -0.75 en la mica alterada) y de iones interlaminares ( $R^{XII}$  medio de 0.94 en las moscovitas y 0.73 en la mica alterada). Obviamente, la transformación de la mica en esmectita cursa con el aumento de la alteración de las moscovitas, que queda patente en el diagrama Si-Al-Ix3 de Aoudjui.

En un caso parecido al de las micas, también detectamos en este horizonte, de forma más completa que en otros casos estudiados con anterioridad, la transformación de la clorita. Las cloritas di-trioctaédricas, que son considerados minerales primarios del material original (López-Munguira et al. 2002, realizan un amplio estudio microanalítico de las cloritas presentes en materiales originales de Sierra Morena, y concluyen su naturaleza di-trioctaédrica), sufren un proceso de colapsamiento a 10 Å que probablemente se deba a la destrucción de la capa octaédrica externa y se manifiesta en la pérdida de Fe y Mg. Ambos fenómenos (el colapsamiento de láminas cloríticas y la pérdida de los citados elementos) se han comprobado en este horizonte.

Por último, también aparecen en el limo de este horizonte caolinitas que es muy probable que se relacionen con zonas de tactoides de esmectitas, lo que podría constituir un indicio, hipotético e indirecto, de la transformación esmectita → caolinita (para que esto se confirmase completamente, habría que descartar la neoformación de caolinitas por otras

técnicas, como por ejemplo, el estudio de la estabilidad geoquímica de la caolinita con la solución del suelo).

### Arcilla Horizonte Btg1

#### Microscopía electrónica de transmisión

El patrón de difracción de la **Fig.XIII.58.** nos muestra un intercrecimiento (es decir, la relación espacial de apilamiento en la dirección [c] de dos dominios desorientados entre sí) entre una mica 2M y una fase de interestratificados a 24 Å. El espaciado basal de la mica es de 10 Å, y el (02l) de 20 Å, lo que nos demuestra que es de politipo 2M, mientras que los espaciados basales (00l) del interestratificado presentan una intensidad máxima en 24 Å, pero con medidas que oscilan entre 22 y 24 Å. En la imagen de alta resolución se aprecian amplias zonas con paquetes a 10 Å y los dominios de interestratificados a 24 Å. La imagen reticular confirma la moderada irregularidad revelada mediante SAED, ya que existe una interestratificación de láminas a 14 y 10 Å con una proporción variable de estas últimas. En la **Fig.XIII.59.** podemos observar el detalle de la transición desde zonas de corrensita a otras con un mayor % de láminas de vermiculita, lo que ocurre a través del colapsamiento de los espaciados de 14 Å a 10 Å (el punto donde se produce este se señala mediante una flecha en la imagen reticular de la figura).

En esta fracción también aparecen patrones de difracción de dominios que pueden corresponder a micas 1M, ya que sólo detectamos espaciados a 10 Å en (hkl) con  $k \neq 3n$  (**Fig.XIII.60.**) con algunos puntos nítidos en (02l) a 10 Å que indicarían alguna zona de orden tridimensional, aunque fuese residual, a escala local. Si estas fases fuesen esmectitas o interestratificados illita/esmectita (a 10 Å por las condiciones de observación de la muestra) procedentes de la desorganización de illitas 2M (como se observaba, por ejemplo, en la **Fig.XIII.27.** del perfil 1) el nivel 02l daría algunos puntos difusos a 20 Å y no a 10 Å. Las imágenes de alta resolución nos muestran en la fotografía a bajos aumentos de la **Fig.XIII.60.** un gran número de partículas micáceas que presentan una elevada densidad electrónica a pesar de su reducido tamaño (los espesores oscilan aproximadamente entre 100 y 10 nm, teniendo estas últimas partículas apenas unas 10 o 20

laminas de filosilicato). En la misma figura (**Fig.XIII.60b**) se muestra el borde de una partícula de unos 700 Å de espesor, con espaciados bastante regulares a 10 Å y laminas de aspecto claramente micáceo (desde luego, se descartaría el aspecto de tactoide esmectítico). El patrón de difracción, comentado arriba, muestra un ordenamiento tridimensional (e incluso basal) muy deficiente a pesar del aspecto relativamente cristalino de las partículas en la imagen reticular. Esto se debe con toda probabilidad al minúsculo tamaño de las partículas, que actúan como dominios cristalinos desorientados entre sí. Por las mismas razones, no ha sido posible obtener microanálisis razonablemente precisos de la zona.

### *Microscopía analítica.*

Debido al pequeño tamaño de las partículas de esta muestra, ha resultado difícil obtener microanálisis que determinen claramente la clasificación y el carácter politípico de los dominios micáceos. El microanálisis correspondiente a la arcilla atg9-5 (**tabla XIII.23.**), muestra una illita correspondiente a las zonas más micáceas (con mayor regularidad y cristalinidad de espaciados a 10 Å) de la **Fig.XIII.58.** Se trata de una illita (o vermiculita) de baja carga laminar ( $x = -0.69$ ), situada cerca del campo de las esmectitas, como muestran los diagramas de Rieder et al. (**FigXIII.52.**) y Zelazny y White (**FigXIII.53.**).

Sin embargo, la gran mayoría de muestras analizadas en la arcilla de este horizonte presentan rasgos cristalquímicos de interstratificados clorita-vermiculita (**tabla XIII.24.**). Como se muestra el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$  de la **Fig.XIII.57.**, las fórmulas estructurales están próximas a la corrensita (arcillas atg9-2 y atg9-3, correspondiente al patrón SAED e imagen reticular de la **Fig.XIII.59.**) y presentan un % ligeramente menor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{+MgO}$  (31%) que las cloritas-vermiculitas del limo (ltg9-2, ltg9-9, ltg9-12 y ltg9-13, 38%) y un % ligeramente mayor de  $\text{SiO}_2$  (45%) que las cloritas-vermiculitas del limo (38%)

***Comentario de la arcilla del horizonte Btg.***

El aspecto más destacable de la arcilla de este horizonte, frente a la fracción limo, es un mayor grado de desorden estructural general. Esto se demuestra, por ejemplo, observando el aspecto textural (múltiples partículas de arcilla) y el patrón SAED de la **Fig.XIII.60**.

En el caso concreto de las micas este desorden se manifiesta claramente. Así, frente al limo, no hallamos dominios puros de moscovitas, sino pequeños paquetes intercrecidos y siempre relacionados espacialmente con otras fases (por ejemplo, interestratificados). Compositivamente, se trata de illitas de baja carga laminar ( $x = -0.69$ ), situada cerca del campo de las esmectitas (frente a la illita media del limo que presenta una carga laminar superior,  $-0.75$ ). Esto último, podría indicarnos la existencia de interestratificados illita-esmectita más evolucionados que los del limo, es decir, con mayor % de láminas esmectíticas.

En el caso de los interestratificados clorita-vermiculita, también podemos afirmar un mayor desarrollo del proceso de transformación de la clorita en vermiculita (fases colapsadas a  $10 \text{ \AA}$  pero con láminas relativamente rectas y regulares) o esmectita (cuando las fases colapsadas son presentan espaciados difusos y aspectos curvados). El proceso se refleja compositivamente en un % ligeramente menor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  y mayor de  $\text{SiO}_2$  de los interestratificados que en la fracción limo (por tanto, un mayor predominio de las láminas de vermiculita) y, estructuralmente, en una secuencia de interestratificados con predominio cuantitativo de las láminas colapsadas (**Fig.XIII.59a**).

**Limo Horizonte Bt/Ck**

***Microscopía electrónica de transmisión***

Son abundantes las fases esmectíticas. En la **Fig.XIII.61**, observamos un patrón de difracción característico de un tactoide: presenta un apilamiento turboestrático con un desorden tridimensional total, del que, si acaso, quedan algunos spot en  $(02l)$  aproximadamente a  $20 \text{ \AA}$  que podrían probablemente indicarnos que esta muestra procede

de la desorganización de una mica 2M; junto a un intercrecimiento muy evidente en (001). En la imagen de alta resolución se comprueba el aspecto amorfizado de la zona, donde se pueden señalar únicamente algunas láminas muy poco nítidas de espaciados basales muy variables y algo desorientadas entre sí (el paralelismo y ordenamiento entre láminas se observa difuminado).

Encontramos también dos estadios de lo que parece ser la evolución de las zonas más cristalinas de interestratificados 10-14 Å. En la **Fig.XIII.62.** observamos una zona relativamente densa y cristalina, con las láminas de filosilicato continuas y moderadamente definidas. El patrón de difracción, al menos en cuanto a las reflexiones basales (001), presenta una cristalinidad (definición de los puntos de plano) relativamente conservada, aunque los espaciados basales mantengan baja periodicidad. Esto último se comprende al estudiar la imagen de alta resolución, y es probablemente debido al irregular colapso o apertura de las láminas de vermiculita, sin descartarse que parte de esta pérdida de regularidad pueda deberse al deterioro de la muestra en el proceso de observación.

En zonas menos densas y cristalinas, como las mostradas en la **Fig.XIII.63.** puede reconocerse una mayor pérdida aún en la cristalinidad, en general, de las láminas de filosilicatos. El patrón de difracción de estas áreas se caracteriza por intercrecimientos y desorientaciones entre dominios evidentes, con espaciados basales entorno a los 13 Å. Por supuesto, el apilamiento no mantiene ningún tipo de coherencia tridimensional. La imagen de alta resolución pone de manifiesto la presencia de algunas láminas a 14 Å, que pueden ser clorita o vermiculita, junto con otras láminas entorno a los 10 Å de contraste marcado que probablemente representen vermiculita colapsada. Finalmente, estas últimas parecen perder en su mayor parte la cristalinidad transformándose en dominios laxos parecidos a los tactoides de esmectita.

### ***Microscopía analítica.***

Los microanálisis ltg11-1 y ltg11-4 (**Tabla XIII.25.**) corresponden a los dominios turboestráticos de esmectitas (tactoides) descritas en la **Fig.XIII.61.** Presentan una carga laminar media y un contenido de iones interlaminares medio de -0.42 y 0.34, respectivamente. Debido a su relativamente baja carga tetraédrica y elevado contenido de Fe y Mg octaédricos, el microanálisis ltg11-1 se clasifica como una montmorillonita en el

diagrama de Zelazny y White ( **Fig.XIII.64.**) (el ltg11-4 es un microanálisis de peor calidad que corresponde probablemente a las zonas más deterioradas del tactoide, de ahí su bajísima carga laminar).

La composición en óxidos de los interestratificados 10-14 Å se muestran en la **Tabla XIII.26.** Las muestras relativamente cristalinas y regulares de los interestratificados 10-14 Å (clorita-vermiculita), como los de la **Fig.XIII.62.**, correspondientes a los microanálisis ltg11-3 y ltg11-5, se representan en el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$  de la **Fig.XIII.65.**, cerca de la *corrensita* (Merhrooz y Aspandiar, 2002). Sin embargo, los interestratificados más irregulares situados en zonas menos cristalinas, como los expuestos en la **Fig.XIII.63.**, correspondientes a ltg11-2, se alejan más de la composición de clorita-vermiculita regular (presentan un porcentaje mayor de  $\text{SiO}_2$  y menor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , aunque las composiciones no difieren mucho).

**Tabla XIII.25.** Composición y fórmula estructural de las micas de partículas limo y arcilla del horizonte Bt/Ck del perfil 2 determinadas con EDX.

	limo		Arcilla	
	ltg11-1	ltg11-4	atg11-1	atg11-4
Si	54,13	59,10	46,76	47,91
Al	30,40	31,37	40,44	38,15
Fe	4,32	2,32	1,67	1,72
Mg	4,46	2,34	2,35	3,61
Ti	0,00	0,31	0,18	0,00
Ca	1,39	1,80	0,00	0,00
Na	2,42	0,00	2,75	5,75
K	2,88	2,76	5,85	2,86
Si <sup>IV</sup>	3,53	3,73	3,14	3,21
Al <sup>IV</sup>	0,47	0,27	0,86	0,79
Al <sup>VI</sup>	1,51	1,71	1,86	1,76
Fe <sup>VI</sup>	0,28	0,15	0,11	0,15
Mg <sup>VI</sup>	0,29	0,15	0,16	0,24
Ti <sup>VI</sup>	0,00	0,02	0,01	0,00
Ca <sup>XII</sup>	0,09	0,11	0,00	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,16	0,00	0,18	0,39
K <sup>XII</sup>	0,19	0,12	0,39	0,19
x <sup>IV</sup>	-0,47	-0,27	-0,86	-0,79
x <sup>VI</sup>	-0,05	-0,04	0,29	0,22
x	-0,52	-0,31	-0,57	-0,58
x <sup>XII</sup>	0,53	0,34	0,58	0,58
R <sup>VI</sup>	2,08	2,02	2,14	2,15
R <sup>XII</sup>	0,44	0,23	0,58	0,58
Na*	45,64	0,00	31,94	66,81
Fm	0,57	0,29	0,27	0,39

Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

Abreviaturas:  $x^{IV}$  = carga tetraédrica;  $x^{VI}$  = carga octaédrica;  $x$  = carga laminar;  $x^{XII}$  = carga de los cationes interlaminares;  $R^{VI}$  = cationes octaédricos;  $R^{XII}$  = cationes interlaminares;  $Na^*$  =  $100(Na^{XII}/(Na^{XII}+K^{XII}))$ ;  $Fm = Fe^{VI} + Mg^{VI}$

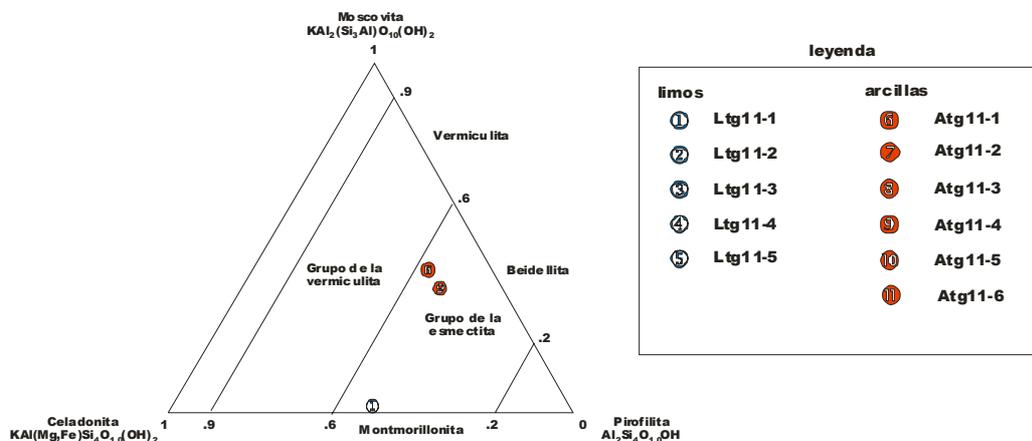


Figura XIII.64. Diagrama de Zelazny y White (1989) de las partículas del Horizonte Bt/Ck del Perfil 2.

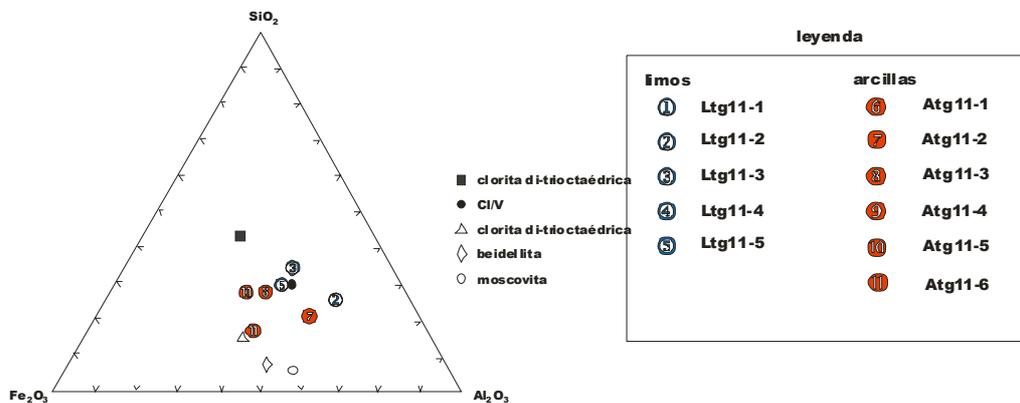


Figura XIII.65. Diagrama de SiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de las partículas del Horizonte Bt/Ck del Perfil 2.

***Comentario del limo del horizonte Bt/Ck.***

Se trata en general de una muestra poco cristalina, con cristales de filosilicatos de aspecto de tactoide que incluyen y engloban áreas limitadas de fases micáceas e interestratificados a 24 Å más cristalinos. Debido a la baja cristalinidad de la muestra, las imágenes de alta resolución son de baja calidad, con láminas difusas y de pobre contraste (no debemos olvidar que la formación de la imagen se debe a la difracción). Los patrones SAED muestran más fases desordenadas, incluso turboestráticas (con manifestación de anillos de Laue), que el horizonte Btg.

**Arcilla Horizonte Bt/Ck.*****Microscopía electrónica de transmisión***

En esta muestra se observan fases micáceas en distintos estados de evolución. De forma similar a la fracción limo, no se detectan micas 2M de elevada cristalinidad, como sí se detectaban en el horizonte anterior (Btg). En la **Fig.XIII.66.** vemos un caso parecido al expuesto en la fracción limo de este mismo horizonte (**Fig.XIII.61.**), aunque con un grado mayor de orden. El patrón de difracción de electrones de esta zona muestra un espaciado basal regular a 10 Å pero unos niveles (02l) muy difusos, en los que apenas si podemos medir un espaciado a 20 Å. Sin embargo, como se ha comentado anteriormente, este rasgo es importante pues nos estaría indicando que la fase proviene de la evolución por pérdida de politipismo (de coherencia tridimensional) de una mica 2M.

Además se observan bastantes intercrecimientos, aunque no demasiado pronunciados (dominios ligeramente desorientados entre sí en la dirección cristalográfica [001], que provocan desdoblamiento de *spots* en (00l), como se observan en los patrones SAED de la **Fig.XIII.66. y 68).**

En la imagen de alta resolución de la **Fig.XIII.66.** se observa un paquete con un espaciado basal de aproximadamente 10 Å. El paquete, de láminas rectas y densidad

electrónica elevada es posible que corresponda a una mica. Sin embargo, este pequeño dominio (de un espesor de aproximadamente 150 – 200Å) presenta una continuidad lateral muy escasa, hallándose rodeado de zonas poco cristalinas que podrían corresponder a esmectitas. Desde el punto de vista estructural podemos considerar esta fase como un interestratificado illita-esmectita bastante desordenado (aunque no tanto como el de la **Fig.XIII.61.**, que corresponde ya un verdadero tactoide).

En la **Fig.XIII.67.** observamos una zona donde se obtiene un patrón de difracción de electrones con espaciados basales aproximados de 14 Å. Sólo se muestra un nivel basal (*hkl*), además, con bastante difusividad de puntos. Este patrón de difracción parece corresponder a una Clorita o Vermiculita por su espaciado basal, aunque muy poco cristalina y con espaciados basales irregulares. La imagen de alta resolución confirma lo indicado anteriormente: efectivamente, podemos encontrar paquetes de láminas a 14 Å aparentemente más espesos que en las muestras inspeccionadas hasta ahora, pero también alternan con pequeños paquetes de 10 Å, probablemente vermiculitas colapsadas o illitas, y algunas láminas a 24 Å.

En algunas zonas se reconocen paquetes de escasa regularidad de láminas, con aspecto incluso deteriorado por el proceso de preparación y observación. Se trata interestratificados irregulares y complejos, tal y como muestra la **Fig.XIII.68.** En ella observamos un nivel de espaciados basales que oscila entre el de la caolinita (aproximadamente 7.5 Å), el de una posible esmectita y el de un hipotético interestratificado esmectita-caolinita (18.5 Å). La imagen de alta resolución muestra una zona con predominio de esmectitas, en la que se detectan, probablemente, láminas del interestratificado aludido. Se representa una típica zona de tactoides de esmectita, de muy baja cristalinidad. Como detalles interesantes de esta zona, se observa: los espaciados irregulares de las láminas que se resuelven, la curvatura de muchas de estas y la apertura terminal de las mismas con la posible pérdida de su carácter cristalino.

### ***Microscopía analítica.***

Al igual que en la fracción limo, predominan las fases esmectíticas o los interestratificados illita-esmectita con predominio de esta última (**Tabla XIII.25.**). La **Fig.XIII.66,** que mostraba una pequeña partícula de una fase 2M rodeada hacia los bordes

de esmectitas, corresponde al área donde se han tomado los microanálisis atg11-1 y atg11-4. Comparadas con las esmectitas que observamos en el limo (**Fig.XIII.61.**), microanálisis ltg11-1), estas mezclas mica-esmectitas presentan una mayor carga laminar media (-0.58 frente a -0.42 en ltg11-1) y un mayor contenido de cationes interlaminares medio (0.58 frente a 0.34 en ltg11-1), siendo su composición más próxima a la beidellita, como se muestra en el diagrama de Zelazny y White (**Fig.XIII.64.**). Estos últimos rasgos confirman que, aunque parecido, el grado de degradación estructural y químico de los interstratificados illita-esmectita de la arcilla es menor que los del limo. Esta afirmación contradice, en cierta medida, la teoría según la cual la arcilla debería presentar, por su mayor superficie específica, un mayor grado de evolución. Por lo que no podemos descartar que se trate de un muestreo deficiente (es decir, que no hallamos analizado las partículas más representativas del horizonte).

La composición en óxidos de los interstratificados 10-14 Å se muestran en la **Tabla XIII.26.** En la arcilla, como en el limo, se detectan interstratificados 10-14 Å de carácter relativamente regular (atg11-8), que se representan en el diagrama SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (**Fig.XIII.65.**) de composición próxima a la clorita-vermiculita.

Las fases más irregulares, se alejan de la clorita-vermiculita y se acercan, compositivamente, a fases micáceas por descenso del número de átomos de Fe (atg11-2), o a cloritas di-trioctaédricas, con un elevado % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (microanálisis atg11-5 y atg11-6, correspondientes a la **Fig.XIII.67.**).

#### ***Comentario de la arcilla del horizonte Bt/Ck.***

La composición y la estructura de las fases que encontramos en la arcilla son bastante parecidas a las del limo. En esta fracción, como en el limo, no aislamos dominios de micas con la suficiente cristalinidad para clasificarlos como moscovitas o illitas, sino dominios con un grado de desorden y una fórmula estructural propia de interstratificados illita-esmectita relativamente evolucionados (aunque en los casos que hemos estudiado, con menos evolución que en el limo, pues presentan mayor carga

laminar, conservan la periodicidad en las reflexiones ( $00l$ ) y muestran imágenes de alta resolución más cristalinas).

Los interestratificados clorita-vermiculita, por el contrario, son más heterogéneos que en el limo, y encontramos, junto con fases relativamente próximas a la corrensita, otras con composiciones intermedias entre la clorita-vermiculita y la mica (aunque más próximas a la primera) o entre la clorita-vermiculita y la clorita di-trioctaédrica.

### XIII.2.2.4. Resumen del Perfil 2.

El perfil 2 presenta, en general, una gran heterogeneidad de fases, con zonas de aspecto altamente ordenado, en las que se detectan verdaderas moscovitas, zonas más desordenadas, con dominios menos cristalinos, donde se acumulan interestratificados 10-14 Å y, finalmente, tactoides compuestos por básicamente por esmectitas y caolinitas.

La diversidad de fases es especialmente remarcable en el horizonte Btg. En este podemos seguir el proceso de herencia de micas y las fases iniciales de la transformación de las micas en esmectitas. La herencia supone la transformación de la moscovita 2M a illita 2M, fase que, como se pone de manifiesto en el patrón de difracción de electrones, puede corresponder también a un interestratificado illita-esmectita con muy escasas láminas de esmectita. Estructuralmente, los patrones SAED coherentes tridimensionalmente (con niveles ( $02l$ ) nítidos) e imágenes de alta resolución de dominios con láminas rectilíneas y espaciados basales muy definidos (correspondientes a moscovitas) dan paso a otros con patrones SAED más desordenados tridimensionalmente (difusividad en ( $02l$ )) con láminas más curvadas y espaciados basales menos regulares, correspondientes a illitas o a interestratificados illita-esmectita (con elevado % de láminas de illita).

También existen evidencias en este horizonte de la transformación de la clorita, aunque los dominios de ésta que encontramos son de tamaño inferior a la resolución del microanálisis (no siendo posible, pues, la obtención de fórmulas puras de cloritas). La transformación de la clorita en interestratificados clorita-vermiculita discurre con pérdida de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$  e incremento de  $\text{SiO}_2$ , y se demuestra en el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$

por el desplazamiento desde posiciones más o menos intermedias entre la composición de la clorita tri-dioctaédrica y la clorita-vermiculita (muestra con dominios discretos de clorita) a composición muy próxima a esta última (zonas exclusivas de interstratificados). Estas evidencias, sin embargo, no descartarían la presencia en el material original de fases con un relativo grado de transformación.

En los dos casos (la transformación de la mica y de la clorita) se comprueba claramente la influencia de la granulometría, ya que las muestras menos evolucionadas desde el punto de vista cristalquímico (las moscovitas o los paquetes discretos de clorita) se describen en el limo, mientras que en la arcilla predominan las illitas de baja carga e interstratificados illita-esmectita y las cloritas-vermiculitas con menor componente clorítico.

Lo más destacable del horizonte Bt/Ck es el aspecto general menos cristalino y la abundancia de esmectitas y de interstratificados 10-14 Å, existiendo pocas diferencias estructurales y compositivas entre el limo y la arcilla. Las únicas zonas con buena cristalinidad de la muestra corresponden a interstratificados regulares clorita-vermiculita (*corrensita*). Se observa una relación espacial entre estas zonas, relativamente densas y opacas, y otras menos cristalinas de interstratificados irregulares, con composiciones más alejadas de la *corrensita* y una mayor proporción de láminas colapsadas a 10 Å, aunque la evolución entre ambas no se manifiesta tan claramente como en el horizonte suprayacente.

Las zonas de tactoides engloban profusamente a los interstratificados, especialmente en los bordes de las partículas, lo que nos induce a pensar que son el resultado de los procesos de transformación y/o degradación de los minerales primarios.

Parece probable que la *corrensita* evolucione, por colapsamiento sucesivo de láminas cloríticas, hacia interstratificados irregulares y finalmente hacia esmectitas (la relación entre los interstratificados irregulares 10-14 Å y las esmectitas se muestra en la imagen de alta resolución de la **Fig.XIII.63.**, donde suelen aparecer espaciados basales a 14 Å rodeados de láminas colapsadas aproximadamente a 10 Å que podrían corresponder a esmectitas). Además de su posible origen por transformación a partir de la *corrensita*, otras fases esmectíticas se relacionan de forma indudable con micas 2M, como ponen de manifiesto los patrones SAED y las imágenes de alta resolución (con vestigios de reflexiones a 20 Å en (02l)). En este horizonte, pues, también se describen rasgos propios

del proceso de transformación de micas en esmectita, aunque no se han descrito propiamente micas. Por último, se describen también, en las zonas de tactoides, algunas evidencias de interstratificados esmectita-caolinitas.

La diferencia más significativa entre el horizonte Btg y Bt/Ck es la menor cristalinidad, en general, de este último (de acuerdo a las partículas investigadas). Así, mientras en el horizonte superior (Btg) hemos hallado dominios altamente cristalinos de micas, con fórmulas estructurales próximas a la moscovita ideal, en el horizonte Bt/Ck no hemos hallado zonas lo suficientemente cristalinas como para obtener un microanálisis de micas. De todas formas, las esmectitas parecen relativamente abundantes en ambos horizontes.

### **XIII.2.2.5. Perfil de la Terraza 3.**

Las fórmulas estructurales de las fases micáceas y las caolinitas del horizonte Bt4 del perfil 3 aparecen en la **tabla XII.27.**, mientras que los porcentajes de óxidos resultantes del microanálisis (AEM) de las partículas cuyas fórmulas estructurales no han sido ajustadas (fases cloríticas e interstratificados 2:1-2:2) se muestran en la **tabla XII.28.**

A continuación pasaremos a comentar en detalle las fracciones limo y arcilla del horizonte estudiados en este perfil. Al final de la discusión se muestran las figuras con las microfotografías de HRTEM/SAED del horizonte.

### **Limo Horizonte Bt4**

#### ***Microscopía electrónica de transmisión***

En la fracción limo encontramos illitas 2M en distinto grado de desorganización así como caolinitas, de los que no mostramos imágenes (debido a la mala calidad de las mismas). Sin embargo, conviene destacar los interstratificados clorita-vermiculita mostrados en la **Fig.XIII.69.** El patrón de difracción de electrones muestra espaciados basales de aproximadamente 14 Å que corresponderían a láminas dominios con

abundantes láminas de clorita. Sin embargo, esta clorita estaría sufriendo un proceso de desorganización tridimensional puesto que los niveles laterales (*Ok*l) se presentan bastante difusos y, además, aparecen puntos a 24 Å (propios del interestratificado clorita-vermiculita) en (*00*l). En la imagen de alta resolución se muestran tanto las láminas de clorita-vermiculita como las láminas de clorita.

***Microscopía analítica.***

El microanálisis de la **Fig.XIII.69.** (ltg18-2, en **Tabla XIII.27.**) corresponde a una fase intermedia entre una clorita di-trioctaédrica (Cruz et al. 2002) y un interestratificado clorita-vermiculita, tal y como podemos comprobar en el diagrama SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la **Fig.XIII.74.** De esta manera se explica lo comentado anteriormente: un paquete de clorita, presumiblemente di-trioctaédrica, con un grado incipiente de alteración hacia un interestratificado clorita-vermiculita.

**Tabla XIII.27.** Composición y fórmula estructural de las micas y caolinitas de partículas limo y arcilla del horizonte Bt4 del perfil 3 determinadas con EDX.

	Limo				arcilla		
	ltg18-1	ltg18-4	ltg18-5	Ltg18-6	atg18-1	atg18-3	atg18-6
Si	48,04	47,62	45,63	53,32	48,45	44,36	39,18
Al	50,88	37,15	40,32	28,99	40,92	43,61	24,14
Fe	0,00	2,57	0,90	2,05	1,25	1,03	17,23
Mg	1,08	4,02	1,75	3,21	2,08	1,44	11,45
Ti	0,00	0,00	0,47	0,00	0,30	0,11	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	1,80	8,90	0,72	2,32	2,90
K	0,00	8,64	9,14	2,71	6,29	7,12	5,10
Si <sup>IV</sup>	3,88	3,24	3,20	3,69	3,21	3,01	2,45
Al <sup>IV</sup>	0,11	0,76	0,80	0,31	0,79	0,99	1,55
Al <sup>VI</sup>	4,00	1,76	1,84	1,69	1,91	1,97	0,34
Fe <sup>VI</sup>	0,00	0,17	0,07	0,14	0,08	0,07	1,34
Mg <sup>VI</sup>	0,09	0,27	0,12	0,22	0,14	0,10	0,83
Ti <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00
Ca <sup>XII</sup>	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,00	0,00	0,13	0,06	0,05	0,16	0,41
K <sup>XII</sup>	0,00	0,41	0,64	0,19	0,42	0,48	0,43
x <sup>IV</sup>	-0,11	-0,76	-0,80	-0,31	-0,79	-0,99	-1,55
x <sup>VI</sup>	0,18	0,36	0,04	-0,07	0,33	0,35	0,70
x	0,07	-0,41	-0,76	-0,38	-0,46	-0,64	-0,85
x <sup>XII</sup>	0,00	0,41	0,77	0,36	0,46	0,64	0,84
R <sup>VI</sup>	4,09	2,21	2,06	0,68	2,15	2,15	2,51
R <sup>XII</sup>	0,00	0,41	0,77	0,31	0,46	0,64	0,84
Na*	-	0,00	16,44	24,69	10,22	24,56	48,55
Fm	-	0,45	0,19	0,36	0,22	0,17	2,17

Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

Abreviaturas:  $x^{IV}$  = carga tetraédrica;  $x^{VI}$  = carga octaédrica;  $x$  = carga laminar;  $x^{XII}$  = carga de los cationes interlaminares;  $R^{VI}$  = cationes octaédricos;  $R^{XII}$  = cationes interlaminares;  $Na^* = 100(Na^{XII}/(Na^{XII}+K^{XII}))$ ;  $Fm = Fe^{VI} + Mg^{VI}$

**Tabla XIII.28.** Contenido de óxidos (%) de partículas no micáceas en limos y arcillas del horizonte Bt4 del perfil 3 determinados con EDX.

	limo		arcilla
	ltg18-2	ltg18-3	atg18-2
SiO <sub>2</sub>	38,11	39,99	42,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,93	22,85	21,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,14	27,44	21,92
MgO	9,58	9,45	8,18
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	2,81
K <sub>2</sub> O	0,25	0,26	2,41

En cuanto a las fases micáceas 2:1, obtenemos microanálisis de illitas (ltg18-5, diagrama de Rieder, **Fig.XII.70.**, Weaber y Pollard, **Fig.XII.72.** y Wiewiora, **Fig.XII.73.**) y esmectitas (ltg18-4, diagrama de Zelazny, **Fig.XIII.71.**), aunque , como se ha comentado más arriba, no se aportan las imágenes.

Por último, también obtenemos fórmulas estructurales de caolinitas (ltg18-1)

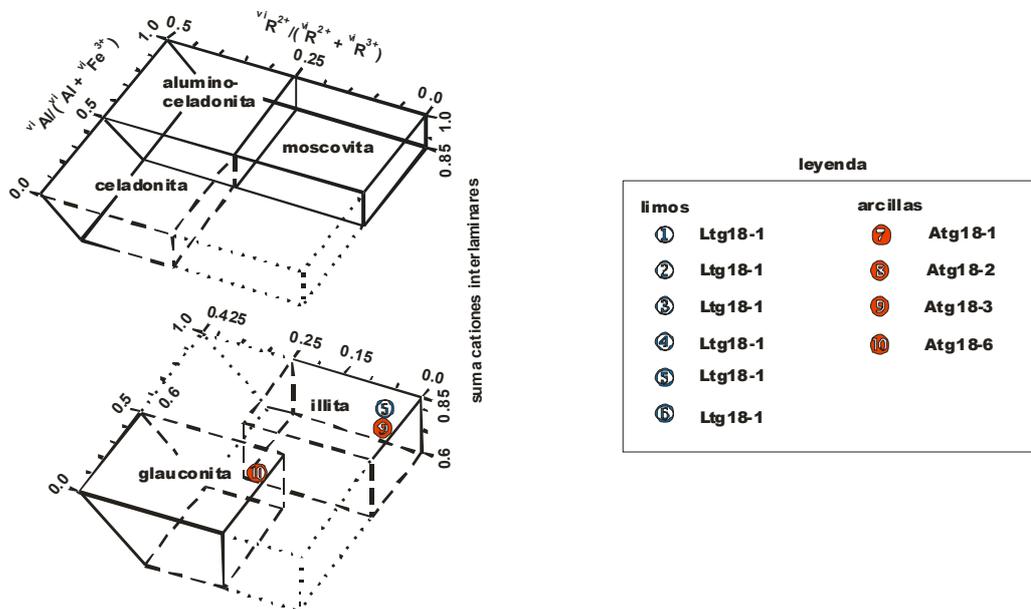


Figura XIII.70. Diagrama de Rieder et al. (1998) de las partículas del Horizonte Bt4 de Perfil 3.

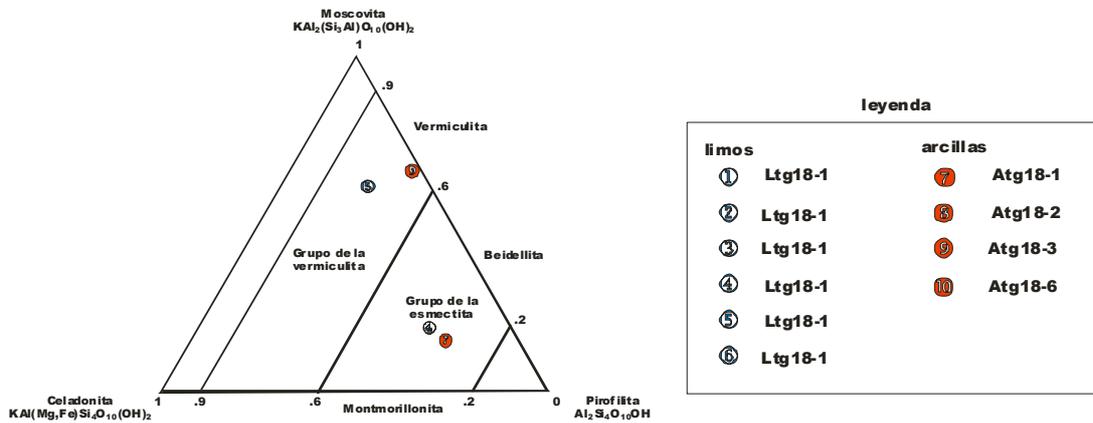


Figura XIII.71.. Diagrama de Zelazny y White. (1989) de las partículas del Horizonte Bt4 de Perfil 3.

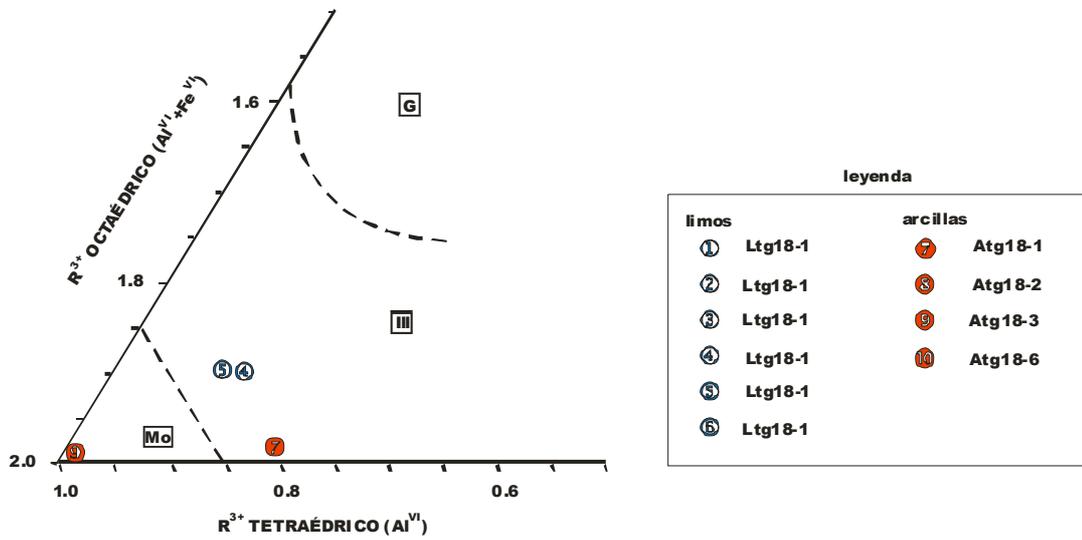


Figura XIII.72. Diagrama de Weeber y Pollard. (1973) de las partículas del Horizonte Bt4 de Perfil 3.

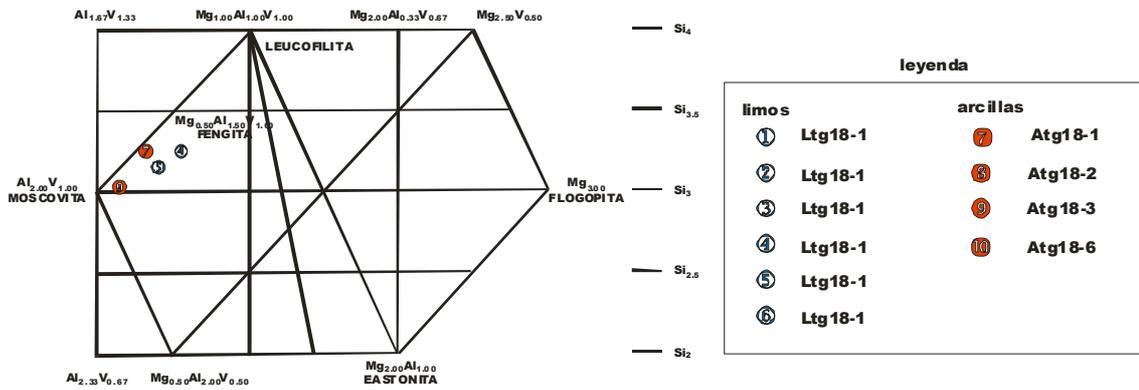


Figura XII.73. Diagrama de Wiewiora (1990) de las partículas del Horizonte Bt4 de Perfil 3.

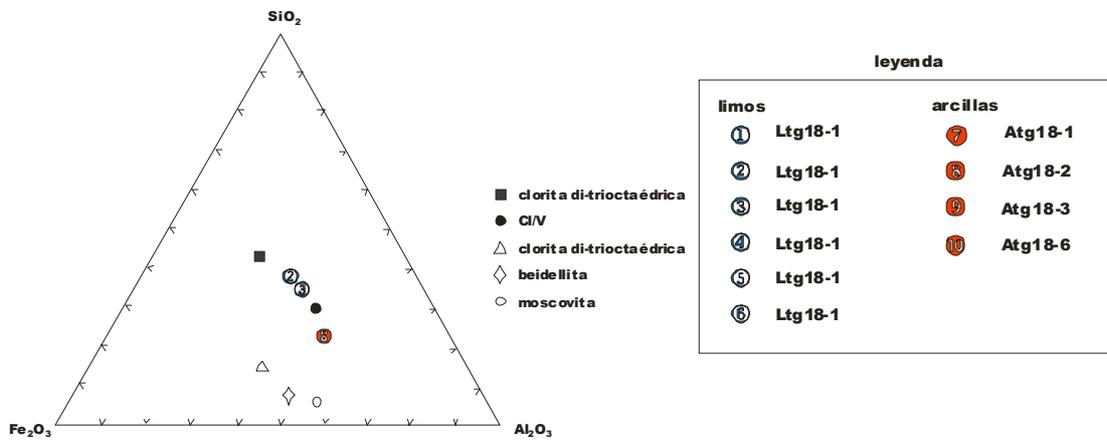


Figura XIII.74. Diagrama de  $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$  de las partículas del Horizonte Bt4 del Perfil 3..

***Comentario del limo del horizonte Bt4.***

El grado de desorganización y/o transformación de las fases micáceas no difiere mucho del limo de horizontes y perfiles anteriores (salvando, quizás el limo del horizonte Bt del perfil 1, que parece menor), pero se detecta una menor abundancia de los interestratificados clorita-vermiculita, además de que estos presentan un grado de transformación menor (salvando de nuevo, el limo del horizonte Bt del perfil 1).

**Arcilla Horizonte Bt4*****Microscopía electrónica de transmisión***

En la arcilla de este horizonte se observa el proceso de pérdida de cristalinidad de la mica 2M conforme disminuye el tamaño y el espesor de las partículas de arcilla. Como se puede comprobar en la imagen de alta resolución a bajos aumentos (50.000x) de la **Fig.XIII.75.**, la muestra está compuesta de un gran número de pequeñas partículas de perfil plano-elipsoidal, con espesores que oscila entre la decena de nm y un máximo de 300 o 400 nm. El aspecto general de la muestra es mucho menos cristalino que en la fracción limo.

Las partículas más grandes y densas desde el punto de vista de la imagen a los haces de electrones, corresponden a micas 2M como la expuesta en la **Fig.XIII.76.**, que presentan un nivel basal bastante regular y nítido a 10 Å (sin puntos de superestructura) y niveles laterales (02l) igual de cristalinos e indicativos de un politipo 2M (20 Å). La imagen de alta resolución muestra un paquete de láminas con espaciados a 20 Å donde se observa el contraste moteado típico de las micas relativamente poco alteradas.

Las partículas más pequeñas de la **Fig.XIII.75** presentan, al contrario, características bastante diferentes. Una de estas partículas, con apenas 15 nm de espesor, se muestra en la **Fig.XIII.77.** La principal característica que presenta es el escaso contraste entre láminas perceptible en la imagen de alta resolución. Las zonas más externas de la partícula no muestran ningún rasgo cristalino, por lo que probablemente se trate de esmectitas, y en las zonas internas apenas si se consiguen distinguir las láminas del

filosilicato con espaciados a 10 Å (son muy difusas y poco intensas). Esta característica también se observa en el patrón SAED, con puntos de muy débil intensidad, aunque relativamente regulares, propios de mica 2M.

Por último, la relación entre las partículas de mica de distintos tamaños, que ya se podía deducir de un detallado análisis de la imagen de alta resolución de la **Fig.XIII.75**, se muestra con toda claridad en la **Fig.XIII.78**. En ambas es posible distinguir como, a partir de las partículas grandes, densas y cristalinas de mica 2M se van disgregando (en una especie de proceso de “descamación”) partículas progresivamente más estrechas y translúcidas (aunque no podemos descartar de que este proceso se acentúe por el proceso de preparación de la muestra, la ruptura se produciría por interfaces relativamente lábiles). La estrecha relación espacial entre una partícula grande y la de menor tamaño que se disgrega de ella, se manifiesta en el patrón de difracción de electrones como un intercrecimiento muy acusado (realmente una superposición) (**Fig.XIII.78**.) entre dos fases, una correspondiente a la mica 2M más cristalina (presumiblemente la partícula grande) y otra, también perteneciente a una mica 2M, aunque con espaciados menos regulares (presumiblemente la partícula más pequeñas).

### *Microscopía analítica.*

El microanálisis de la partícula de mica 2M, correspondiente a la **Fig.XIII.76**. (muestra atg18-3, en **tabla XIII.27**.) se manifiesta en concordancia con el tamaño grande y el carácter denso y cristalino que evidencia y se clasifica como una illita (de baja carga) en base al contenido de cationes interlaminares ( $R^{XII} = 0.64$ , diagramas de Rieder **Fig.XIII.70**; Weaber y Pollard, **Fig.XIII.72**. y Wiewiora, **Fig.XIII.73**), o como una vermiculita, según su carga laminar ( $x = -0.64$ , diagrama de Zelazny **Fig.XIII.71**.).

Sin embargo, las partículas más pequeñas que se disgregan de las anteriores (**Fig.XIII.77**.), presentan microanálisis que corresponden a esmectitas, de tipo beidellítico en función del origen tetraédrico de la carga laminar (muestra atg18-1, diagrama de Zelazny, **Fig.XIII.71**., con  $x = -0.46$  y  $R^{XII} = 0.46$ ), a pesar de presentar aún un núcleo con organización 2M. En las partículas de menor espesor se observa, pues, que este núcleo de

mica 2M pierde su carácter cristalino transformándose en esmectita conforme nos acercamos a los bordes de la partícula, muy probablemente a través de fases illita-esmectita.

#### ***Comentario de la arcilla del horizonte Bt4.***

En la arcilla podemos seguir el proceso de disgregación que, probablemente, origine la alteración de la mica y su transformación en esmectita. Los núcleos de las partículas de arcilla presentan composiciones muy parecidas a las del limo (aunque con cargas laminares ligeramente menores) y se transforman en esmectitas (también presentes en el limo), de tipo beidellítico, conformen nos acercamos a la zona exterior de la partícula. Es difícil establecer cuál de las fracciones alcanza un mayor grado de desorganización y transformación.

Sin embargo, los interestratificados clorita-vermiculita sí presentan un mayor grado de evolución en la arcilla que en el limo, evidenciada principalmente en una composición más rica en láminas de vermiculita (mayor % de SiO<sub>2</sub> y menor % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO).

#### **XIII.2.2.6. Resumen del Perfil 3.**

En general, el perfil 3 presenta rasgos parecidos al perfil 1 y 2, describiéndose fases micáceas, interestratificados clorita-vermiculita en distintos grados de evolución y caolinitas.

Sin embargo, hay que destacar la menor presencia de fases mixtas 10/14 Å, ya que ha sido más difícil encontrar y caracterizar dominios de clorita-vermiculita. Además, desde el punto de vista compositivo, estos presentan un menor grado de evolución que los perfiles más viejos, especialmente en el limo, donde mantienen una cristalinidad relativamente alta, con coherencia tridimensional y composiciones intermedias entre la clorita di-trioctaédrica y la corrensita.

Las micas presentan un grado menor de desorden, con patrones SAED más regulares y mayor coherencia tridimensional del retículo cristalino (por ejemplo, siempre mantienen las reflexiones  $(02l)$  bastante nítidas) que en los perfiles más antiguos. Tal cristalinidad se mantiene incluso en las reflexiones de las partículas de arcilla de menor espesor (incluso con politipo 1M), por lo que, en general, podríamos hablar de un menor alcance (muy incipiente, incluso en la arcilla) del proceso de transformación de la mica.

### **XIII.2.2.7. Perfil de la Terraza 4.**

Las fórmulas estructurales de las fases micáceas y las caolinitas del horizonte Bwk1 del perfil 4 aparecen en la **tabla XIII.29**, mientras que los porcentajes de óxidos resultantes del microanálisis (AEM) de las partículas cuyas fórmulas estructurales no han sido ajustadas (fases cloríticas e interestratificados 2:1-2:2) se muestran en la **tabla XIII.30**.

A continuación pasaremos a comentar en detalle las fracciones limo y arcilla del horizonte estudiados en este perfil. Las microfotografías se muestran en las correspondientes figuras al final de la discusión del horizonte.

### **Limo Horizonte Bwk1**

#### ***Microscopía electrónica de transmisión***

La muestra presenta micas de relativamente alta cristalinidad, como se demuestra en la **Fig.XIII.79**. El patrón de difracción de electrones revela un espaciado basal  $(00l)$  muy regular a  $10 \text{ \AA}$  (aunque presenta algunos puntos de difracción dinámica a  $20 \text{ \AA}$ ) y niveles laterales  $(0kl)$  con  $k \neq 3N$ , como por ejemplo  $02l$ , a  $20 \text{ \AA}$ , lo que demuestra que es una mica de politipo 2M con un alto grado de orden. La imagen de alta resolución de la misma figura muestra paquetes densos, con los típicos rasgos de dominios de mica: moteados, espaciados bastante regulares, láminas rectas y rígidas...

La **Fig.XIII.80.** nos muestra otra mica 2M, pero ya en proceso de degradación, lo que se infiere, principalmente, del aspecto del patrón de difracción de electrones. En este se percibe un nivel ( $00l$ ) con espaciado entre planos basales, relativamente difuso, a 10 Å, y niveles laterales de mica 2M (20 Å) muy ténues, prácticamente indistinguibles. Además, si comparamos la imagen reticular con la de la zona anterior, se puede observar que existe una menor densidad y una peor definición de las láminas. El paquete, aunque aún presenta láminas con morfologías rectas y espaciados relativamente regulares, presenta rasgos con torsión de láminas que ya nos indican un cierto proceso de degradación de la estructura tridimensional (incluso en el espaciado basal), por lo que es posible que estos dominios representen illitas-esmectitas en el inicio del proceso de transformación de la mica en esmectita.

En esta fracción encontramos lo que aparenta ser una mica 1M, que se muestra en la **Fig.XIII.81.** El patrón de difracción presenta niveles laterales ( $02l$ ) a 10 Å, además de los espaciados basales, lo que demuestra que es un politipo 1M. El nivel lateral presenta espaciados relativamente regulares, con *spots* definidos, lo que nos indicaría que el dominio es relativamente cristalino, al menos, comparado con otros casos similares (comparar con el patrón de difracción de la **Fig.XIII.60.**). La confirmación la da la imagen de alta resolución, pues en ella se observan unos paquetes, de espesor máximo de 100 o 200 nm, rodeados de una matriz poco cristalina de esmectitas. Estos dominios presentan un aspecto bastante cristalino, típico de las mica: láminas rectas, espaciados regulares... La difusividad y/o posible pérdida de cristalinidad que observamos en el patrón de difracción puede deberse a las zonas poco cristalinas de esmectitas con las que limitan, sabiendo que el SAED expresa la difracción promedio de un área (200 x 1000 nm) que es mayor que el tamaño medio de los dominios analizados, pero hay que resaltar que en ningún momento presenta la morfología propia de los tactoides de esmectita.

Por último, también encontramos fases de interestratificados 10/7 Å, probablemente de esmectita-caolinita. Estas fases se muestran en la **Fig.XIII.82.** El patrón de difracción de electrones presenta espaciados basales irracionales sin coherencia tridimensional, deducido de la carencia de niveles laterales. A pesar de la irracionalidad, pueden medirse distancias basales aproximadas a 7 Å, y puntos que muestran espaciados de entre 17 y 19 Å. La imagen de alta resolución expone unos paquetes que muestran rasgos típicos de fases

con caolinita: baja cristalinidad, pobre definición de láminas, huellas de impacto del haz de electrones de formas circulares y lenticulares... En ciertas zonas, las láminas se definen de manera más clara. En esas zonas medimos unos espaciados basales de aproximadamente 17 Å.

### ***Microscopía analítica.***

Las micas (**Tabla XIII.29.**) que han manifestado la mayor cristalinidad y el mayor ordenamiento tridimensional en HRTEM y SAED (por ejemplo, las que se muestran en la **Fig.XIII.79**, correspondientes al microanálisis Itg24-1) se clasifican como moscovitas (diagramas de Rieder **Fig.XIII.83.**; Zelazny y White **Fig.XIII.84.** y Wiewiora, **Fig.XIII.85.**) próximas a la moscovita ideal ( $x = -0.94$ ,  $R^{XII} = 0.96$ ), mientras que aquellas que han sufrido algún grado de desorden (microanálisis Itg24-4 y Itg24-5 descritas en la **Fig.XIII.79.**) lo hacen como illitas o vermiculitas (diagramas de Rieder **Fig.XIII.83.**; Zelazny y White **Fig.XIII.84.**), aunque cercanas a la moscovita ( $x = -0.83$ ,  $R^{XII} = 0.80$ ).

El patrón de difracción de politipo 1M (**Fig.XIII.81.**) presenta un microanálisis de esmectita (Itg24-8, diagramas de Rieder **Fig.XIII.83.** y Zelazny y White **Fig.XIII.84.**). Sin embargo, debido a la elevada carga laminar (-0.57) y contenido de cationes interlaminares (0.56) que presenta, parámetros muy próximos a los de la mica, podemos hablar con todo rigor de una mica de politipo 1M.

Por último, los interestratificados esmectita-caolinita de esta fracción (microanálisis Itg24-2 y Itg24-3) tienen los % en óxidos mostrados en la **Tabla XIII.30.** El aspecto estructural de estos dominios es más cristalino que los del perfil 1 y 2 (compárese el dominio exhibido en **Fig.XIII.82.a.** con los mostrados en **Fig.XIII.35a**, **Fig.XIII.44a** o **Fig.XIII.68a**) y presentan, desde el punto de vista compositivo, mayor % de SiO<sub>2</sub> y menor % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (probablemente, interestratificados con mayor predominio del componente 2:1).



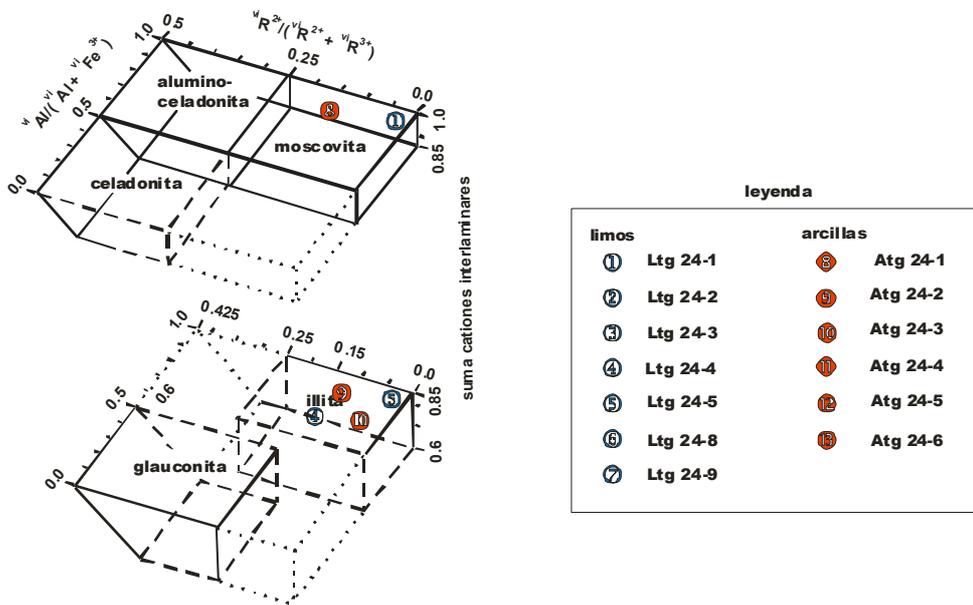


Figura XIII.82.. Diagrama de Rieder et al. (1998) de las partículas del Horizonte Bwk1 del Perfil 4.

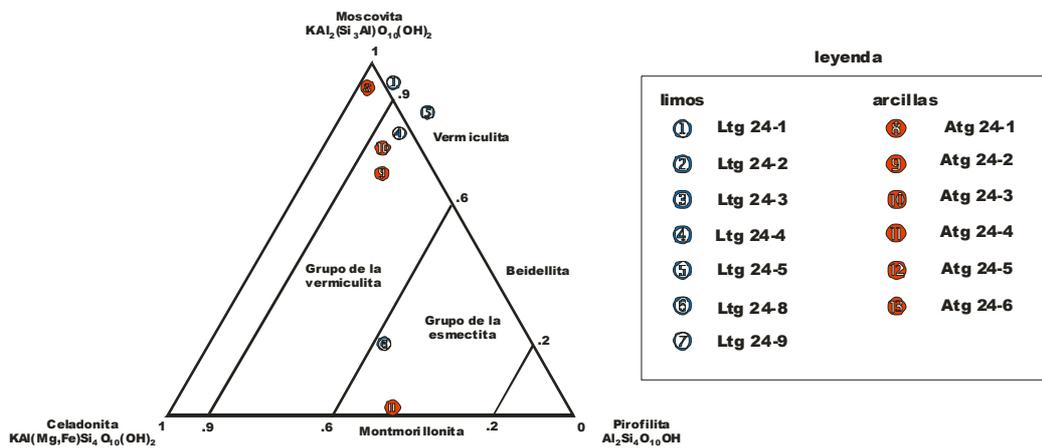


Figura XIII.83.. Diagrama de Zelazny y White (1989) de las partículas del Horizonte Bwk1 del Perfil 4.

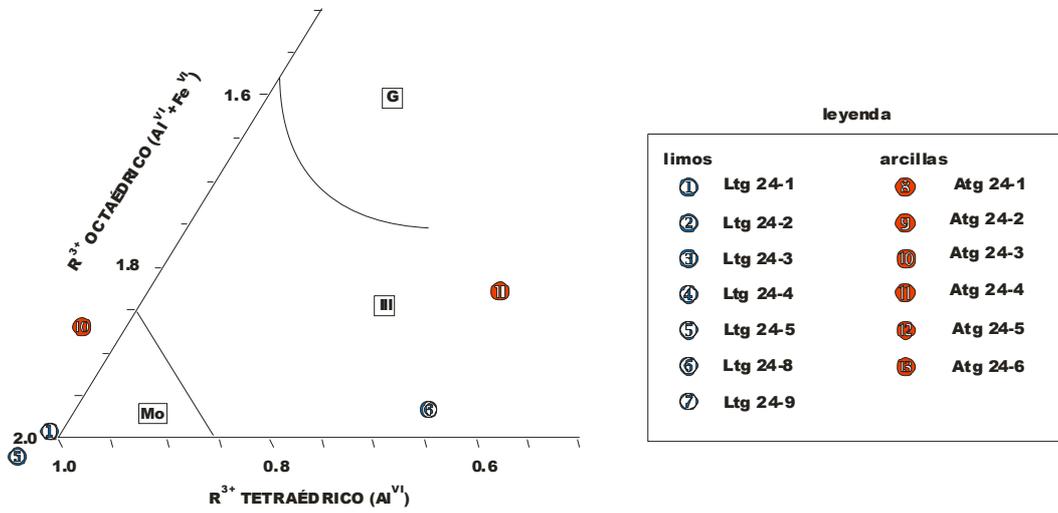


Figura XIII.84. Diagrama de Weabery Pollard (1973) de las partículas del Horizonte Bwk1 del Perfil 4.

**Tabla XIII.30.** Contenido de óxidos (%) de partículas no micáceas en limos y arcillas del horizonte Bwk1 del perfil 4 determinados con EDX.

	limo		arcilla
	ltg24-2	ltg24-3	atg24-6
SiO <sub>2</sub>	64,05	59,31	45,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,40	33,61	21,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,81	3,00	19,29
MgO	1,04	1,20	11,51
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00
CaO	0,25	1,21	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	1,93
K <sub>2</sub> O	1,46	1,67	0,60

***Comentario del limo del horizonte Bwk1.***

El limo de este horizonte tiene un grado de cristalinidad significativamente mayor que los limos de los horizontes y perfiles previos. Estructuralmente, los dominios presentan un aspecto cristalino, con buena definición de las láminas de filosilicato, de las periodicidades basales y, en mayor o menor grado, el ordenamiento politípico. Compositivamente los dominios corresponden a moscovitas e illitas con carga laminar próxima a la moscovita. No se presentan paquetes típicos de esmectitas o interestratificados ricos en láminas de esmectita. Todas estas características indican un escaso grado de alteración de las micas. Además, los interestratificados caolinita-esmectita tienen, como en el caso de las micas, un aspecto más cristalino que los descritos en otros horizontes y perfiles, y presentan una composición probablemente más rica en láminas de filosilicato 2:1.

Por último, no se describen interestratificados clorita-vermiculita, fases presentes en todos los limos anteriormente estudiados. Todos los rasgos comentados exponen claramente un nivel menor de evolución cristalquímica de los filosilicatos.

**Arcilla Horizonte Bwk1*****Microscopía electrónica de transmisión***

En la fracción arcilla encontramos un conjunto de fases parecido al limo de este mismo horizonte. Aparecen micas 2M de elevado grado de cristalinidad, como en la **Fig.XIII.86**. Hay que resaltar el aspecto de la imagen de alta resolución. Observamos dos partículas individuales de arcilla. La mayor, de forma irregular, presenta unas dimensiones de 230 x 80 nm, mientras que la menor (en la parte superior de la imagen) mide 130 x 25 nm. Ambas partículas presentan una morfología típica de micas, especialmente por ser de elevada densidad en comparación con el resto de fases minerales de la imagen. En ambas, además, las láminas presentan una morfología más o menos recta, siendo los espaciados relativamente regulares. Sin embargo, tal y como se explica en la figura, la de mayor tamaño es más regular y de aspecto más cristalino, presentando espaciados basales nítidos a 20 Å, mientras que la más pequeña es menos cristalina, con espaciados más difíciles de apreciar y a 10 Å. Por otra parte, ambas partículas se presentan rodeadas de zonas de baja cristalinidad, con láminas, en el caso de que se aprecien, espaciados muy variables y curvadas que presentan el típico aspecto de esmectitas (aunque es posible que se deba parcialmente al adelgazamiento iónico).

Las fases de tipo esmectítico dominan en otras zonas. La **Fig.XIII.87**. muestra una de éstas. El aspecto es principalmente poco denso y cristalino, parecido a un tactoide. Donde los paquetes son más regulares, pueden medirse espaciados de aproximadamente 10 Å. El patrón de difracción de electrones muestra los mismos espaciados basales a 10 Å, sin mostrar ningún indicio de ordenación politípica (no tiene reflexiones  $(0kl)$ ). Por la regularidad del espaciado basal es más probable que se trate de interestratificados illita-esmectita que de verdaderas esmectitas, ya que estas suelen exhibir reflexiones  $(00l)$  menos nítidas y periódicas (las láminas de esmectita de los tactoides suelen sufrir extensas curvaturas y anastomosamientos que destruyen la periodicidad basal).

Es probable que aparezcan interestratificados esmectita-caolinita, si bien mucho menos abundantes y claros que en la fracción limo. La **Fig.XIII.88**. muestra partículas de arcilla de entre 0.5 y 1 µm de espesor en las que dominan los paquetes, bastante densos y cristalinos, de mica 2M. Tal y como se aprecia fácilmente en la imagen de alta resolución,

las partículas micáceas están desorientadas entre sí, lo que provoca un desdoblamiento del nivel (00 $l$ ) en el patrón SAED. Lo que interesa resaltar en esta imagen es la presencia, entre los dominios micáceos, de zonas menos densas y cristalinas que parecen corresponder a esmectitas. Si observamos cuidadosamente el patrón de difracción, vemos que se miden espaciados basales aproximadamente a 17 Å, espaciados también presentes, si bien de forma aislada, en algunas láminas de filosilicatos de la zona esmectítica. La zona esmectítica presenta además una muy baja densidad, y posibles zonas destruidas por el haz de electrones, que son rasgos que suelen relacionarse con presencia de caolinitas. Por estos datos, parece probable la presencia, si bien escasa, de caolinita-esmectita.

Por último, se detectan unos mínimos indicios de interestratificados 10/14 Å, significativamente menos abundantes que en las anteriores terrazas. Esto demuestra que, conforme nos remontamos en el tiempo, va perdiéndose el influjo de rocas pelíticas con correnitas (procedentes de la Meseta). Además, el medio, al ser menos viejo y evolucionado, condiciona que existan menos fases de transformación.

### *Microscopía analítica.*

En el aspecto compositivo (**Tabla XIII.29**), las micas de la arcilla son bastante parecidas a las del limo. Así, las que exhiben mayor cristalinidad (partícula grande en **Fig.XIII.86a**) se clasifican como moscovitas (microanálisis atg24-1) según los criterios de Rieder et al. (1998) (**Fig.XIII.83.**); Zelazny y White (1987) (**Fig.XIII.84.**) y Wiewiora (1987) (**Fig.XIII.85.**), mientras que aquellas que han sufrido algún grado de desorden (microanálisis atg24-2 y atg24-3, que corresponden a la partícula pequeña en **Fig.XIII.86b**) lo hacen como illitas o vermiculitas (diagramas de Rieder **Fig.XIII.83**; Zelazny **Fig.XIII.84.**), muy próximas a la moscovita ( $x = -0.72$ ,  $R^{XII} = 0.72$  en atg24-2, y  $x = -0.85$ ,  $R^{XII} = 0.86$  en atg24-3).

Sin embargo, con respecto a la fracción limo, debemos destacar la presencia más notoria de interestratificados illita-esmectita (zonas mostradas en la **Fig.XIII.87.** cuyo microanálisis es atg24-4), con una relativamente baja carga laminar ( $x = -0.40$ ), lo que nos indicaría la predominancia de las láminas de esmectita en el interestratificado. Sin

embargo, como se ha comentado arriba, existen suficientes indicios de zonas que deben ser consideradas, estructuralmente, como tactoides de esmectita.

Los interestratificados 10/14 Å presentes en este horizonte se acumulan en la arcilla (microanálisis atg24-6) y se alejan relativamente de la composición de clorita-vermiculita (presentan un porcentaje mayor de SiO<sub>2</sub> y menor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que la corrensita de Cruz et al. 2002, aunque las composiciones no difieren mucho).

#### ***Comentario de la arcilla del horizonte Bwk1.***

La mayor parte de los comentarios que hicimos para el limo sirven para la arcilla, si acaso, esta parece exhibir una mayor presencia de zonas ricas en esmectitas, aunque la cristalinidad de las micas es muy semejante (en cuanto a rasgos cristalográficos, cargas laminares y clasificación mineralógica). En la fracción arcilla aparecen, sin embargo, algunos indicios de interestratificados clorita-vermiculita que no se describían en el limo.

#### **XIII.2.2.8. Resumen del Perfil 4.**

Desde el punto de vista cristalquímico, este perfil se diferencia nítidamente de los anteriores (preholocénicos). Las micas presentan una composición química propia de moscovitas, o cercanas a ellas, y manifiestan un grado de desorden tridimensional poco avanzado. Aunque las imágenes de alta resolución muestren zonas con aspecto de tactoide, estas son menos importantes cuantitativamente que en los perfiles anteriores, lo que se demuestra en patrones de difracción de electrones que suelen mantener la periodicidad basal, frente a los apilamientos turboestráticos de las verdaderas zonas de tactoides que manifiestan un orden a pequeña escala (niveles (00l) con pocos *spots*, difusos y con intercrecimientos muy patentes). En base, pues, a la composición (cargas laminares relativamente elevadas) y a la estructura (reflexiones basales nítidas), es muy probable que las illitas de este perfil deban asociarse a interestratificados illita-esmectita con elevado % de illita y, por tanto, muy poco avanzados en el proceso de transformación hacia esmectita.

Otra diferencia importante de este perfil con respecto a los anteriores es la escasa presencia de interestratificados clorita-vermiculita, aunque este rasgo puede corresponder más a una variación en la litología del material original que a un aspecto puramente evolutivo. Sin embargo, los interestratificados caolinita-esmectita sí es probable que presenten una menor evolución que los de los perfiles preholocénicos.

### **XIII.2.2.8. Perfil de la Terraza 5.**

De este perfil se ha analizado únicamente la fracción limo (en la fracción arcilla no se han localizado filosilicatos que, como cloritas, interestratificados, fases micáceas o caolinitas, nos permitan realizar una discusión con los datos de otros horizontes y perfiles). Las fórmulas estructurales de las fases micáceas y las caolinitas del horizonte Ap del perfil 5 aparecen en la **tabla XIII.31.**

A continuación pasaremos a comentar en detalle la fracción limo del horizonte estudiado en este perfil.

### **Limo Horizonte Ap**

#### ***Microscopía electrónica de transmisión***

Se observa claramente, una nanofábrica (es decir, una disposición de los dominios cristalográficos de filosilicatos y de las partículas que constituyen) dominada por tactoides y cuasicristales. En este sentido, podemos comparar la imagen textural de la **Fig.XIII.89.** con otra donde se muestra una nanofábrica micácea (**Fig.XIII.60.**, de la terraza 2). Como puede comprobarse, la nanofábrica micácea está compuesta de partículas de muy pequeño tamaño (de entre 0,2 y 0,6  $\mu\text{m}$  de largo y espesores medios de 0,1  $\mu\text{m}$ ), bastante densas a los electrones, de aspecto rígido y formas rectangulares rectilíneas. En cambio, las partículas de morfología esmectítica de la presente muestra son menos densas a los electrones, de mayor tamaño, forma filiforme o irregular y, especialmente, muy curvadas.

En la **Fig.XIII.90.** vemos un detalle de la nanofábrica esmectítica. Apenas si se observan, en la imagen de alta resolución, unos dominios con aspecto micáceo, con láminas rectas y espaciados regulares a 10 Å. Estos paquetes presentan un tamaño de solo unas decenas de Å de espesor y están relacionados vertical y lateralmente con amplias zonas de tactoide de baja cristalinidad donde se pierde completamente la regularidad del espaciado basal. Si estudiamos el patrón de difracción de electrones, podemos ver algún indicio de orden (por ejemplo en  $(00l)$ , con espaciado a 10 Å), pero con un amplio predominio del desorden tridimensional, de intercrecimiento (*spots* del nivel basal desdoblados), e incluso una serie de reflexiones aleatorias que nos indican que la muestra no se ha orientado bien. Esto último es típico de las muestras esmectíticas que, debido al minúsculo tamaño de los cristales y a la desorientación mutua entre ellos, es muy complicado conseguir una orientación coherente. Por otra parte, no existen indicios de organización politépica, por lo que es difícil establecer el origen de estas fases (transformación a partir de micas 2M, por ejemplo).

En algunas otras zonas, la mica es más abundante. En el patrón de difracción de la **Fig.XIII.91.** se comprueba un mayor grado de orden que en el caso anterior. Se detecta un intercrecimiento muy evidente y, en una de las fases intercrecidas, indicios de un nivel lateral  $(02l)$  con espaciado a 20 Å. Además, los puntos son bastante menos difusos, lo que indica distancias más regulares entre los planos cristalográficos. La imagen de alta resolución nos confirma esta interpretación. Aparecen paquetes que contactan en ángulos agudos, de mayor espesor (entre 0,05 y 0,1  $\mu\text{m}$ ), muy densos y con láminas a 20 Å además de otros paquetes con aspecto más esmectítico. Estructuralmente, probablemente estas áreas representen interestratificados illita-esmectita con origen a partir de las micas 2M.

Por último, aunque son bastante menos abundantes, encontramos también micas 2M de mayor cristalinidad, como la expuesta en la **Fig.XIII.92.** Sin embargo, a pesar de que mantiene las reflexiones relativamente nítidas, estos dominios tienen un tamaño pequeño, como se observa en la imagen de alta resolución, por un lado, y en los claros intercrecimientos del nivel basal  $(00l)$  del patrón SAED por otro.



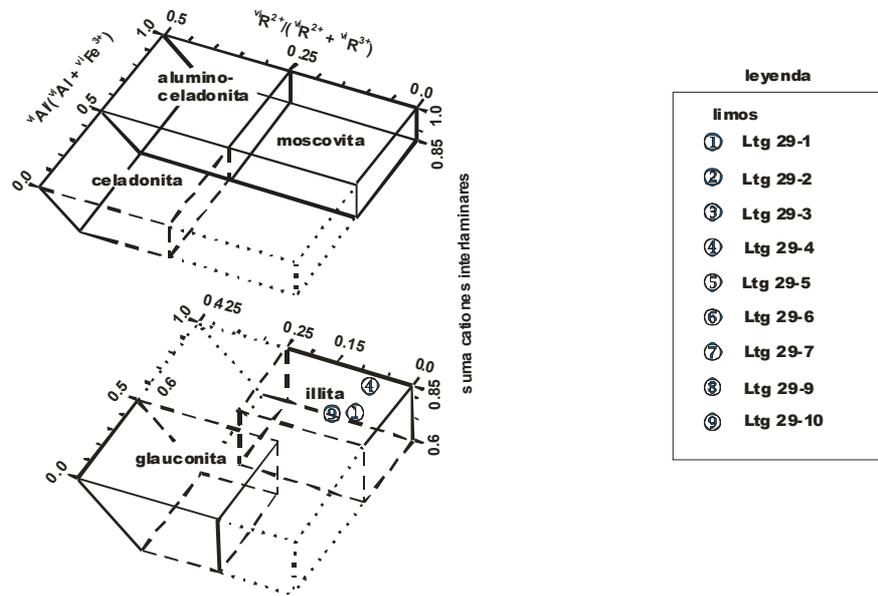


Figura XIII.92. Diagrama de Rieder et al. (1998) de las partículas del Horizonte Ap del Perfil 5.

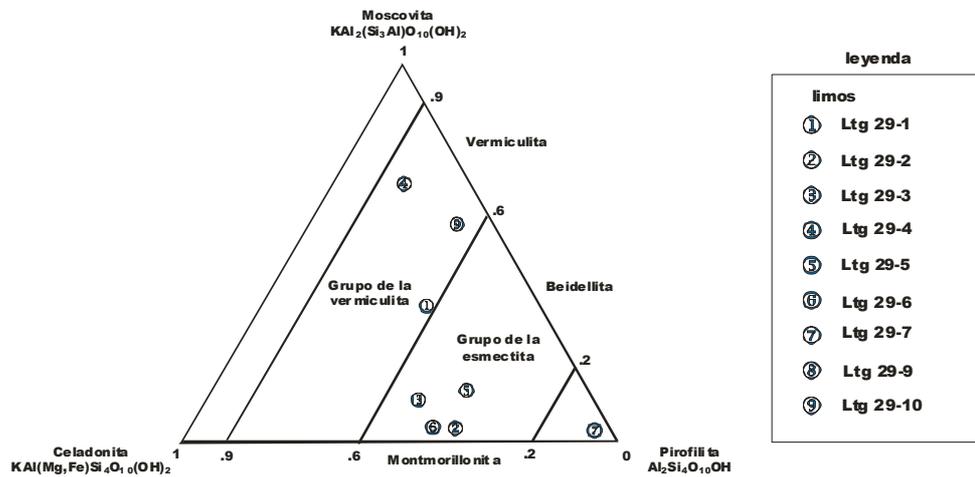


Figura XIII.93. Diagrama de Zelazny y White (1989) de las partículas del Horizonte Ap del Perfil 5.

**Microscopía analítica.**

Las fórmulas estructurales expuestas en la **tabla XIII.31.** confirman la amplia predominancia de los dominios esmectíticos que se manifestaban en HRTEM/SAED. Los dominios de tactoides de las **Fig.XIII.89.** y **Fig.XIII.90.** corresponden a los microanálisis ltg29-2, ltg29-3 y ltg29-6. Las esmectitas de este horizonte se clasifican como montmorillonitas (diagrama de Zelazny y White, **Fig.XIII.91**), debido al elevado contenido de Mg y Fe<sup>3+</sup> (Fm medio de 0.61), y a la relativamente baja carga tetraédrica que presentan ( $x^{IV}$  de -0.36, -0.33 y -0.56 para ltg29-2, ltg29-3 y ltg29-6, respectivamente).

Cuando la muestra es algo más cristalina, y está relacionada con micas 2M, como en la **Fig.XIII.91.** (microanálisis ltg29-5), las esmectitas son de carácter más beidellítico, con mayor  $x^{IV}$  (-0.71), Al<sup>IV</sup> (1.77 frente a una media de 1.44 para ltg29-2 y ltg29-3) y menor contenido de Mg y Fe<sup>3+</sup> (Fm de 0.41). Estas fases presentan mucha relación con otras clasificadas como illitas o vermiculitas (microanálisis ltg29-1 y ltg29-10, diagramas de Rieder, **Fig.XIII.93.** y Zelazny, **Fig.XIII.94.**), pero muy próximas al límite con las esmectitas. Es muy probable que ambas supongan estadios intermedios de transformación de la mica en esmectita.

Por último, encontramos (microanálisis ltg29-4) illitas 2M de alta carga laminar (-0.86) que, estructuralmente, evidencian reflexiones regulares y poco difusas, aunque muy tenues debido al escaso tamaño de los dominios (**Fig.XIII.92.**), y se clasifican propiamente como illitas (diagramas de Rieder, **Fig.XIII.93.**) o vermiculitas (Zelazny y White, **Fig.XIII.94.**).



### **XIII.2.2.9. Resumen del Perfil de la Terraza 5.**

Este horizonte presenta unas características mineralógicas relativamente diferenciadas, en cuanto al aspecto microscópico y a la composición microanalítica, con respecto a los de las terrazas más viejas. Es importante resaltar que se trata del horizonte superficial de la vega actual de inundación del río y, por tanto, los materiales examinados son los más parecidos al material aluvial actual que tenemos en toda la cronosecuencia.

En todo el horizonte existe un predominio de las esmectitas o de las micas de baja carga, cercanas a las esmectitas, no detectándose moscovitas. Entre las esmectitas, encontramos dos poblaciones relativamente diferenciadas: de carácter beidellítico y montmorillonítico. Las primeras presentan características estructurales (como vestigios de reflexiones (021) a 20 Å) que las relacionan con las illitas 2M del mismo horizonte, muy probablemente a través de un proceso de transformación que implica fases illita-esmectita. Además, se agrupan en dominios de aspecto relativamente denso y cristalino, relacionados con el aspecto de los paquetes de micas. Las segundas, sin embargo, no presentan aparentemente relación estructural o compositiva con las illitas 2M, agrupándose en tactoides extensos y diferenciados. De estas es difícil establecer su origen (pudiendo ser heredadas del sedimento del río).

También se describen algunas fases de micas 2M cercanas a la moscovita. Sin embargo, se agrupan en dominios discretos de pequeño tamaño y son difíciles de encontrar y caracterizar.

La organización tan poco cristalina de este material, comparado incluso con horizontes más viejos y alterados (por ejemplo, con el Bwk del perfil 4) impiden, al menos parcialmente, relacionar el factor tiempo con la presencia de esmectitas desordenadas. Aunque algunas de estas provengan del material original y puedan no estar relacionadas con las micas 2M, otras sí están relacionadas y han alcanzado un grado de transformación bastante considerable.

### XIII.3. Evolución mineralógica y cristalquímica en la cronosecuencia.

#### XIII.3.1 Estudio mediante DRX (técnicas del polvo desorientado y mediante agregados orientados).

El estudio mediante DRX de polvo desorientado de la fracción **tierra fina** (2000-50  $\mu\text{m}$ ) (**tabla XIII.33.**) indica la dominancia de los minerales laminares (que incluyen micas, paragonitas, esmectitas, caolinitas e interestratificados de diversa naturaleza) en la mayoría de horizontes y en todos los perfiles. A lo largo de la cronosecuencia, el contenido medio por perfil de laminares en tierra fina desciende monotonamente desde el T1 (57%) hasta el sedimento actual del río (26%). La diferencia entre los suelos más viejos (T1 y T2) en cuanto al contenido de laminares es poco importante, superando en ambos el 50% (57 y 54% respectivamente). Este rasgo compositivo, pues, determina una proximidad entre los perfiles más viejos de la cronosecuencia, netamente diferenciados de los demás (incluso del otro perfil preholocénico, T3), aspecto que coincide con la clasificación numérica expuesta en el apartado X.2.6.2 (dendrograma de la **Fig.X.27.**).

**Tabla XIII.33.** Valores medios (%) de minerales (DRX, polvo desorientado) en la fracción tierra fina (2-2000  $\mu\text{m}$ ) en los perfiles de la cronosecuencia.

	LAMI.	CUARZO	GOET.	HEM.A.	CLORITA	Fd.K	Fd.Na	DOL.	CALCITA
mediaP1	57	27	6	1	2	5	traza	1	2
mediaP2	54	21	6	traza	1	2	traza	1	14
mediaP3	43	28	4	1	1	19	2	traza	1
mediaP4	34	21	3	1	2	9	1	16	13
mediaP5	28	19	3	1	2	5	0	20	21
Sedimento	26	28	2	1	1	19	1	5	17

**Abreviaturas:** Lami.= Laminares; Goet.= Goethita; Hema.= Hematites; Fd.K= Feldespato potásico; Fd.Na= Feldespato Sódico; Dol.= Dolimita.

**Tabla XIII.34.** Valores medios (%) de minerales (DRX, polvo desorientado) en la fracción limo (2- 50  $\mu\text{m}$ ) en los perfiles de la cronosecuencia.

	LAM.	CUARZO	GOET.	HEMA.	CLORITA	Fd.K	Fd.Na	CALCITA	DOL.
mediaP1	50	35	3	traza	6	4	traza	2	traza
mediaP2	33	38	2	traza	2	4	traza	22	traza
mediaP3	23	53	1	traza	traza	8	3	traza	traza
mediaP4	24	22	1	traza	4	3	traza	19	26
mediaP5	26	25	1	1	1	3	1	23	19
Sedimento	8	18	2	traza	2	3	traza	57	11

**Abreviaturas:** Lami.= Laminares; Goet.= Goethita; Hema.= Hematites; Fd.K= Feldespato potásico; Fd.Na= Feldespato Sódico; Dol.= Dolimita.

En la fracción **limo** (50-2000  $\mu\text{m}$ , **tabla XIII.34**) se da también un descenso gradual del contenido de laminares con la edad del suelo, dentro de los perfiles preholocénicos. Sin embargo, el decrecimiento no afecta a toda la cronosecuencia, pues el contenido de laminares aumenta ligerísimamente entre el perfil 3 y el suelo más joven (un 3%). A pesar de esto sí podemos hablar, en término medio, de que los suelos preholocénicos son mucho más ricos en laminares que los preholocénicos y que el material original. En el limo, las diferencias relativas en contenido de laminares entre los suelos de las terrazas 1 y 2 son muy significativas comparado con lo que ocurre en tierra fina (T1 50% frente T2 33%), lo que puede deberse al enriquecimiento relativo en calcita en el T2 (la calcita se acumula en la fracción limo, como demuestra que el mayor % medio de calcita se da en esta fracción).

Las diferencias en cuanto a laminares en la **fracción arcilla** (> 2µm, **tabla XIII.35**) no son tan claras, aunque sigue siendo ligeramente mayor el contenido en suelos preholocénicos.

**Tabla XIII.35.** Valores medios (%) de minerales (DRX, polvo desorientado) en la fracción arcilla (< 2 µm) en los perfiles de la cronosecuencia.

	LAM.	CUARZO	GOET.	HEM.	CLORITA	Fd.K	Fd.Na	CALCITA	DOL.
medias P1	80	7	6	1	4	2	traza	1	traza
medias P2	83	5	4	1	2	2	traza	4	traza
medias P3	86	5	4	1	1	2	traza	1	traza
medias P4	79	4	4	1	7	1	traza	5	traza
medias P5	79	3	3	traza	7	2	traza	5	traza

**Abreviaturas:** Lami.= Laminares; Goet.= Goethita; Hema.= Hematites; Fd.K= Feldespato potásico; Fd.Na= Feldespato Sódico; Dol.= Dolimita.

Todo lo anterior demuestra que los laminares son las fases dominantes en el todas las fracciones granulométricas estudiadas (tierra fina, limo y arcilla), pudiendo afirmarse que los suelos preholocénicos (perfiles 1, 2 y 3) presentan más laminares que los suelos holocénicos (perfiles 4 y 5) debido a un mayor grado de alteración (arcillización) y de evolución de la fracción mineral.

El componente laminar más abundante en todos los horizontes, perfiles y fracciones analizadas mediante DRX en agregado orientado (limo, arcilla y fracciones finas, que es el promedio de limo+arcilla) es la **mica** (**tablas XIII.36, 37 y 38**). Este último filosilicato, por tanto, es el que predomina en la cronosecuencia, siendo su proporción siempre mayor del 50% del total de laminares, tanto en la fracción limo como en la arcilla, oscilando entre

un contenido medio mínimo del 56% (Pizarra de Sierra Morena) y máximo del 81% (limo del sedimento actual del río). Este elevado contenido en mica condiciona la familia mineralógica de los perfiles preholocénicos (illítica o micácea) y los procesos de evolución cristalquímica que puedan darse en la misma.

**Tabla XIII.36.** Valores medios (%) de filosilicatos en la fracción limo 20- 2  $\mu\text{m}$ , (%) en los perfiles de la cronosecuencia.

	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
P1	4	11	78	1	3	4
P2	6	10	76	1	3	4
P3	5	8	78	2	2	5
P4	3	5	75	1	9	6
P5	9	8	69	2	6	6
Sedimento	4	7	81	2	2	4

**Tabla XIII.37.** Valores medios de filosilicatos en la fracción arcilla < 2  $\mu\text{m}$ , (%) en los perfiles de la cronosecuencia.

	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
P1	25	5	62	1	3	4
P2	20	6	66	1	2	5
P3	8	4	80	1	1	6
P4	6	7	80	1	2	4
P5	30	5	58	1	1	5
Sedimento	20	7	61	3	6	4
Pizarra S.M.	24	7	56	trazas	8	5

**Tabla XIII.38.** Valores medios de filosilicatos en la fracción fina (limo + arcilla) (%) en los perfiles de la cronosecuencia.

	F.Expansibles	Int. 10-14 <sup>1</sup>	Mica	Paragonita	Clorita	Caolinita
P1	14	8	70	1	3	4
P2	13	8	71	1	2	4
P3	6	6	79	2	2	5
P4	5	6	77	1	5	5
P5	19	6	63	1	4	6
Sedimento	12	7	71	3	4	5
Pizarra S.M.	24	7	56	trazas	8	5

El contenido medio de mica por perfil es mayor (en torno al 10%) en la fracción limo que en la arcilla (salvo en los perfiles T3 y T4 en que es ligeramente mayor en la fracción arcilla). Lo que demuestra que, en general, la mica es un mineral procedente de la herencia del material original, que tiende a transformarse y a evolucionar hacia otras fases en la arcilla.

A lo largo de la cronosecuencia, los contenidos medios de mica por perfil de los suelos más antiguos (T1 y T2) son menores que en T3 y T4, especialmente en la fracción arcilla. Esto indica que la mica se comporta preferentemente como mineral heredado que con el transcurso del tiempo, sobretodo en suelos muy viejos (y preferentemente en la arcilla), tiende a transformarse en otro tipo de fases minerales (o desapareciendo por disolución congruente).

Sin embargo, el material más joven de la cronosecuencia, como el perfil 5, el sedimento actual y la pizarra fresca de Sierra Morena, no siguen esta tendencia, presentando contenidos medios de mica más bajos, próximos a los del T1 y T2 o incluso significativamente menores (en el caso del material de Sierra Morena). Este comportamiento podría indicarnos un cambio en cuanto a la naturaleza del sedimento reciente aportado por el río, ocurrida en tiempos recientes (la edad máxima del perfil 5 se estima en 3000 años, aproximadamente). Este cambio puede consistir en aporte materiales más relacionados con las margas terciarias de la depresión del Guadalquivir (más pobres en mica y, probablemente, enriquecidos en fases esmectíticas).

Las medias de mica son ligeramente más abundantes en los horizontes A que para los horizontes B, mientras que en los horizontes B aumentan las fases expansibles (principalmente debido a la esmectita). La clorita es el doble de abundante en los horizontes C que en B y A, dentro de medias menores del 5%. Esto confirma que, en general, el material iluviado (pues solo estudiamos un horizonte B no iluvial) es menos micáceo y, probablemente, más evolucionado que el material de alteración, mientras que en los horizontes C son más abundantes los filosilicatos de carácter primario como la clorita.

Al contrario que la mica, los contenidos de **paragonita** apenas si son significativos, lo que concuerda con los datos mineralógicos que disponemos sobre el área fuente (Aparicio et al. 1997).

Estrechamente relacionados con las micas, aparecen en las fracciones finas (limo y arcilla) pequeñas cantidades de **interestratificados con espaciados entre 10 y 14 Å**, que oscilan entre el 4% (arcilla del T3) y el 11% (limo del T1). Estos interestratificados corresponden a illita-vermiculita y illita-esmectita (determinados a partir de diversos tratamientos: saturación con magnesio, etilenglicol -E.G-, glicerol etc; **tablas XIII.39, 40 y 41**). En general, estas fases son ligeramente más abundantes en el limo que en la arcilla, aunque las diferencias no son muy importantes (un 6% como máximo). Así mismo, los contenidos en T1 y T2 son ligeramente mayores que en T3, los suelos holocénicos y los materiales parentales. Consideradas individualmente, los contenidos de ambos interestratificados son parecidos en la fracción arcilla, mientras que en el limo las illitas-esmectitas son más abundantes en los perfiles más viejos (T1 y T2, aumentando notablemente en el sedimento del río), y la illita-vermiculita en T3 y los perfiles holocénicos.

Tabla XIII.39. Valores medios (%) de las Fases expansibles e Interestratificados de la fracción arcilla en los perfiles de la cronosecuencia.

	S/K	E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
P1	2	40	28	8	7	11	4
P2	2	40	39	3	6	7	3
P3	10	20	24	7	21	14	3
P4	traza	23	23	8	8	8	31
P5	traza	69	8	4	4	traza	15
Sedimento	2	40	28	8	7	11	4
Pizarra SM							

Tabla XIII.40. Valores medios (%) de las Fases expansibles e Interestratificados de la fracción limo en los perfiles de la cronosecuencia.

	S/K	E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/Cl
P1	4	22	9	9	43	14	traza
P2	14	7	7	21	30	20	traza
P3	9	15	5	19	17	28	8
P4	11	11	trazas	22	11	22	22
P5	11	11	11	11	11	11	33
Sedimento	trazas	18	trazas	18	36	trazas	27

**Tabla XIII.41.** Valores medios (%) de las Fases expansibles e Interestratificados en la fracción fina (limo+arcilla) en los perfiles de la cronosecuencia.

	S/K	E	C/E	C/V + V	I/S	I/V	M/CI
P1	3	31	19	8	25	12	2
P2	8	24	23	12	18	13	2
P3	10	18	14	13	19	21	6
P4	6	40	9	7	7	6	24
P5	trazas	37	7	11	24	trazas	21
Sedimento	3	31	19	8	25	12	2

Los contenidos de **caolinita** en todas las fracciones (**tablas XIII.36, 37 y 38**) de la cronosecuencia son poco elevados (en torno al 5% tanto en el limo como en la arcilla) y no parecen seguir una tendencia clara. Este fenómeno lo recoge también en suelos de las terrazas Montealegre (1976).

La **clorita** se presenta en cantidades pequeñas en toda la cronosecuencia (menos del 10% en todas las fracciones, incluso en la arcilla), tanto en las determinaciones en polvo desorientado (**tablas XIII.33, 34 y 35**) como en agregado orientado (**tablas XIII.36, 37 y 38.**) (hay que destacar que los contenidos de clorita en ambos métodos son relativamente consistentes, tanto en contenidos absolutos como en la tendencia experimentada a lo largo de la cronosecuencia). De los valores medios por perfil, destaca el contenido en clorita en el limo del perfil 4 (9%), siendo en los suelos de la cronosecuencia aproximadamente la mitad de los que hemos estimado en las pizarra de Sierra Morena (8%). Los valores medios de clorita por perfil en el total de las fracciones finas (es decir, en el promedio del limo+arcilla) tienden a ser menores en los perfiles preholocénicos (T1, T2 y T3) que en los holocénicos y los materiales originales, lo que nos indicaría el carácter de mineral primario de la clorita, y el hecho de que esta sufra presumiblemente procesos de transformación en otras fases.

**Las fases expansibles de 14 a 18 Å** (abreviado, F.E<sub>14-18</sub>) son significativamente más abundantes en la fracción arcilla que en el limo (en las medias de todos los perfiles).

Además, hay que destacar que, tras las micas, son los filosilicatos más abundantes en todos los perfiles (salvo P4), especialmente en la fracción arcilla. La tendencia en la cronosecuencia es a disminuir desde el T1 al T4, aunque en el T5 y el sedimento actual se produce un aumento (que es notable en la arcilla, pues pasa de un 5% en T4 a un 19% en T5). Estas fases experimentan, por tanto, una evolución inversa a la mica que, en general, era más abundante en la fracción limo y en los materiales más jóvenes. Esto podría indicarnos que la mica tiende a transformarse en filosilicatos expansibles entre 14 y 18 Å conforme disminuye su tamaño granulométrico o aumenta el tiempo de edafogénesis del material. El hecho de que estas fases aumenten en el perfil 5 y en el material original, a la par que disminuye la mica, apoya la teoría de que, probablemente, haya cambiado la naturaleza del material original aportado por el río, haciéndose menos micáceo y más esmectítico (lo que correspondería a materiales de naturaleza más margosa, menos siliciclástica).

La composición de esta importante fase mineral se ha estudiado detalladamente mediante tratamientos diversos (muestras magnéticas, solvatadas con E.G, con glicerol y tratadas térmicamente a 500°C). Se ha comprobado (**tablas XIII.39., 40. y 41.**) que las fases expansibles entre 14 y 18 Å incluyen fases puras como la esmectita y la vermiculita, e interstratificados como clorita-vermiculita y clorita-esmectita.

La esmectita es la F.E<sub>14-18</sub> más abundante en la **fracción arcilla** de todos los perfiles, seguida de los interstratificados clorita-esmectita (excepto en la arcilla del perfil 3, donde la clorita-esmectita supera ligeramente, en un 4%, a la esmectita pura) y, en último lugar, de la clorita-vermiculita y la vermiculita (pues, como se comentó en el apartado 1 de este capítulo, no podemos separarlas con fiabilidad en base a la metodología empleada).

En el **limo**, sin embargo, la esmectita es menos abundante que la clorita-vermiculita y la vermiculita en la mayoría de perfiles (salvo en T1) y en el material original, siendo la **clorita-esmectita** la F.E<sub>14-18</sub> menos importante.

Si consideramos conjuntamente ambas fracciones (es decir, el promedio limo+arcilla) la esmectita es la fase más abundante en todos los perfiles, seguida de la clorita-esmectita. En general, la diferencia entre ambas fases suele ser mayor en los

perfiles holocénicos y en el material original que en los perfiles preholocénicos (especialmente acusada es esta diferencia en la fracción arcilla). Esto puede indicarnos, por una parte, diferencias en el material original (es decir, que se los perfiles holocénicos se hayan formado sobre materiales más enriquecidos en esmectitas que los suelos más antiguos, lo cual concordaría con un cambio en el área fuente del material aluvial hacia materiales margosos).

Por otra parte, puede indicarnos un grado mayor de transformación de la clorita hacia clorita-esmectita (con un empobrecimiento relativo en esmectita) en los perfiles más evolucionados, ya que, para algunos autores (Senkayi, 1981), la clorita-esmectita representa un estadio más evolucionado en la reacción de transformación de la clorita que la clorita-vermiculita, menos abundante (lo cual es lógico, pues supone una pérdida de carga de las láminas de filosilicato 2:1 que lo hace susceptible de hincharse con el glicerol). También apunta en esta dirección el hecho de que en el limo la clorita-vermiculita sea más abundante que la clorita-esmectita, pues, en principio, esta fracción es menos evolucionada que la arcilla (mucho menos reactiva por su mayor tamaño).

En resumen, podríamos concluir que el estudio de difracción de rayos-X de los filosilicatos, en todas sus modalidades, nos indica que, con la edad del suelo, aumentan los laminares y disminuye la clorita, mientras que la caolinita se mantiene en porcentajes bajos (en torno al 5%) y no marca ninguna tendencia clara de variación. De las fases que componen los laminares en polvo desorientado, la mica es, con mucha diferencia, la más abundante en todos los horizontes y perfiles (siempre con un porcentaje mayor del 50%). Sin embargo, no todas las fases laminares experimentan la mismas tendencias en la cronosecuencia. Con la edad del suelo disminuye el % de mica y aumentan tanto los interstratificados medidos en el sector de 10 a 14 Å, como las fases expansibles entre 14 y 18 Å (especialmente la clorita-esmectita). Es patente, por tanto, una disminución de los minerales que podríamos considerar primarios en los perfiles más viejos (T1 y T2), así como un aumento paralelo de fases que podríamos considerar productos avanzados de reacciones de transformación de los minerales primarios, especialmente la clorita-esmectita (también, aunque en menor medida, la illita-esmectita). Los suelos de edad intermedia (los perfiles 3 y 4), en cambio, son más ricos en productos de reacción menos evolucionados, como la clorita-vermiculita o la illita-vermiculita. Las tendencias en la variación de los

minerales se invierten en el perfil 5 y los materiales originales, enriqueciéndose en esmectitas hasta niveles similares o incluso superiores a los de los perfiles más viejos, aumento que posiblemente se deba a un cambio del área fuente del material aluvial (desde materiales siliciclásticos a materiales margosos de la depresión del Guadalquivir). Por último, también comprobamos que, en general, el grado de evolución de los minerales del limo es menor que los de la arcilla, ya que, por término medio, son más ricos en mica y clorita y más pobres en fases expansibles.

### ***XIII.3.2 HRTEM/AEM***

#### ***Comentario general de las fórmulas estructurales de micas y las vermiculitas.***

A pesar de la abundancia de las micas revelada por la DRX, sólo encontramos cinco **moscovitas** puras distribuidas en T2 y T4, con carga laminar mayor de 0.80 según el criterio de Bailey, 1980, y Zelazny, 1989 (en este caso en la clasificación hay que considerar además otros criterios como el Si tetraédrico); o con contenido de iones interlaminares mayor de 0.85, según el criterio de Rieder et. al., 1999). Estas corresponden a los limos Itg9-6, 7 y 8 del horizonte Btg del perfil 2, y al limo Itg24-1 y a la arcilla atg24-1 del horizonte Bwk1 del perfil 4. Por otra parte, sólo hemos diagnosticado dos **paragonitas** mediante HRTEM/AEM (con  $Na^* > 80$ ), concretamente, Itg24-5 del perfil 4 (con  $Na^* = 91.6$ ) y Itg29-4 (con  $Na^* = 87.42$ ) del perfil 5,

La composición (% de átomos) y la fórmula estructural de las moscovita media de la cronosecuencia se muestran en la **tabla XIII.43**. Un ejemplo ilustrador de la estructura ultramicroscópica de las **moscovitas** en la cronosecuencia son los correspondientes al **limo Itg9-6 (Fig.XIII.46.)**. En este, se muestran patrones SAED de moscovitas altamente cristalinos, con niveles (02l) que exhiben espaciados regulares a 20.0 Å sumamente nítidos, no sufriendo aún indicios de desorden politépico. La imagen de alta resolución muestra que tales zonas se componen por dominios de elevada cristalinidad, densidad y espesor, con láminas rectas y definidas a 10 Å (y muy pocos indicios de modulación de

contraste a 20 Å o más). Analíticamente (**tabla XIII.37.**), se demuestra su carácter de moscovita en base al contenido de cationes interlaminares ( $R^{XII} = 0.92$ ) o carga laminar ( $x = -0.91$ ), presentando como característica importante la ausencia de Na ( $Na^* = 0$ ) y de Ca en la interlámina.

En general, una característica importante de estas moscovitas es que algunas presentan un contenido de Na en la interlámina relativamente alto, oscilando  $Na^*$  entre 16 (ltg24-1) y 44 (ltg24-2), aunque no llegan a ser paragonitas. Esta última moscovita (ltg24-2), que presenta mayor  $Na^*$ , exhibe una modulación de contrastes muy clara a 20 Å (es posible que el alto  $Na^*$  esté relacionado de alguna manera con la modulación de contrastes). El grado de fengitización (Fm) oscila entre 0.64 en ltg9-8 y 0.11 en ltg24-1.

En todas las muestras estudiadas, las fórmulas estructurales de las **illitas**, clasificadas según el criterio de Rieder et. al (1999), coinciden exactamente con las fórmulas de las **vermiculitas**, clasificadas según el criterio de Bailey (1980) y Zelazny (1989). Como precisan Velde (1985) y Srodòn (1999), la definición operativa, dictada en función de los espaciados XRD bajo determinados tratamientos, y la definición estructural, basada en la naturaleza de las láminas, no siempre coinciden. Weaber (1992), después de un examen exhaustivo de la bibliografía al respecto, confirma la ambigüedad de ambas definiciones. Según este autor, el término illita se aplica normalmente a minerales micáceos que contienen hasta un 20% (o incluso más) de láminas expansibles de esmectita o vermiculita. Simultáneamente, es complicado separar la fase pura de los interestratificados illita-esmectita o illita-vermiculita, cuando la proporción de fases expansibles es baja o muy baja.

Tabla XIII.42. Fórmulas estructurales medias por perfil de las illitas de la cronosecuencia.

	T1	T2	T3	T4	T5
Si	47,98	44,80	45,00	44,38	48,42
Al	38,36	39,52	41,96	37,75	38,64
Fe	1,56	1,94	0,97	2,72	2,07
Mg	2,51	2,65	1,60	3,50	3,29
Ti	0,09	0,26	0,29	0,12	0,19
Ca	0,09	0,00	0,00	0,06	0,00
Na	2,33	2,55	2,06	0,74	1,26
K	7,05	8,27	8,13	10,73	6,14
Si <sup>IV</sup>	3,23	3,27	3,10	3,07	3,20

Al <sup>IV</sup>	0,77	0,73	0,90	0,93	0,80
Al <sup>VI</sup>	1,81	1,73	1,90	1,68	1,75
Fe <sup>IV</sup>	0,10	0,13	0,07	0,19	0,14
Mg <sup>IV</sup>	0,16	0,18	0,11	0,24	0,22
Ti <sup>IV</sup>	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Ca <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,16	0,17	0,14	0,05	0,08
K	0,53	0,55	0,56	0,74	0,58
x <sup>IV</sup>	-0,77	-0,73	-0,90	-0,93	-0,80
x <sup>VI</sup>	0,09	0,01	0,20	0,13	0,14
x	-0,68	-0,72	-0,70	-0,80	-0,67
X <sup>XII</sup>	0,69	0,73	0,70	0,80	0,66
R <sup>VI</sup>	2,08	2,06	2,11	2,12	2,11
R <sup>XII</sup>	0,69	0,73	0,70	0,80	0,66
Na	23,20	24,51	20,50	6,44	12,50
Fm	0,26	0,31	0,18	0,43	0,35

Por estas razones, Rieder et al. (1999), con el apoyo de la Asociación Internacional de Mineralogía (IMA), recomiendan atenerse a una clasificación basada exclusivamente en la composición química de los cristales, desaconsejando el uso de otros criterios fisicoquímicos. Los sistemas de clasificación y nomenclatura del grupo de las micas más difundidos se limitan, en sus últimas ediciones, a este criterio (Fleet, 2003).

Por nuestra parte, hemos comprobado el relativamente elevado grado de semejanza, en cuanto a la estructura tridimensional, mostrada por los patrones de difracción de electrones (SAED) y las imágenes reticulares de alta resolución, que existe entre las partículas o dominios cristalinos que presentaban fórmulas estructurales de moscovita o de illita. Con frecuencia, la coherencia tridimensional y la cristalinidad en los retículos cristalinos de ambas fases era parecida, lo que demuestra el probable origen común de ambas fases. Además, como se ha comprobado mediante XRD, la gran mayoría de laminares determinados son, con mayor o menor cristalinidad, micas (con un pico a 10 Å muy significativo, aunque este presente el hábito propio de la illita, con una marcada asimetría hacia grandes ángulos en la base). Por todas estas razones, preferimos denominar illitas a estas fases.

**Tabla XIII.43.** Fórmulas estructurales medias de moscovitas, illitas y esmectitas de la cronosecuencia y el material original.

	Moscovita cronosecuencia	Moscovita M.O	Illita cronosecuencia	Esmectita cronosecuencia
Si	43,40	45,38	46,57	50,82
Al	36,83	38,43	38,88	35,68
Fe	2,06	1,28	1,81	2,87
Mg	3,72	1,55	2,69	3,48
Ti	0,29	0,40	0,16	0,05
Ca	0,00	0,05	0,05	0,20
Na	3,37	1,38	1,95	1,19
K	10,34	11,46	7,89	5,71
Si <sup>IV</sup>	3,05	3,13	3,19	3,36
Al <sup>IV</sup>	0,95	0,87	0,81	0,64
Al <sup>VI</sup>	1,66	1,78	1,78	1,72
Fe <sup>IV</sup>	0,15	0,09	0,12	0,18
Mg <sup>IV</sup>	0,26	0,11	0,18	0,23
Ti <sup>IV</sup>	0,02	0,03	0,01	0,00
Ca <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,24	0,09	0,13	0,08
K	0,73	0,79	0,58	0,37
x <sup>IV</sup>	-0,95	-0,87	-0,81	-0,64
x <sup>VI</sup>	0,00	-0,06	0,10	0,18
X	-0,95	-0,93	-0,71	-0,47
X <sup>XII</sup>	0,96	0,90	0,72	0,47
R <sup>VI</sup>	2,08	2,01	2,09	2,13
R <sup>XII</sup>	0,96	0,89	0,71	0,46
Na	24,12	10,71	19,14	17,27
Fm	0,41	0,20	0,30	0,41

Las composiciones (% de átomos) y la fórmula estructural de las illitas medias de los perfiles de la cronosecuencia (para los horizontes analizados) se muestran en la **tabla XIII.42.** Todas las **illitas** existentes en la cronosecuencia son dioctaédricas, oscilando el contenido de cationes octaédricos ( $R^{VI}$ ) entre 2.01 (ltg7-4) y 2.17 (ltg29-10). Los contenidos medios por perfil son poco variables.

El principal cation octaédrico es el aluminio. La muestra con mayor contenido de  $Al^{VI}$  es atg18-3 del perfil 3 (1.97 a.p.f), siendo así mismo, la illita media de T3 la que mayor  $Al^{VI}$  tiene (1.90 a.p.f). T4 y T5 son los perfiles donde existe mayor proporción de hierro y magnesio (Fm = 0.43 en T4 y 0.35 en T5, siendo la muestra con mayor Fm Itg24-4 de T4, 0.56). El grado de fengitización de las illitas tiende a disminuir con la edad en la cronosecuencia desde T4 a T1 (salvo en T3, rica en aluminio octaédrico). En T5 experimenta un ligero descenso, pero la fengitización sigue siendo mayor que en los perfiles preholocénicos. Por tanto, podemos concluir que las illitas de los perfiles holocénicos presentan un mayor grado de fengitización que los preholocénicos.

El exceso de carga positiva en la capa octaédrica es relativamente elevado en T3, T4 y T5 (0.20, 0.13 y 0.14, respectivamente) y provienen, en el primer caso, del aluminio y en los otros del Fe y Mg. Este exceso de carga+ compensa las altas cargas tetraédricas ( $x^{IV}$ ) de las illitas medias en T3 y T4, más propias de la moscovita, y mantiene la carga laminar total ( $x$ ) dentro del rango de las illitas. La carga tetraédrica tiende a aumentar desde los perfiles más viejos a los más recientes, paralelamente a una disminución del contenido de Si tetraédrico ( $Si^{IV}$ ). T5 se aleja un poco de esta tendencia, pues presenta una  $x^{IV}$  inferior y un  $Si^{IV}$  superior a T3 y T4 (aunque sólo se analiza el limo de T5, hay que destacar que la discusión de las fórmulas medias sólo de los limos no cambia la discusión).

La carga laminar total ( $x$ ) oscila entre -0.67 en T5 y -0.80 en T4. Según la carga laminar, tendríamos dos poblaciones de illitas: de *alta carga*, especialmente en T4, y de *baja carga*, especialmente T5 y T1. Los perfiles 2 y 3 presentan una *carga intermedia*, aproximadamente -0.70. A lo largo de la cronosecuencia, tanto  $x$  como  $R^{XII}$  tienden a disminuir con la edad desde T4 a T1, siendo la illita media de este último la más cercana a la moscovita de la cronosecuencia (algo parecido ocurriría con la fengitización). Esto demuestra que uno de los efectos del tiempo sobre los filosilicatos es la pérdida de carga tetraédrica, carga laminar total y de cationes interlaminares de las illitas, que se van acercando a la composición de las beidellitas en los perfiles más viejos. Sin embargo, en el perfil 5,  $x$  y  $R^{XII}$  disminuyen hasta situarse a niveles de T1 o incluso inferiores, lo que no concuerda con el sentido general de evolución cristalquímica en la cronosecuencia. Este fenómeno apoya la hipótesis de que el material reciente aportado por el Guadalquivir procede de áreas fuente probablemente distintas del material original del resto de perfiles,

como se ha comentado anteriormente con otras técnicas (mayor contenido relativo de esmectitas determinadas en rayos-X, etc).

Finalmente, al igual que las moscovitas, las illitas de la cronosecuencia presentan un contenido de Na interlaminar relativamente elevado, con Na\* que oscila entre el 24.51 en T2 y 6.44 en T4. Este parámetro no puede ser asociado sin más al grado de paragonitización de las micas heredadas, puesto que se presentan en proporciones con respecto al K (*solvus*) poco probables en las rocas metamórficas de las hipotéticas áreas fuentes (el *solvus* entre términos sódicos y potásicos de la mica no podría ser superior al 15%, según Guidotti et al., 1989). Por tanto, es muy plausible que el elevado contenido en Na de estas illitas se deba a un simple fenómeno de absorción interlaminar. Esto no es contradictorio con la naturaleza teóricamente no-expansible de la illita. Como hemos resaltado más arriba, las illitas llegan a contener hasta un 20% (o incluso más) de láminas expansibles de esmectita o vermiculita, por lo que, en realidad, estas fases pueden contener interstratificados illita-esmectita o illita-vermiculita con bajas o muy bajas proporciones de interláminas expansibles, sólo distinguibles en rayos-X del pico de 10 Å mediante la solvatación con E.G o glicerol. En estas interláminas, se absorbería una cantidad relativamente elevada de Na (en exceso sobre otros cationes debido al tratamiento de desferrificación con ditionito sódico necesario para la correcta observación de las muestras).

En general, las variaciones cristalquímicas antes expuestas se reflejan en una pérdida de coherencia tridimensional y del ordenamiento politípico de las moscovitas. En el patrón SAED, esto se refleja mediante un aumento de la difusividad o una pérdida de intensidad del nivel (02l), fenómenos poco acusados en las illitas de mayor carga laminar (por ejemplo, **Itg7-4, Fig.XIII.32.**, con carga laminar de -0.72, donde aún son claramente visibles los *spots*) y más marcados en algunas illitas con algo menos de carga laminar (por ejemplo, **Itg2-1, Fig.XIII.20.**, con carga laminar -0.68, con reflexión (02l) muy tenue).

Por término medio, la illita media de la fracción arcilla con respecto a la de la fracción limo, presenta: 1) ligerísima pérdida de carga laminar total (de -0.71 a -0.70); 2) ligero aumento de Si<sup>IV</sup> (de 3.21 a.p.f a 3.18 a.p.f) con la correspondiente pérdida de carga tetraédrica y 3) ligera pérdida de Fe y Mg en la capa octaédrica, con disminución de R<sup>IV</sup> (de

2.10 a 2.08 para  $R^{IV}$  en limo y arcilla, repectivamente) y de Fm (de 0.32 a 0.27 en limo y arcilla, repectivamente).

El grado de fengitización disminuye desde el limo a la arcilla y de la moscovita de la cronosecuencia a la illita. Esto probablemente se deba al relativamente elevado grado de fengitización que presentan las moscovitas en los suelos estudiados.

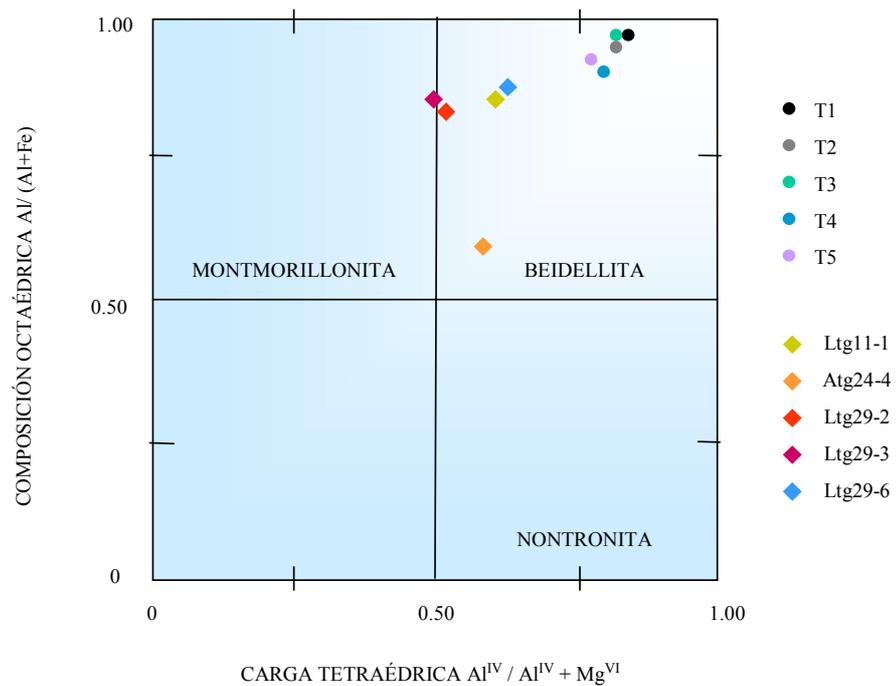
La moscovita media de la cronosecuencia sufriría un proceso de *herencia*, con respecto a la illita media (la composición y fórmula estructural de la illita media de la cronosecuencia, incluyendo limo y arcilla, se muestra en la **Tabla.XIII.43**), que implicaría: 1) pérdida de carga laminar total (de -0.95 a -0.71); 2) pérdida de cationes interlaminares (de 0.96 a.p.f a 0.71 a.p.f); 3) aumento de  $Si^{IV}$  (de 3.05 a.p.f a 3.19 a.p.f), con la consiguiente pérdida de carga tetraédrica; y 3) pérdida de Fe y Mg en la capa octaédrica, con disminución Fm (de 0.41 a 0.30 en moscovitas e illitas, repectivamente). Si, por otra parte, consideramos a las illitas como vermiculitas, en vez del mencionado proceso de herencia habría que hablar de una verdadera *transformación*.

Con respecto a la moscovita media presente en el material original (pizarra de Sierra Morena, **Tabla.XIII.43.**, pues no disponemos de fórmulas estructurales de la moscovita del sedimento) la illita media de la cronosecuencia presenta: 1) pérdida de caga laminar total (de -0.93 a -0.71); 2) pérdida de cationes interlaminares (de 0.89 a.p.f a 0.71 a.p.f); 3) ligero aumento de  $Si^{IV}$  (de 3.13 a.p.f a 3.19 a.p.f), con la consiguiente pérdida de carga tetraédrica; 4) ligera fengitización, con aumento de  $R^{IV}$  y Fm (de 2.01 a 2.09 para  $R^{IV}$  y de 0.20 a 0.30 para Fm) y 5) mayor grado de sodio interlaminar ( $Na^*$  de 10.71 frente  $Na^*$  de 24.96).

Los datos anteriores evidencian las semejanzas estructurales y compositivas entre las moscovitas e illitas de la cronosecuencia y prueban su estrecha relación genética.

***Comentario general de las fórmulas estructurales de las esmectitas de la cronosecuencia.***

Todas las **esmeclitas** identificadas en la cronosecuencia se clasifican, según Bordchart (1989), como beidellitas, salvo la muestra atg24-3 (arcilla del T5) que cae dentro del campo de las montmorillonitas, cerca del límite con las beidellitas (**Fig.XIII.95**). Las composiciones (% de átomos) y la fórmula estructural de las esmeclitas medias de los perfiles de la cronosecuencia (para los horizontes analizados) se muestran en la **Tabla XIII.44**.



**Figura XIII.95.** Clasificación de las esmeclitas de la cronosecuencia según Bordchart (1989).

La carga laminar ( $x$ ) es bastante constante en toda la cronosecuencia, sin presentar diferencias verdaderamente significativas. En todos los casos, el origen de la carga laminar es principalmente tetraédrico ( $x^{IV}$ ), como corresponde a las beidellitas, con contenidos de Al tetraédrico ( $Al^{IV}$ ) que oscilan entre 0.33 a.p.f (ltg29-3) y 0.86 a.p.f (atg11-1).

La mayor parte de las fórmulas estructurales de las esmectitas presentan contenidos de cationes octaédricos ( $R^{IV}$ ) ligeramente mayores de 2.00. La media  $R^{IV}$  en la cronosecuencia es mayor en las esmectitas (2.13) que en moscovitas e illitas (2.09). T3 es el perfil que mayor contenido de cationes octaédricos, principalmente aluminio, presenta (2.18) mientras que el T4 es el de menor (2.09). Valores de  $R^{IV}$  mayores de 2.10 son considerados por algunos autores como impurezas, probablemente debidas a la presencia de óxidos e hidróxidos en las posiciones de interlámina (Weaber, 1992).

Los contenidos en Fe octaédrico son relativamente elevados en los perfiles holocénicos (T4 y T5; 0.31 a.p.f y 0.24 a.p.f respectivamente), y mayores, en términos generales, en las esmectitas que en las moscovitas e illitas (salvo en T1). Valores de Fe octaédrico entre 0.15 y 0.10 se consideran propios de *beidellitas ricas en Fe* (Weaber, 1992). En este sentido, las beidellitas identificadas en los perfiles T4 y T5 presentan un contenido en Fe más elevado que las beidellitas citadas por Nadeau et al. (1985), Weaber and Pollard (1973) o Brindley and Brown (1980) en diversos materiales geológicos, lo que pone de manifiesto la divergencia del ambiente (petrogenético y supergénico), y la importancia que los procesos de neoformación y transformación tienen en las esmectitas edáficas (Wilson, 2004).

**Tabla XIII.44.** Fórmulas estructurales medias por perfil de las esmectitas de la cronosecuencia.

	T1	T2	T3	T4	T5
Si	50,14	49,40	48,03	52,28	53,22
Al	39,84	38,26	39,04	32,70	30,83
Fe	0,97	2,10	1,91	4,73	4,14
Mg	2,24	3,15	3,05	3,16	4,80
Ti	0,15	0,04	0,15	0,00	0,00
Ca	0,00	0,35	0,00	0,24	0,24
Na	0,55	3,25	0,36	0,91	0,00
K	6,12	3,44	7,46	5,99	6,76
Si <sup>IV</sup>	3,30	3,26	3,22	3,43	3,51
Al <sup>IV</sup>	0,71	0,74	0,78	0,57	0,49
Al <sup>VI</sup>	1,92	1,79	1,84	1,58	1,55
Fe <sup>IV</sup>	0,06	0,15	0,13	0,31	0,24
Mg <sup>IV</sup>	0,15	0,21	0,21	0,20	0,32
Ti <sup>IV</sup>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca <sup>IV</sup>	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
Na	0,04	0,22	0,02	0,06	0,00

K	0,40	0,23	0,41	0,40	0,45
$x^{IV}$	-0,71	-0,74	-0,78	-0,57	-0,49
$x^{VI}$	0,27	0,25	0,35	0,08	0,02
$x$	-0,44	-0,49	-0,43	-0,48	-0,47
$X^{XII}$	0,44	0,49	0,43	0,49	0,48
$R^{VI}$	2,13	2,15	2,18	2,09	2,11
$R^{XII}$	0,44	0,47	0,43	0,47	0,46
Na	7,29	48,83	5,11	10,87	0,00
Fm	0,21	0,35	0,33	0,51	0,56

Pueden establecerse dos grupos relativamente homogéneos de esmectitas en la cronosecuencia: los perfiles preholocénicos (T1, T2 y T3) muestran contenidos más elevados de aluminio total,  $Al^{IV}$ ,  $Al^{VI}$  y mayores cargas tetraédricas que los perfiles holocénicos (T4 y T5), mientras que en estos últimos existe un mayor grado de ocupación de Fe y Mg en la capa octaédrica (*Fm*). El relativamente elevado contenido de  $Al^{VI}$  en T1, T2 y T3 condiciona que las cargas tetraédricas se compensen por exceso de carga octaédrica, y que, por tanto, la carga laminar total no varíe de forma significativa en las esmectitas de la cronosecuencia.

Debido a la carencia de estudios geoquímicos de estabilidad de las esmectitas con la solución del suelo, no podemos afirmar taxativamente que la fracción esmectítica proceda mayoritariamente de la transformación a partir de las illitas, descartando neoformaciones. Así mismo, es probable que parte de las esmectitas procedan de la herencia del material original. Sin embargo, la composición de las esmectitas parece más relacionada con los procesos de transformación. Estos implicarían una transformación de la illita media, de la cronosecuencia con respecto a la esmectita media (incluyendo limo y arcilla en la estimación de la media, **Tabla XIII.43.**), en los siguientes términos: 1) pérdida de carga laminar total (de -0.71 a -0.47); 2) pérdida de cationes interlaminares (de 0.71 a.p.f a 0.46 a.p.f, aunque con una mayor incorporación de Ca); 3), aumento de  $Si^{IV}$  (de 3.16 a.p.f a 3.19 a.p.f), y por tanto, pérdida de carga tetraédrica; y 4) incorporación de Fe y Mg a la capa octaédrica, con aumento Fm (de 0.30 a 0.41 en illitas y esmectitas, repectivamente). Por tanto, sí aumenta la fengitización, al contrario que en la comparación entre moscovitas e illitas.

Como podemos comprobar, el proceso de transformación parece ser una continuación natural del proceso de herencia que expusimos para las micas (paso de las moscovitas de la cronosecuencia a illitas), excepto en que el grado de fengitización, o de entrada de Fe y Mg en la capa octaédrica, aumenta en vez de disminuir (como ocurría en el tránsito entre la moscovita de la cronosecuencia y la illita). Esto podría explicarse parcialmente si vemos que la fengitización de las esmectitas es más marcada en T4 ( $Fm = 0.51$ ) y, especialmente en T5 ( $Fm = 0.56$ ), mientras que en los perfiles preholocénicos no varía significativamente con respecto a la illita media (en torno a 0.30). Esto nos lleva a postular una génesis divergente para las esmectitas: en los perfiles preholocénicos, los procesos de transformación de las illitas originarían beidellitas (con mucho  $Al^{VI}$ ), frente a las esmectitas de los perfiles preholocénicos, más fengitizadas y posiblemente relacionadas por herencia del material original. Esta última hipótesis se ve apoyada por la variación en la proporción de minerales determinados en rayos-X, ya que, como se comentó más arriba, el perfil 5 se enriquecen en esmectitas, invirtiéndose la tendencia a la disminución de las mismas.

Los datos estructurales de HRTEM/SAED también apuntan en este sentido, pues se exhibe una continuidad en el proceso de desorganización tridimensional que comenzaba en las moscovitas y avanzaba en las illitas, conforme se producía una pérdida de carga laminar. Así, muchas de las beidellitas de alta carga, próximas a la illita, no presentan cambios importantes en cuanto al aspecto del patrón SAED comparadas con las illitas. Ejemplo de una beidellita de alta carga laminar ( $x = -0.58$ ) con un grado de desorganización bastante parecido a las illitas se muestra en **atg11-1 (Fig.XIII.66.)**. Si comparamos el patrón SAED de esta con el de la illita expuesta en la **Fig.XIII.47.**, (microanálisis **ltg9-11**), solo observamos un leve o moderado incremento en el grado de difusividad del nivel ( $00l$ ), lo que corresponde a un aumento de desorden tridimensional y de la desorganización politípica. Sin embargo, el apilamiento basal es aún regular, a 10 Å. En algunas esmectitas con menor carga laminar, como por ejemplo, la que corresponde a **ltg29-3** ( $x = -0.50$ ), se observa ya un patrón SAED turboestrático y desorganizado, y una imagen reticular con morfología de tactoide, con torsión y curvatura de láminas (**Fig.XIII.90.**). Además, el aspecto morfológico general de las esmectitas del perfil 5, entre las que se incluye **ltg29-3** (que presenta un elevado contenido de Fe y Mg octaédricos y un  $Fm = 0.63$ ), es relativamente distinto a las de otros perfiles más viejos, lo que apoya un

posible origen por herencia a partir de un material original (sedimento del Guadalquivir) distinto.

### ***XIII.3.3. Herencia y Transformación en la cronosecuencia.***

Como hemos discutido, la illita puede originarse a partir de moscovita por herencia. La principal manifestación del proceso de herencia en difracción de rayos-X es el incremento en el valor medio por perfil del I.C con la edad del suelo, lo que supone una disminución del tamaño del cristalito de la mica con el tiempo. El valor del I.C en el material original es 0.175 (valor propio de rocas metamórficas según Árkai, 2002 pero pronto evoluciona hacia valores  $> 0.42$ , propios de illitas de medios sedimentarios y supergénicos), aumentando hasta 0.375 (T5), 0.421 (T4), 0.550 (T3 y T2) y 0.537 (T1). Las menores cristalinidades corresponden, por tanto, a los suelos preholocénicos, lo que nos indica un proceso más intenso de herencia y, probablemente, de transformación.

La disminución del tamaño del cristalito va asociada a la disminución del % de politipo  $2M_1$  de la muestra. La tendencia a la disminución del % de politipos  $2M_1$  con la edad del suelo es clara, tanto en limo como en arcilla, con la excepción de un ligero aumento en el tránsito entre T2 (38 y 58% en arcilla y limo, respectivamente) y T1 (45 y 62% en arcilla y limo, respectivamente). Este hecho se debe indudablemente, a la presencia de horizontes no genéticos en el perfil 1 (horizonte 3C), puesto que, si se calcula el promedio por perfil solo para los horizontes genéticos, la disminución es regular y progresiva en toda la secuencia, incluyendo T1 y T2.

La alteración en la evolución previsible del % de politipo  $2M_1$  en el tránsito entre T1 y T2, también se produce en otros parámetros cristalquímicos importantes. Por ejemplo, en el aumento de la carga tetraédrica (de -0.73 en T2 a -0.77 en T1) o del  $Al^{VI}$  (de 1.73 a.p.f en T2 a 1.81 a.p.f en T1). Todos esto pueden indicarnos un valor de estos parámetros anómalamente bajo en T1, con respecto a la evolución esperada en la secuencia, debido probablemente a la presencia de material más fresco en horizontes no genéticos (principalmente 3C). Esta observación también podría coincidir con lo expuesto en los capítulos X y XI en cuanto a una posible edafogénesis regresiva en el perfil más viejo de la cronosecuencia (por ejemplo, en el % de arcilla y los índices de evolución asociados).

Los porcentajes de politipos  $2M_1$  determinados en rayos-X no coinciden con lo hallado en HRTEM/AEM, donde los verdaderos politipos 1M son muy escasos y las evidencias no definitivas (**Fig.XIII.60.**), a pesar de, como se ha visto, en algunos perfiles la proporción este politipo estimada en DRX (mediante el método de Tettenhorst y Corbató, 1993) sea el doble o el triple del  $2M_1$ .

Grubb et al. (1991) resaltan las mismas discrepancias en muestras sedimentarias: altos porcentajes de politipos 1M manifestados en DRX y escasas o nulas evidencias ultramicroscópicas del mismo. Estos autores achacan este fenómeno a cuatro posibles causas: 1) un muestreo deficiente del material, 2) la presencia de micas ricas en  $Fe^{3+}$  (celadonitas o glauconitas) con politipos 1M y 3) una mala interpretación de los patrones XRD debido a la ambigüedad de los términos empleados, la preparación de la muestra o algún factor desconocido de la misma. De entre todas ellas, señalan la tercera como la hipótesis más probable. En el mismo sentido, Austin et al. (1989), concluyen que importantes interferencias provocadas por factores como el tamaño de grano, algunos componentes de la matriz, etc, dificultan o imposibilitan muchas veces la comparación entre los datos obtenidos con XRD y HRTEM/AEM.

Dong y Peacor (1996) y Peacor et al. (2002) refrendan los anteriores datos y ponen en duda la relación genética entre el politipo 1M, estrictamente ordenado en todas las dimensiones del espacio recíproco, y el politipo  $1M_d$ , carente de periodicidad en  $b^*$  y proponen una transición entre  $2M_1$  y  $1M_d$  sin la intervención de 1M.

Estas inconsistencia son debidas posiblemente al mal uso del término  $1M_d$  cuando se quiere hacer referencia a muestras desordenadas consistentes en politipos distintos del 1M o interestratificados illita-esmectita (Austin et al. 1989). Como precisan Grubb et al. (1991), el verdadero politipismo requiere cambios en la estructura tridimensional no acompañados de cambios compositivos, por lo que la mayor parte de patrones SAED con aspecto de illita  $1M_d$  que encontramos en la cronosecuencia son, en base a su fórmula estructural, esmectitas o interestratificados illita-esmectita, y no verdaderos politipos  $1M_d$ .

Si analizamos las micas mediante HRTEM/AEM observamos que la herencia en estas implica ligeros cambios en la estructura cristalográfica y en la fórmula estructural de la moscovita. Estructuralmente, se suele observar una pérdida de carga laminar total y

caciones interlaminares. De este proceso tenemos claros ejemplos en la cronosecuencia, entre ellos, algunos comentados anteriormente. En general, en el paso de las moscovitas a las illitas cursa con pérdida de regularidad y aumento de la difusividad de los niveles basales y laterales (*OkI*) en el patrón SAED, a la vez que las imágenes reticulares son menos cristalinas, con dominios menos densos, láminas que comienzan a mostrar espaciados mayores de 20 Å.

Debido a la amplia predominancia de las fases micáceas en todos los suelos y horizontes, debemos concluir que el proceso de *herencia* en micas es cuantitativamente el más importante de los que afectan a los filosilicatos en la cronosecuencia.

Las primeras fases de *transformación* de la illita implican, con mucha probabilidad, la formación de interstratificados de carácter irregular illita-vermiculita (Srodòn, 1999). En una etapa posterior, la illita-vermiculita (I/V) puede evolucionar hacia illita-esmectita (I/S) (Churchman, 1980) o hacia vermiculita (V) (Srodòn, 1999; aunque este último paso es más incierto debido a que, mediante DRX, no podemos distinguir la V de CI/V). En uno u otro caso, ambas serían fases relativamente inestables que darían como producto final de reacción esmectitas (S) de tipo beidellítico (Jackson, 1964; Borchardt, 1987).

La reacción que conduce, probablemente, a la transformación de la illita en esmectita, se ha estudiado detalladamente mediante HRTEM/AEM. Como se ha comentado con anterioridad, la transformación de la illita en esmectita se produce a través de un proceso continuo de desorganización de la estructura tridimensional que ya comienza a manifestarse en illitas de carga media ( $x \approx 0.70$ ) y se agudiza en illitas de baja carga cercanas al límite con las esmectitas ( $x \approx 0.60$ ).

Todos los términos medios de esta reacción los encontramos en el horizonte Bt del perfil 1. Las illitas de carga media-alta ( $x = -0.73$ ) de la fracción limo muestran aún patrones SAED e imágenes de alta resolución bastante nítidas y cristalinas (**Fig XIII.19.**).

En cambio, illitas de baja carga ( $x = -0.65$ ) de zonas adyacentes muestran ya patrones SAED con niveles (*02I*) muy difusos que indican la pérdida de coherencia tridimensional y del politipo 2M (**Fig XIII.20.**), que se manifiesta en la imagen de alta

resolución en forma de paquetes de tamaño pequeño (en torno a los 200 Å) con escasa continuidad lateral y resolución de láminas muy pobre.

En imágenes a menores aumentos de la fracción arcilla, se comprueba que estos pequeños dominios de illita se hallan rodeados de zonas poco cristalinas que corresponden ya a esmectitas caracterizadas por un completo desorden turboestrático en el patrón SAED y un aspecto reticular típico de tactoides (**Fig XIII.30.**).

En la transformación de illita a esmectita es muy probable que intervengan interestratificados illita-vermiculita e illita-esmectita como productos intermedios de reacción. De este fenómeno, suficientemente ilustrado en rayos-X, parecen existir claras evidencias en HRTEM/AEM.

Durante la evolución de las illitas de formas de alta carga laminar a otras de menor carga, el espaciado ( $00l$ ) suele mantener su periodicidad (*spots* regulares y poco difusos), no manifestando aún desordenes en el apilamiento basal. Sin embargo, los niveles ( $02l$ ) experimentan un proceso de desorganización en la coherencia tridimensional y politípica, apareciendo los *spots* más difusos en el patrón SAED. Junto con la pérdida general de aspecto cristalino, suelen aparecer líneas más contrastadas en el retículo cristalino, fenómeno conocido como modulación de contraste. Estos rasgos, relacionados con la difracción dinámica (y en última instancia, con un aumento de la heterogeneidad estructural y compositiva en el cristal), podrían interpretarse según la teoría de las partículas fundamentales de Nadeau et al. (1984) como interfases o superficies de despegue entre partículas fundamentales de illita, es decir, cristalitos coherentes de este mineral con espesores múltiplos de su celdilla elemental (por ejemplo, 40 Å en el caso de una celdilla elemental de illita 2M, como se observa en la imagen reticular de **Itg2-1**, **FigXIII.20.**). Estas interfaces, que se perciben en las imágenes de alta resolución como líneas de oscuro contraste, funcionarían como verdaderas láminas expansibles de vermiculita o esmectita.

La teoría de partículas fundamentales supone, pues, un nuevo enfoque basado en microscopía electrónica para explicar el origen y la formación de interestratificados illita-esmectita e illita-vermiculita, compatible con las determinaciones en difracción de rayos-X. En este, el mecanismo de evolución temporal de los cristalitos de micas, estaría

relacionado con su progresiva desagregación y ruptura a favor de tales superficies expansibles, conforme avanza la edafogénesis. Con el tiempo, por tanto, junto a la desorganización y ruptura de los dominios de micas, irían aumentando tanto los contenidos de illita-esmectita e illita-vermiculita medidos en rayos-X, como la proporción en los interestratificados de fases expansibles con respecto a las láminas no expansibles, observadas en HRTEM/AEM como aumento de las modulaciones de contraste y de la difusividad de láminas. En este sentido apuntan los trabajos de Aoudjit et al (1996), Romero et al. (1992) y Wilson (1999). Así mismo, este enfoque ayudaría a explicar por qué el contenido de Na interlaminar suele ser elevado en las illitas de baja carga (debido a absorción en las interfases, lo que se demuestra en Itg2-1, con claros espaciados a 40 Å, que presenta el Na\* mayor de todas las illitas, 50.91).

La continuación del proceso de disgregación del cristalito de illita supondría la aparición de patrones de difracción de electrones bastante difusos, casi turboestráticos (que pueden mantener vestigios de ordenación politípica), asociados a partículas mutuamente desorientadas (intercrecidas) de poco espesor y cristalinidad, cuya composición es ya claramente beidellítica.

Este proceso de transformación, en realidad, terminaría produciendo beidellitas, pues, al obedecer a la microdisgregación de dominios de micas, las esmectitas resultantes mantendrían estrechas similitudes compositivas con las fases de las que proceden. En toda la cronosecuencia, especialmente en los perfiles preholocénicos, encontramos múltiples rasgos que apuntan en esta dirección: el origen tetraédrico de la carga laminar, los elevados contenidos de Al<sup>IV</sup>, que el K sea el principal catión interlaminar en la amplia mayoría de casos (frente al Na o al Ca) etc... Frente a estas, una población de esmectitas claramente montmorillonítica probablemente indicaría otro origen de la fracción, neoformación o herencia.

### **Transformación clorita a esmectita**

Aunque consideremos la clorita como mineral primario en la cronosecuencia, no hemos hallado en muestras examinadas con HRTEM/AEM ninguna

clorita pura, pues esta fase siempre ha presentado un mayor o menor grado de interestratificación o mezcla con fases a 10 Å. Esto no sería difícil de explicar si consideramos que, aunque aparecen cloritas en los diagramas DRX, estas siempre se estiman en pequeños porcentajes, menores del 10% (por tanto, es muy probable que, aunque existan, no hallan sido muestreadas en microscopía electrónica).

Las zonas con aspecto de cloritas en la cronosecuencia suelen presentarse en dominios cristalinos de reducido espesor, en estrecho contacto con zonas de interestratificados 10/14 Å o dominios de claro aspecto micáceo. Algunos de estos dominios, como el mostrado en la **Fig. XIII.50.** (correspondiente al microanálisis Itg9-9), muestran patrones de difracción de electrones con escasa coherencia tridimensional. Por esta razón, incluso estas zonas, están químicamente más próximos a la clorita-vermiculita que a una verdadera clorita (recordemos que la ventana del microanálisis ocupa un área bastante superior a las fotografiadas con alta resolución, a no ser que trabajemos a bajos aumentos, menos de 100.000x).

La estrecha relación espacial a nivel nanométrico entre los interestratificados 10/14 Å, las vermiculitas (illitas) y las esmectitas, constituyen una buena evidencia a favor de la tesis de que estos constituyen productos intermedios (más o menos estables) en las reacciones de transformación de la clorita en esmectita.

La tabla **XIII.45.** muestra los porcentajes medios por perfil en óxidos (incluidos limo y arcilla) de los interestratificados a 24 Å (y fases relacionadas), de una *corrensita* (interestratificado regular clorita-vermiculita procedente de metapelitas con una composición mineralógica y un grado de metamorfismo semejante al de Sierra Morena, hipotética área fuente del material de las terrazas, extraído de Cruz et al. 2002) y de la moscovita, illita y esmectita medias de la cronosecuencia.

En consonancia con las estimaciones de DRX, los interestratificados 10/14 Å se presentan mayoritariamente en los perfiles preholocénicos, siendo especialmente abundantes en el perfil 2. Así mismo, son más fácilmente identificables en los horizontes profundos (C de T1, Bt/Ck de T2) que en los más superficiales (Bt de T1 y Btg de T2).

Los interestratificados más regulares de clorita-vermiculita los encontramos, precisamente, en el perfil más antiguo (T1), por ejemplo, la muestras ltg2-4 (**Fig.XIII.21.**) del horizonte Bt y el ltg7-3 (**Fig.XIII.34.**) y el atg7-2 (**Fig.XIII.45.**) del horizonte 3C. Estos interestratificados posiblemente constituyan fases estables ya que muestran escasas señales de degradación, patrones de difracción de electrones muy cristalinos, con niveles basales y (*OkI*) definidos a 24 Å, y dominios de elevada densidad electrónica con alternancias bastante regulares de láminas en las imágenes de alta resolución (sin embargo,

**Tabla XIII.45.** % peso de óxidos de diversos interestratificados a 24 Å de la cronosecuencia.

Hor/perfil	Bt. Perfil 1	3C. Perfil 1		Btg. Perfil 2	Bt/Ck. Perfil 2		Bt4 Perfil 3
	ltg2-4	ltg7-3	atg7-2	Ltg9-9	Ltg11-3	Ltg11-5	ltg18-2
SiO <sub>2</sub>	39,76	36,58	31,78	35,98	45,53	43,57	38,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,80	22,26	23,30	21,39	20,46	19,58	20,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,84	29,93	32,94	28,27	26,21	25,09	31,14
MgO	6,64	8,38	8,79	11,11	5,24	5,02	9,58
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,95	0,40	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,27	0,00	0,41	0,82	1,21	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,80	0,00	1,31	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	2,15	2,59	1,89	1,88	1,34	5,53	0,25

el patrón SAED es el más indicativo, pues inspecciona áreas mucho más extensas y capta mejor que las imágenes reticulares la racionalidad o irracionalidad de la secuencia de láminas, a distancias más representativas). Compositivamente, ltg7-3 y ltg2-4 presentan los siguientes caracteres, con respecto a la *corrensita*: 1) un porcentaje de SiO<sub>2</sub> ligeramente superior (en un 5 y un 8% en ltg7-3 y ltg2-4, respectivamente); 2) un porcentaje de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> muy similar; 3) un porcentaje de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ligeramente menor (en un 3 y un 5% en ltg7-3 y ltg2-4, respectivamente); y 4) un porcentaje de MgO ligeramente menor (en un 4 y un 5% en ltg7-3, ltg2-4, respectivamente). La pérdida de Fe y Mg es muy probable que se deba al colapso de un pequeño porcentaje de láminas cloríticas, pero, como comprobamos en la **Fig.XIII.45.**, al comparar sus composiciones con la *corrensita*, observamos que la

variación es muy somera. Más somera aún es con respecto a atg7-2, que presenta virtualmente la misma composición que la *corrensita*.

En suelos más jóvenes (lo que no quiere decir menos evolucionados), son más frecuentes interestratificados más desordenados. De estos, los ejemplos más claros los encontramos en el limo del horizonte Bt/Ck de T2 (**Fig.XIII.62.** que corresponde al microanálisis ltg11-5). Como evidencian las imágenes de alta resolución de este último, el carácter irregular del interestratificado procede del colapso de láminas cloríticas de 14 Å hacia láminas a 10 Å. Este fenómeno aparece frecuentemente en la bibliografía (Aspandiar y Eggleton, 2002). El sucesivo colapso de láminas de clorita, demostrado en la imagen de alta resolución de la figura antes mencionada, provoca que los dominios sean cada vez menos cristalinos y que, al final, los patrones SAED presenten un aspecto que recuerda al de zonas ricas en esmectitas (Borchardt, 1987), sin ningún orden tridimensional, y con escasa regularidad en el apilamiento basal, con pocos y difusos *spots* en (00l) (**Fig.XIII.63.**, que corresponde al microanálisis ltg11-3). Compositivamente, ltg11-3 y ltg11-5 presentan los siguientes caracteres, con respecto a la *corrensita*: 1) un porcentaje de SiO<sub>2</sub> bastante superior (en un 14 y un 12% en ltg11-3 y ltg11-5, respectivamente); 2) un porcentaje de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ligeramente menor (en un 2% en ambos); 3) un porcentaje de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> menor (en un 6 y un 7% en ltg7-3 y ltg2-4, respectivamente); y 4) un porcentaje de MgO menor (61% en ambos). El menor porcentaje de Fe y Mg probablemente se relacione con el colapso de las capas brucíticas interlaminares, lo que provocaría un aumento relativo del silicio (razón del aumento de SiO<sub>2</sub>), pues aumentaría la proporción de capas tetraédricas en la estructura (el Fe y Mg liberados se liberan a la solución del suelo o, en el caso del Fe, reprecipitaría en forma de óxidos libres, Aspandiar y Eggleton, 2002)

Sin embargo, el proceso de transformación parece menos avanzado en el perfil 3. en la **Fig.XIII.69.** del horizonte Bt4 del mismo (microanálisis ltg18-2), se muestra un dominio con aspecto más cristalino, coherente y regular, con abundante exhibición de láminas a 14 Å, a pesar de lo cual también tiene una composición próxima a la clorita-vermiculita.

En base a lo anterior, podemos asociar, al menos parcialmente, los procesos de transformación de la clorita a la edad del suelo, ya que la reacción parece bastante avanzada en el perfil 2, mientras que en T3 sólo parece desarrollarse parcialmente, siendo

además este último el perfil donde se han detectado los patrones SAED más cristalinos y regulares de clorita de toda la cronosecuencia.

Si consideramos como criterio de evolución la presencia de interestratificados irregulares y de composiciones más ricas en Si y más pobres en Fe y Mg, el nivel de transformación de la clorita en T1 parece menor que en T2 y muy parecido al de T3. Algunos datos, antes comentados (% de politipo 2M, carga tetraédrica o  $Al^{VI}$ ) apoyan que T1, efectivamente, puede presentar un grado de evolución menor que T2, incluso siendo de mayor edad. Esto podría estar en consonancia con el cierto carácter regresivo que presenta el perfil 1 o con aportes de material fresco coluvial de Sierra Morena (pizarras). Otra alternativa podría ser carácter estable o metaestable de esta fase que, según Banfield y Murakami (1998), podrían presentar los interestratificados clorita-vermiculita regulares (la alternancia perfecta de láminas a 10 y 14 Å podría crear un efecto de “polarización” estabilizador del edificio cristalino).

Las estimaciones de % de filosilicatos que obtenemos mediante DRX a partir de tierra fina parecen confirmar las hipótesis antes expuestas. Los términos intermedios de la reacción (I/V y Cl/V+V, incluidas M/Cl) disminuyen de forma relativamente regular desde el material original (sedimento) al T1; mientras que los que consideramos productos finales de la reacción (I/S + Cl/S) aumentan, como sería de esperar en el transcurso de cualquier reacción de transformación. Si consideramos también la esmectita (I/S + Cl/S + E), los valores disminuyen desde T1 → T4, aumentando en T5 y el sedimento actual del río. Aunque aparentemente represente una contradicción se explica si tenemos en cuenta que las esmectitas de T5 y del sedimento pueden constituir una población diferenciada de las del resto de la cronosecuencia (menos beidellíticas).

**CONCLUSIONES.**



Se ha estudiado una cronosecuencia de suelos sobre terrazas fluviales del tramo medio del río Guadalquivir, en el sector comprendido entre las localidades de Villanueva de la Reina y Andújar (Provincia de Jaén).

La cronosecuencia está compuesta por cinco perfiles de suelos situados sobre terrazas con edades estimadas entre los 700.000 años (terrazza 1) y los 5000-3000 años (terrazza 4), estando el suelo más reciente ubicado sobre la actual llanura de inundación del río (perfil 5). Se han recogido, además, muestras del material original de los suelos consistente en sedimentos frescos del Guadalquivir y de las pizarras de Sierra Morena (adyacentes a la terraza 1). La datación de las terrazas se ha realizado mediante métodos relativos basados en datos neotectónicos, la paleontológicos y arqueológicos.

Los suelos se sitúan en un sector geográficamente limitado (aproximadamente 6000 Ha), bajo un clima mediterráneo seco con inviernos templados y veranos calurosos y con intenso déficit hídrico. El régimen hídrico de todos los perfiles es xérico, y el termoclima térmico.

El material sedimentario que constituye las terrazas es muy variado y está relacionado con la propia dinámica fluvial. Litológicamente se compone de conglomerados de matriz arenosa, frecuentemente cementada por carbonatos, que alterna con niveles arenosos y limoso-arcillosos. Es probable que el material original más reciente (perfiles holocénicos, de las terrazas 4 y 5) sea más rico en aportes carbonatados (calizas dolomitizadas, margas y margocalizas) que el material original de las terrazas preholocénicas (1, 2 y 3), donde predominan los clastos silíceos (gravas pizarrosas y cuarcíticas). El relieve de las terrazas es relativamente plano, aunque en algunas zonas de la terrazas 2 y 3 la pendiente supera el 3%. Esta pendiente, inusual en este tipo de superficies geomórficas, se debe a la actividad neotectónica.

Los suelos de la cronosecuencia han estado sometidos, desde antiguo, al cultivo de secano, principalmente cereales y olivar. Por esta razón no se encuentra vegetación natural alguna, más allá de una estrecha franja en torno al cauce del río (poblada por saucedas y alamedas termomediterráneas). Se trata, por tanto, de suelos muy alterados por el hombre.

Los perfiles de las terrazas preholocénicas (T1, T2 y T3) son suelos ricos en arcilla, de consistencias normalmente firmes y duras, plásticos, adherentes y con texturas de arcillosas a franco arcillo limosas. Exhiben un extenso proceso de iluviación de arcilla que afecta a la mayor parte del material del suelo, así como una moderada rubefacción (el hue más rojo es de 5YR y el máximo % de óxidos de hierro libre es del 3.52). Aunque, en general, los perfiles preholocénicos están descarboxatados, hay que resaltar una ligera recarbonatación, probablemente ligada a aportes eólicos o al cultivo, en T1. Además, los horizontes inferiores de T2 presentan una cantidad importante de fragmentos carbonatados, probablemente originados por la ruptura mecánica por laboreo de un antiguo petrocálcico. La mezcla de estos fragmentos con el material suprayacente, y su posterior disolución, ha provocado la recarbonatación de prácticamente toda la secuencia de horizontes de este perfil.

El estudio mediante difracción de rayos-X (método del polvo desorientado) de los perfiles preholocénicos pone de manifiesto la predominancia de los minerales laminares (que incluyen micas, paragonitas, esmectitas, caolinitas e interstratificados de diversa naturaleza) en la fracción tierra fina y arcilla, mientras que el cuarzo domina en la arena y en el limo de muchos de los horizontes de T2 y T3. Los carbonatos (calcita y dolomita) apenas si aparecen en los perfiles preholocénicos, salvo en las arenas y el limo de T2 (por las razones antes señaladas). Las cantidades de formas libres de hierro, aunque superiores a los perfiles holocénicos, son inferiores al 10%, y se presentan principalmente en forma de goethita, lo que explica que el grado de rubefacción sea moderado o incluso relativamente bajo para suelos tan antiguos.

Los perfiles de las terrazas holocénicas (T4 y T5) no muestran rasgos de iluviación ni de rubefacción (hues como máximo de 7.5YR) y suelen tener horizontes menos arcillosos, con texturas de franco arcillosas a franco arenosas y, en algunos casos, horizontes con elevados contenidos de grava (hasta el 85%). El perfil 4 presenta un cierto desarrollo de la estructura, con agregados de tipo granular o en bloques subangulares y

grado moderado e incluso fuerte, así como un proceso incompleto de movilización de carbonatos, con indicios morfológicos (colas de carbonatos) y analíticos (aumento del porcentaje de  $\text{CaCO}_3_{\text{equiv.}}$ ) de acumulación de formas secundarias de carbonatos en profundidad. El perfil 5, sin embargo, muestra una pobre o nula estructura edáfica, y ningún rasgo de movilización de carbonatos. El estudio de rayos-X pone de manifiesto la importancia de los carbonatos en los perfiles holocénicos, con cantidades similares a los laminares en T4 y superiores en T5.

La clasificación de los perfiles es indicativa de los procesos edafogénicos que han tenido lugar en la cronosecuencia y del grado de desarrollo alcanzado por los suelos. Los perfiles preholocénicos pertenecen al gran grupo de los *Palexeralfs* (Soil Survey Staff, 1998), lo que denota una potente expresión del proceso de iluviación de arcilla o de acumulación de carbonatos secundarios (presencia de un antiguo petrocálcico en T2), mientras que en el T4 el carácter taxonómicamente más importante es la movilización incompleta de los carbonatos (grupo *Calcixerpts*, del orden *Inceptisoles*) y en el T5 su posición topográfica y el escaso grado de evolución del material aluvial que lo constituye (grupo *Xerofluvents*, orden *Entisoles*).

Los análisis estadísticos de todos los tipo de datos obtenidos (morfológicos, analíticos y mineralógicos) han confirmado la importancia en la cronosecuencia de los procesos reseñados, especialmente la iluviación de arcilla y la movilización de carbonatos. Los componentes de los análisis factoriales que explican el mayor porcentaje de varianza siempre se han correlacionado claramente con las variables más influidas por la arcilla (consistencia, potencial de retención de humedad, contenido de laminares), por los carbonatos (value,  $\text{CaCO}_3_{\text{equiv.}}$  y contenidos en calcita y dolomita) y por la rubefacción (óxidos libres de hierro y aluminio, hues, cromas y porcentaje de goethita).

Los índices morfológicos (índice de Harden) y analíticos (índice de Birkeland) de evolución aplicados a nuestros suelos indican, en general, que el grado de desarrollo del perfil se incrementan en los suelos de mayor edad y siguen la secuencia evolutiva  $T5 < T4 < T3 < T2 < T1$ , si bien la disminución entre T2 y T1 de muchos de los índices de propiedades analíticas y morfológicas podría manifestar un cierto grado de edafogénesis regresiva. Así, la erosión que afecta a T1 podría explicar este descenso, ya que supondría la pérdida neta de componentes finos como el limo y la arcilla, aunque no pueden descartarse

otros fenómenos, como la inconstancia en los factores formadores (cambios climáticos o alteraciones del relieve por neotectónica).

El análisis ultramicroscópico con SEM (microscopio electrónico de barrido) de algunos horizontes genéticos de la cronosecuencia confirma plenamente la naturaleza iluvial de las películas de arcilla, que muestran una fábrica *laminar* muy jerarquizada, cuyas principales características son la elevada orientación perpendicular a las superficies de los microagregados de sus unidades de fábrica (clusters y dominios), el elevado grado de empaquetamiento y la profusa cementación. Junto a la fábrica *laminar* típica de las películas de arcilla, aparecen otros tipos relacionados con ella pero con un mayor grado de desorganización, que pueden representar estadios de construcción (fábrica *floculada abierta*) o destrucción (*laminar discontinua*) de la misma. Por el contrario, las fábricas del interior de los micropeds tienden a presentar desorientación espacial y anisotropía, así como un mayor grado de porosidad, con ausencia de rasgos de cementación. Probablemente, la diferenciación de en tipos de fábrica en el interior de los micropeds atiende, en parte, a la diferenciación mineralógica en dominios micáceos (placas de arcilla rígidas de la fábrica *matriz isotrópica*) y esmectíticos (tactoides de aspecto flexible de la fábrica en *panal de abejas*).

Evolutivamente, se demuestra que la fábrica de los suelos preholocénicos presenta una mayor complejidad y grado de diferenciación que el perfil 4. Este último carece de las fábricas asociadas a la iluviación de arcilla (tipos laminar continuo, discontinuo y floculado abierto), dominando, por el contrario, las fábricas *esqueléticas* con gran proporción de granos de arena y limo.

El estudio de difracción de rayos-X de los filosilicatos en Agregado Orientado (A.O.) mediante distintos tratamientos nos indica que, con la edad del suelo, aumentan las fases laminares y disminuye la clorita. De los laminares, la mica es, con mucha diferencia, la fase más abundante en todos los horizontes y perfiles. Con la edad del suelo disminuye el porcentaje de mica y aumentan tanto los interestratificados, especialmente la clorita-esmectita. Es patente, por tanto, una disminución de los minerales que podríamos considerar primarios en los perfiles más viejos (T1 y T2), así como un aumento paralelo de fases que podríamos considerar productos avanzados de reacciones de transformación de los minerales primarios (clorita-esmectita, aunque en menor medida, la illita-esmectita).

Los suelos de edad intermedia (los perfiles 3 y 4), en cambio, son más ricos en productos de reacción menos evolucionados, como la clorita-vermiculita o la illita-vermiculita.

Las tendencias en la variación de los minerales se invierten en el perfil 5 y los materiales originales, enriqueciéndose en esmectitas hasta niveles similares o incluso superiores a los de los perfiles más viejos, aumento que posiblemente se deba a un cambio del área fuente del material aluvial (desde materiales siliciclásticos a materiales margosos de la depresión del Guadalquivir).

El estudio mediante microscopía electrónica analítica de alta resolución (HRTEM/SAED y AEM) confirma la presencia de las fases diagnosticadas por difracción de rayos-X y demuestra que las reacciones de transformación de los filosilicatos se desarrollan en escalas nanométricas.

La principal reacción que ocurre en la cronosecuencia es la transformación de la moscovita en esmectita. Estructuralmente, esta reacción supone la pérdida progresiva de la coherencia tridimensional de los cristales de mica, que se manifiesta en la desorganización del politipo 2M característico de las micas (con el incremento de politipos 1Md) y la aparición de contrastes en la secuencia de apilamiento de láminas (probablemente relacionados con interfases expansibles). Conforme los cristales de mica se van desagregando, los dominios que los componen se desorientan mutuamente, lo que supone una pérdida de nitidez en la resolución de las láminas (imágenes reticulares) y de los *spots* correspondientes a planos cristalográficos (patrón de difracción de electrones), desembocando finalmente en dominios de tactoides muy poco cristalinos, con patrones SAED completamente desordenados (anillos de Laue). La presencia de niveles intercrecidos (niveles  $(0kl)$  cruzados en pequeños ángulos) en este último, demuestra que la disgregación en dominios de distinta naturaleza cristalquímica (es decir, de las reacciones de transformación) se produce, como máximo, en un área de 0.7  $\mu\text{m}$  de diámetro. Compositivamente, la reacción supone, principalmente, la pérdida de carga laminar y de cationes interlaminares.

Tras esta, la siguiente reacción de transformación más importante es la que sufre la clorita y la corrensita (interestratificados regulares clorita-vermiculita) heredadas del material original. Esta consiste en la aparición de interestratificados clorita-vermiculita

irregulares, originados por el sucesivo colapso de láminas de clorita. Esto provoca que los dominios sean cada vez menos cristalinos y que, al final, los patrones de difracción de electrones presenten un aspecto que recuerda al de zonas de tactoides ricas en esmectitas (sin ningún orden tridimensional) y con escasa regularidad en el apilamiento basal, con pocos y difusos *spots* en  $(00l)$ . Compositivamente se detecta un aumento de silicio y una disminución de hierro y magnesio, pues aumentaría la proporción de capas tetraédricas en la estructura, mientras que el Fe y Mg de las capas interlaminares se liberan a la solución del suelo.

**BIBLIOGRAFÍA.**



- Aguilar, J.; Delgado, M. y Alonso, P.J.** 1971. Compuestos de hierro existentes en algunos suelos andaluces. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 29: 839-863.
- Aguilar, J.; Guardiola, J.L.; Barahona, E.; Dorronsoro, C. y Santos, F.** 1987. Clay illuviation in calcareous soils. In: "Eremology (desert Sciences)". Proceeding of a Post-Graduate Courser held in Ghent, Belgium. pp. 541-550.
- Aguilar, J.; Dorronsoro, C.; Vera, M.; Delgado, G. y Fernández, J.** 1994. Estudio de una cronosecuencia en clima seco-subhúmedo del Sur de España. *Boletín de la Sociedade Española de Ciencias del Suelo*, 2: 197-204.
- Ajmone, F. y Torrent, J.** 1989. Fragipan bonding by silica and iron oxides in a soil from Northwestern Italy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 1140-1145.
- Alonso, P.; Bravo, A. y Dorronsoro, C.** 1992. Índices morfológicos y edad en suelos desarrollados sobre terrazas fluviales en San Pedro del Valle (Salamanca). III Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo, Pamplona. 1992. pp. 422-426.
- Allen, B.L. y Hajeck, B.F.** 1989. Mineral Occurrence in Soil Environments. In: "Minerals in Soil Environments". (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 199-278. *Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1*. Madison, USA.
- Allen, B.L. y Fanning, D.S.** 1983. Composition and soil genesis. Pp. 141-192. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy I. Concepts and Interactions*" (Wilding, N.E.; Smeck, N.E. y Hall, G.; Edts). Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam 1983.
- Aoudjit, H.; Elsass, F.; Righi, D. y Robert, M.** 1996. Mica weathering in acidic soils by analytical electron microscopy. *Clay Minerals*, 31: 319-332.
- Aparicio, A.; García, R. y Brell, J.M.** 1997. El metamorfismo de bajo y muy bajo grado de los materiales carboníferos del área hercínica de Sierra Morena. *Boletín Geológico y Minero*, 108: 171-184.

- April, R.H. ; Keller, D. y Driscoll, C.T.** 1986. Smectite in Spodosols from the Adirondack Mountains of New York. *Clay Minerals*, 39: 99-113.
- Altschaeffl, A.G. y Thevanayagam, S.** 1991. Characterization of Clay Fabrics. In: *Microstructure of Fine-Grained Sediments: from muds to Shale*. Bennett , R.H.; Bryant, W.R. and Hulbert, M.H. (editors). Springer-Verlang New York. 582 pp.
- Anh, J.H. y Peacor, D.R.** 1986. Transmission and analytical electron microscopy of the smectite-to-illite transition. *Clays and Clay Minerals* 34, 165-179.
- Árkai, P.** 2002. Phyllosilicates in very low-grade metamorphism: transformation to micas. Pp. 463-478. In "Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology". *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 46: 117-152. Mineralogical Society of America, Washintong, D.C.
- Arocena, J.M.; Pawluk, S. y Dudas, M.J.** 1994. Mineral transformation in some sandy soils from Alberta, Canada. *Geoderma*, 61: 17-38.
- Aspandiar, M.F. and Eggleton, R.A.** 2002. Weathering of chlorite: I. Reactions and Products in microsystems controlled by the primary minerals. *Clays and Clay Minerals*, 50: 685-698.
- Attou, F.; Bruand, A. and Le Bissonnais, Y.** 1998. Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates. *European Journal of Soil Science*, 49: 569-578.
- Aurousseau, P. ; Curmi, P. ; Bouille, S. y Charpentier, S.** 1983. Les vermiculites hydroxy-alumineuses du Massif Armoricain (France). *Approches mineralogique, microanalytique et thermodynamique*. *Geoderma*, 31 : 17-40.
- Austin, G.S.; Glass, H.D. y Hughes, R.E.** 1989. Resolution of the polytype structure of some illitic clay minerals that appear to be 1Md. *Clays and Clay Minerals*, 37: 128-134.
- Aylmore, L.A.G and Quirk, J.P.** 1960. Domain or Turbostratic Structure of Clays. *Nature*, 187: 1046.

- Baerwaldt, R.J.; Burkett, P.J. and Bennet, R.H.** 1991. Techniques for the Preparation of Submarine Sediments. In: *Microstructure of Fine-Grained Sediments: from muds to Shale*. Bennett, R.H.; Bryant, W.R. and Hulbert, M.H. (editors). Springer-Verlang New York. 582 pp.
- Bailey, S.W.** 1980. Summary of recommendation of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *Am. Miner.*, 65: 1-7.
- Bailey, S.W.** 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of Mica, Serpentine and Chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bain, D.C., Mellor, A. y Wilson, M.J.** 1990. Nature and Origin of an Aluminous Vermiculitic weathering product in Acid Soils from upland catchments in Scotland. *Clay Minerals*, 25: 467-475.
- Banfield, J.F. y Murakami, K.** 1998. Atomic-resolution transmission electron microscope evidence for the mechanism by which chlorite weathers to 1:1 semi-regular chlorite-vermiculite. *American Mineralogist*, 83: 348-357.
- Banfield, J. y Zhang, H.** 2002. Nanoparticles in the Environment. In "Nanoparticles in the environment". (Banfield, J. Ed). Pp. 1-58. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 46: 1-58. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Baños, C.** 1975. Estudio y correlación de propiedades químicas, físicas y micromorfológicas de suelos de terrazas del Guadalquivir. Tesis Doct. U. Sevilla. 283 pp.
- Barahona, E.** 1974. Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas. PhD thesis, Univ. Granada, Spain.
- Barden, L. and Sides, G.** 1971. Sample disturbance in the investigation of clay structure. *Geotechnique*, 21: 211.
- Barnhisel, R.I. y Bertsch, P.M.** 1989. Chlorites and Hydroxy-Interlayered Vermiculite in Soils. In: *Minerals in Soil Environments*. (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 728-788. Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, USA.

- Bartoli, F.; Bird, N. ; Gomendy, V. ; Vivier, H. y Niquet, S.** 1999. The relation between silty soil structures and their mercury porosimetry curve counterparts: Fractals and Percolation. *European Journal of Soil Science*, 50: 9 -22.
- Bauluz, B.; Peacor, D.R.; González-López; J.M.** 2000. Transmission electron microscopy study of illitization in pelites from the iberian range, Spain: layer-by-layer replacement?. *Clays and Clay Minerals*, 48, 374-384.
- Bennett , R.H.; O'Brien, N.R. and Hulbert, M.H.** 1991. Determinants of Clay and Shale Microfabrics Signatures: Processes and Mechanisms. In: *Microstructure of Fine-Grained Sediments: from muds to Shale*. Bennett , R.H.; Bryant, W.R. and Hulbert, M.H. (editors). Springer-Verlang New York. 582 pp.
- Bermúdez, J.** Métodos de difracción de rayos-X. Pirámide, Madrid. España. 462 pp.
- Bilzy, A.F. y Ciolkosz, E.J.** 1977. A field morphology scale for evaluating pedological development. *Soil Sci.*, 24: 45-48.
- Bisdorn, E.B.A.** 1983. Submicroscopic examination of soils. *Advances in Agronomy*, 36: 55-96.
- Bisdorn, E.B.A. and Thiel, F.** 1981. Backscattered electron scanning images of porosities in thin sections of soils, weathered rocks and oil-gas reservoir rocks using SEM\_EDXRA. In: *Submicroscopy of Soils and Weathered Rocks*. Bisdorn, E.B.A. (editor). Cent. Agric. Publ. Doc., Pudoc, Wageningen, pp 191-206.
- Birkeland, P.W.** 1974. *Pedology. Weathering and Geomorphological research*. Oxford University Press. 285 pp.
- Birkeland, P.W.** 1983. *Soils and Geomorphology*. 1 th Edition. Oxford University Press. New York. 430 pp.
- Birkeland, P.W.** 1984. Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand. *Geoderma*, 34: 115-134.

- Birkeland, P.W.** 1999. Soils and Geomorphology. 3 th. Edition. Oxford University Press. New York. 430 pp.
- Bohor, B.F. y Huges, R.E.** 1971. Scanning electron microscopy of Clays and Clay Minerals. *Clays and Clay Minerals*, 19: 49-54.
- Bockheim, J.G.** 1980. Solutions and use of chronofunctions in studying soil development. *Geoderma* 24: 71-85.
- Brewer, R.** 1964. Fabric and mineral analysis of Soils. Wiley and Sons. 470 pp. New York, 1964.
- Bruand, A.; Cousin, I.; Nicollaud, B.; Duval, O. y Bégon, J.C.** 1996. Backscattered electron scanning images of soil porosity for analyzing soil compactation around roots. *Soil Science Society of American Journal*, 60: 895-901.
- Blum, M.D. y Torbjörn, E.T.** 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47: 2-48.
- Bockheim, J.G.** 1980. Solution and use of chronofunctions in studying soil development. *Geoderma*, 24: 71-85.
- Bockheim, J.G.** 1990. Soil development rates in the Transantarctic Mountains. *Geoderma*, 47: 59-77.
- Boero, V. y Schwertmann, U.** 1989. Iron oxide mineralogy of Terra Rossa and its genetic implications. *Geoderma*, 44: 319-327.
- Borchardt, G.** 1989. Smectites. In: *Minerals in Soil Environments*. (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 675-729. Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, USA.
- Brindley, G.W.** 1967. Clay mineral nomenclature. *International Ser. Monogr. Earth Sci. G.B*, 27: 437-440.
- Bronick, C.J. y Lal, R.** 2004. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, (In press)

- Brown, G. y Brindley, G.W.** 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and X-ray Identification* (G.W. Brindley & Brown, G. Eds), pp 305-359. Mineralogical Society Monograph 5, London.
- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T. And Babel, U.** 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Res. Publ. 152 pp. Wolverhampton, 1985.
- Busacca, A.J.** 1987. Pedogenesis in a chronosequence in the Sacramento Valley, California. U.S.A. I. Applications of soil development index. *Geoderma* 41: 123-148.
- Busek, P. R.** 1992. Principles of Transmission electron microscopy. Pp. 1-35. In: "Minerals and Reactions at the atomic scale: Transmission electron microscopy". (Ed. Buseck, P.R.). *Reviews in Mineralogy*, 27, 1-35. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Buseck, P.R. y Ijima, S.** 1974. High resolution electron microscopy of silicates. *Am. Mineral.* 59: 1-21.
- Buurman, P.; Meyer, E.P. y Van Wijk.** 1988. Pedogenesis and mineralogy of Haplaquept in Niger (West Africa). *Geoderma*, 43: 49-64.
- Calero, J.; Serrano, J.M.; Aranda, V.; Sánchez, D.; Vila, M.A. y Delgado, R.** 2005. Analysis and characterization of olive tree cultivation system in Granada province (South of Spain) with optimal scaling and multivariate techniques. *Agrochimica*, 49: 118-131.
- Calvache, M. y Viseras, C.** 1997. Long-term control mechanism of stream piracy processes in Southeast Spain. *Earth surface Processes and Landforms*, 22: 93-105.
- Cano-Henares, M.D.; Recio, J.M. y Díaz, F.** 1993. Soil formation in alluvial terraces of the river Guadalquivir: the evidence of the small Mendoza Lakes (Andalusia, Spain). *Catena*, 20: 63-71.

- Carral, M.P.; Martín-Serrano, A.; Santisteban, J.I.; Guerra, A. y Jiménez-Ballesta, R.** 1998. Los factores determinantes en la secuencia edáfica de la evolución morfodinámica del tramo medio del Guadalquivir (Jaén). *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 111-125.
- Casagrande, A.** 1932. The structure of clay and its importance in foundation engineering. *J. Boston Soc. Civil Eng.* 19, 168.
- Churchman, G.J.** 1980. Clay minerals formed from micas and chlorite in some New Zealand soils. *Clay Minerals*, 15: 59-76.
- Clements, F.E.** 1916. *Plant Succession: An Analysis of the Development of Vegetation.* Carnegie Institute of Washington, Publication No.242. Carnegie Institute of Washington, Washington, D.C. Cit. por Huggett, 1998.
- Collins, K.** 1983. Scanning Electron Microscopy of Engineering Soils. *Geoderma*, 30: 243-252.
- Collins, K. y McGown, A.** 1974. The form and functions of microfabric features in a variety of natural soils. *Geotechnique*, 24, 223.
- Corcoles, J.V.** 1987. Andújar, una guía histórico-artística de la ciudad. Caja Provincial Ahorros de Jaén. 23 pp:
- C.P.C.S.** 1967. Classification des sols. Lab. Geologie-Pedologie. E.N.S.A. Grignon.
- Cruz, M.D.R, Puga, E.; Aguirre, L.; Vergara, M. y Morata, D.** 2002. Vermiculite-like minerals in low-grade metasediments from the Coastal Range of Central Chile. *Clay Minerals*, 37: 221-234.
- Cuadros, J. and Altaner, P.S.** 1998. Characterization of mixed-layer illite-smectite from bentonites using microscopic, chemical and X-ray methods: Constraints on the smectite-to-illite transformation mechanism. *American Mineralogist*, 83, 762-774.
- Davis, W.M.** 1899. The geographical cycle. *Geogr. J.* 14: 481-503. Cit. por Gerrard, 1981.

- de Córdoba, S.** 1997. Las inundaciones en el Valle del Guadalquivir. Cámara Oficial de Comercio e Industria de Andújar. 98 pp.
- de Haas, M.; Algera, J.A. y van Tuijl, H.F.J.M.** 2000. Macro and Micro goal setting: in search of coherence. *Applied Psychology*, 49:570-583.
- Delgado, R.** 1980. Edafología y Geoquímica de las alteraciones superficiales en la cuenca del río Dílar (Sierra Nevada). Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Delgado, M. y Delgado, R.** 1985. El Tiempo como Factor Formador del Suelo. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 44: 230-244. .
- Delgado, R.; Barahona, E.; Huertas, F. y Linares, J.** 1982. Los mollisoles de la cuenca alta del río Dílar (Sierra Nevada). *Anales de Edafología y Agrobiología*. 41:59-82.
- Delgado, R.; Aguilar, J. y Delgado, G.** 1994. Use of numerical estimators and multivariate analysis to characterize the genesis and pedogenic evolution of xeralfs from southern Spain. *Catena* 23: 309-325.
- Delgado, R.; Martín-García, J.M.; Oyonarte, C. y Delgado, R.** 2003. Genesis of the *terrae rossae* of the Sierra Gádor (Andalusia, Spain). *European Journal of Soil Science*, 54, 1-16.
- Dong, H. y Peacor, D.R.** 1996. TEM observations of coherent stacking relations in smectite, I/S and illite of Shales: evidence for Mac Ewan Crystallites and dominance of 2M<sub>1</sub> Polytipism. *Clays and Clay Minerals*, 44, 257-275.
- Dorronsoro, C.** 1994. Micromorphological index for the evaluation of soil evolution in central Spain. *Geoderma*, 61: 237-250.
- Dorronsoro, C. y Alonso, P.** 1994. Chronosequence in Almar River Fluvial-Terrace Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 910-925.
- Dexter, A.R.** 1988. Advances in characterization of Soil Structure. *Soil Till. Res.*, 11: 129-238.

- Dokuchaev, V.V.** 1898. The problem of the reevaluation of the land in European and Asiatic and Asiatic Russia, (en Ruso), Moscow. Cit. en Gerrard, 1992.
- Dorado-Valiño, M.; Valdeolmillos-Rodríguez, A.; Ruiz-Zapata, M.B.; Gil-García, M.J. y De Bustamante-Gutiérrez, I.** 1999. Evolución climática durante el Holoceno en la cuenca alta del Guadiana (Submeseta Sur ibérica). Cuaternario y Geomorfología, 13: 19-32.
- Douglas, L.A.** 1989. Vermiculites. In: Minerals in Soil Environments. (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 635-674. Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, USA.
- Drief, A.; Martínez-Ruiz, F.; Nieto, F. y Velilla-Sánchez, N.** 2002. Transmission electron Microscopy evidence form experimental illitization of smectite in K-enriched seawater solution at 50°C and basic pH. Clays and Clay Minerals, 50: 746-756.
- Duchafour, P.H.** 1984. Edafología. 1- Edafogénesis y Clasificación. Ed. Masson. Barcelona. 493 pp.
- Evans, L.J.** 1992. Alteration products at the earth's surface. The clay minerals. In: "Weathering, Soils and Paleosols" (Chesworth, W. Ed), pp. 107-127. Elsevier, Amsterdam.
- Faas, M. y O'brien, P.** 1991, In: Microstructure of Fine-Grained Sediments: from muds to Shale. Bennett , R.H.; Bryant, W.R. and Hulbert, M.H. (editors). Springer-Verlang New York. 582 pp.
- Fanning, D.S. y Keramidas, V.Z.** 1977. Micas. In: "Minerals in Soil Environments." (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.). Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, W.I.
- Fanning, D.S.; Keramidas, V.Z. and El-Desoky, M.A.** 1989. Micas. In: "Minerals in Soil Environments." (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 551-634. Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, USA.
- FAO,** 1977. Guía para la descripción de perfiles de suelos. FAO Roma.

- FAO.** 1988. Soil Map of the World. Revised Legend. Roma. 119 pp.
- Fedoroff, N.** 1987. Organización del suelo a escala microscópica. In: Edafología. 2-constituyentes y propiedades del suelo. Bonneau, M. and Souchier, B. (editors), Masson, Paris.
- Felgueroso, C. y Coma, J.** 1964. Estudio Geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. Bol. I.-G.M.E, T. 75, pp. 115-205.
- Fernández, J.; Bluck, B.J. y Viseras, C.** 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40: 879-893.
- Ferraris, G. y Ivaldi, G.** 2002. Structural features of micas. Pp. 117-153. In “Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology”. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 46: 117-152. Mineralogical Society of America, Washintong, D.C.
- Fiès, J.C. y Bruand, A.** 1998. Particle packing and organization of the textural porosity in clay-silt-sand mixtures. *European Journal of Soil Science*, 49: 557-567.
- Fiès, J.C. y Bruand, A.** 1990. Textural porosity analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BESI). *Geoderma*, 47: 209-219.
- Fisk, H.N.** 1944. Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River. Mississippi River Commission, Vicksburg.
- Fitzpatrick, E.A.** 1993. Soil Microscopy and Micromorphology. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England. 303 pp.
- Fleet, M.E.** 2003. Sheet silicates: Micas. The Geological Society, London. 757 pp.
- Fleet, S.G. y Ribbe, P.H.** 1963. An electron-microscope investigation of moonstone. *Phil. Mag.*, 8: 219-229.

- Florschütz, F.; Menéndez-Amor, J. y Wijmstra, T.A.** 1971. Palynology of a thick quaternary succession in southern Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 10: 233-264
- Foster, R.H. and Evans, J.S.** 1971. Image Analysis of Clay Fabric by Quantimet. *Microscope* 19:377-401.
- García-Fuentes, A. y Cano-Carmona, E.** 1995. *Malas hierbas del olivar giennense*. Diputación Provincial de Jaén. Instituto de Estudio Giennenses. 213 pp.
- Guidotti, C.V.; Sassi, F.P. y Blencoe, J.G.** 1989. Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M1 muscovite and Paragonite. *European Journal of Mineralogy*, 4: 283-297.
- Gerrard, J.** 1992. *Soil Geomorphology*. Chapman & Hall. London. 269 pp.
- Gil, J.; Corral, L. y Paneque, G.** 1987a. Reconocimiento y evaluación de los suelos del valle del Guadalquivir: zona Marmolejo-Menjíbar (Jaén). I. Relaciones geomorfología-Suelos. *An. Edafol. Agrobiol.*, 41: 67-89.
- Gil, J.; Corral, L. y Paneque, G.** 1987b. Reconocimiento y evaluación de los suelos del valle del Guadalquivir: zona Marmolejo-Menjíbar (Jaén). II. Unidad geomorfológica 1 (vegas y terrazas). *An. Edafol. Agrobiol.*, 41: 313-337.
- Gile, L.H. ; Peterson, F.F. y Grossman, R.B.** 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101: 347-360.
- Gile, L.H.** 1975. Holocene soils and soil-geomorphic relations in arid region of southern New Mexico. *Quaternary Res.*, 5: 321-360.
- Gómez-Ortiz, A.** 1987. Morfología Glacial en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Área Veleta-Mulhacén). *Estudios Geográficos*, 188: 379-407.
- Grabowska-Olszewska, B.; Osipov, V. and Sokolov, V.** 1984. *Atlas of the Microstructure of Clay Soils*. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa. 414 pp.

- Griffen, D.T.** 1992. Silicate Crystal Chemistry. Oxford University Press, New York. 442 pp.
- Grubb, S. M. Baxter; Peacor, D.R. and Jiang, W. T.** 1991. Transmission electron microscope observation of illite polytypism. *Clay Minerals* 39, 540-550.
- Guillot, J.E.** 1969. Study of the Fabric of Fine-Grained Sediments with the Scanning Electron Microscope. *J. Sed. Petrol.*
- Guvën, N.** 1988. Smectites. In: "Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy", 19, 497-560.
- Guvën, N.** 1990. Electron Diffraction of Clay Minerals. In: *Electron-Optical Methods in Clay Science*. (Mackinnon, I.D.R. and Mumpton, F.A. Eds.). Clay Mineral Society, Boulder, Colorado, 1990.
- Hair J.F. ; Anderson, R. E. ; Tatham, R.L. y Black, W.C.** 1998. Análisis Multivariante, 5º ed. Prentice Hall Iberia. Madrid, 1999. 799 pp.
- Harden, J.W., 1982.** A quantitative index of soil development from field descriptions: examples for a chronosequence in central California. *Geoderma* 28: 1-28.
- Harden, J.W.; Taylor, E.M.; Hill, C.; Mark, R.K.; McFadden, E.D.; Reheis, M.; Sowers, M.J. y Wells, S.G.** 1991. Rates of soil development from four soil chronosequences in the sothern Great Basin. *Quaternary Res.*, 35: 383-399.
- Harden, J.W. and Taylor, E.M.** 1983. A cuantitative comparison of soil development in four climatic regimes. *Quaternary Res.* 20: 342-359.
- Hardy, M.** 1993. Influence of geogenesis and pedogenesis on clay mineral distribution in Northern Vietnam Soils. *Soil Sci.* 156: 336-345.
- Hardy, M.; Jamagne, M.; Elsass, F.; Robert, M y Chesneau, D.** 1999. Mineralogical development of the silt fractions of a Podzoluvisols on loess in the Paris Basin. *European Journal of Soil Science*, 50: 443-456.

- Harvey, A.M. y Wells, S.G.** 1987. Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain. *Geology*, 15: 689-693.
- Hatton, A.; Ranger, J. ; Robert, M. ; Nys, C. y Bonnaud, P.** 1987. Weathering of a mica introduced into four acidic forest soils. *Journal of Soil Science*, 38: 179-190.
- Heijnen, C.E.; Chenu, C. and Robert, M.** 1993. Micro-morphological studies on clay-amended and unamended loamy sand, relating survival of introduced bacteria and soil structure. *Geoderma*, 56:195-207.
- Higuera, A.** 1961. El alto Guadalquivir. Estudio geográfico. Instituto de estudios Gienneses.
- Hilgard, E.W.** 1906. Report on the Geology and Agriculture of the State of Mississippi. Jackson, Mis. Cit. Jenny, 1980.
- Holmgren, G.S.** 1967. A rapid Citrate- Ditionite extractable Iron procedure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31:210-211.
- Horgan, G.W.** 1998. Mathematical morphology for analysing soil structure from images. *European Journal of Soil Science*, 49: 161-177.
- Howard, J.L. ; Amos, D.F. y Daniels, W.L.** 1993. Alluvial chronosequence in the inner Coast Plain, central Virginia. *Quaternary Res.*, 30: 201-213.
- Huang, 1989.** Feldspat. In: *Minerals in Soil Environments*. (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 675-729. Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, USA.
- Huggett, R.J.** 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena*, 32: 155-172.
- Hugget, R.J.** 2003. *Fundamentals of geomorphology*. Routhledge. New York. 379 pp.
- Jackson, M.L.** 1964. Chemical composition of soils. Pp. 71-141. In: "Chemistry of the Soils", (Bear, F.E. Ed). Reinhold Publishing Corp., New York.

- Jenny, H.** 1941. Factors of Soils Formation. McGraw-Hill, New York, N.Y. 281 pp.
- Jenny, H.** 1961. E.W. Hildgard and the birth of Modern Soil Science. *Agrochimica* 3. Pisa.  
Cit. en Jenny, 1980.
- Jenny, H.** 1980. The Soil Resource. Origin and Behavior. Ecological studies. Vol. 37. Springer-Verlag. New York Inc. 337 pp.
- Jiang, W.T.; Peacor, D.R.; Merriman, R.J. and Roberts, R.** 1990. Transmission and Analytical Electron Microscopic Estudy of Mixed Layer Illite/Smectite formed as an apparent replacement product of Diagenetic Illite. *Clay and Clay Minerals*, 38, 449-468.
- Johnson, D.L., Keller, E.A. y Rockwell, T.K.** 1990. Dynamic pedogenesis: new views on some key soil concepts, and a model form interpreting Quaternary soils. *Quaternary Res.*, 33: 306-319.
- Kahle, M.; Kleber, M. y Reinhold, J.** 2002. Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: the suitability of mineral intensity factors. *Geoderma*, 109: 191-205.
- Keller, W.D.** 1976a. Scan electron micrographs of Kaolins collected from Diverse Environments of Origin- I. *Clays and Clay Minerals*. 24:107-113.
- Keller, W.D.** 1976b. Scan electron micrographs of Kaolins collected from Diverse Environments of Origin- II. *Clays and Clay Minerals*. 24:114-117.
- Kisch, H.J.** 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. En: *Developments in Sedimentology 25B: Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, 2* (editors G Larsen y GV Chilingar), pp 289-493. Elsevier, Amsterdam.
- Kogure, T.** 2002. Investigations of micas using advanced transmission electron microscopy. Pp. 281-311. In "Micas: Crystal chemistry and metamorphic petrology". *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 46: 117-152. Mineralogical Society of America, Washintong, D.C.

- Kononova, M.M.** 1982. *Materia orgánica en el suelo*. Oikos-Tau, Barcelona.
- Kubiena, W.L.** 1938. *Micropedology*. Collegiate Press, Inc, 243 pp. Iowa, 1938.
- Kübler B. y Goy-Eggenberger, D.** (2001). La cristallinité de l'illite revisitée: un bilan des connaissances acquises ces trente dernières années. *Clay Minerals* 36: 143-157.
- Lamb, H.H.** 1982. *Climate, history and the modern world*. Cambridge University Press, Cambridge. 380 pp.
- Lambe, T.W.** 1953. The Structure of inorganics soil. *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.* 79, 3.
- Lamothe, L.** 1919. Les anciennes nappes alluviales et lignes de Rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18: 3-58. Cit. por Blum y Torbjörn, 2000.
- Lamotte, M.; Bruand, A.; Humbel, F.X.; Herbillon, A.J. and Rieu, M.** 1997. A hard sandy-loam soil from semi-arid Northern Cameroon: Fabric of the groundmass. *European Journal of Soil Science*, 1997, 48:213-225.
- Lepsch, I.F. y Buol, S.W.** 1974. Investigation in an Oxisol-Ultisol toposequence in Sao Paulo State, Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38: 491-196.
- Levine, E.R. y Ciolkosz, E.J.** 1983. Soil development in till of various ages in northeastern Pennsylvania. *Quaternary Research*, 19: 85-99.
- Lhenaff, R.** 1977. *Recherches geomorphologiques sur les Cordilleres Betiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse, Université de Lille. France.
- Li, G. ; Peacor, D.R. ; Merriman, R.J. y Roberts, M.** 1994. The diagenetic to low-grade metamorphic evolution of matrix white micas in the system muscovite-paragonite in a mudrock from Central Wales, United Kingdom. *Clays and Clay minerals*, 42: 369-381.
- López-Munguira, A.; Nieto, F. and Morata, D.** 2002. Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain. *Clay Minerals* 37, 267-281.

- McCahon, T.J. y Munn, L.C.** 1991. Soils developed in Late Pleistocene till, Medicine Bow Mountains, Wyoming. *Soil Science*, 152: 377-388.
- Machado-Santiago, R.** 1986. La Campiña Baja y el Valle del Guadalquivir. Componentes físicos y utilización del suelo. Instituto de estudios Giennenses. Diputación Provincial de Jaén. 310 pp.
- Machette, M.N.** 1985. Calcic Soils of the southwestern United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 203: 1-21.
- Malla, P.B. y Komarmani, S.** 1990. High resolution transmission electron microscopy (HRTEM) in the study of soils and clays. *Adv. Soil Sci*, 12: 159-186.
- Marín, J.M.** 1988. Sedimentación detrítica en el borde norte de la depresión del Guadalquivir (Sector de Villanueva de la Reina, Prov. De Jaén). Congreso Geológico de España, 1988.
- Martín-García, J.M.** 1994. La génesis de suelos rojos en el macizo de Sierra Nevada. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España
- Martín-García JM, Delgado G, Sánchez-Marañón M, Párraga JF y Delgado R. 1997.** Nature of dioctahedral micas in Spanish red soils. *Clay Minerals* 32: 107-121.
- Martín-García, J.M.; Delgado, G.; Párraga, J.F.; Bech, J. and Delgado, R., 1998a.** Mineral formation in micaceous Mediterranean Red soils from Sierra Nevada, Granada, Spain. *European Journal of Soil Science*. 49:253-268.
- Martín-García JM, Jaén G, Delgado G, Sánchez Marañón M, Gámiz E y Delgado R 1998b.** Un avance sobre la evolución cristalquímica de micas en una cronosecuencia de suelos del Sur de España. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier, France.
- McBratney, A.B. y Odeh, I.O.A.** 1997. Application of fuzzy sets in soil science: fuzzy logic, fuzzy measures and fuzzy decisions. *Geoderma*, 77: 85-113.

- McCahon, T.J. y Munn, L.C.** 1991. Soils developed in Late Pleistocene till, Medicine Bow Mountain, Wyoming. *Soil Sci.*, 152: 377-388.
- McLaren, A.** 1991. *Transmission electron microscopy of minerals and rocks.* Cambridge University Press. New York.
- Menéndez-Amor, J. y Florschütz, F.** 1964. Results of the preliminary palynological investigation of the samples from a 50 m boring in Southern Spain. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 62: 251-255.
- Merha, O.P. y Jackson, M.L.** Iron Oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7: 317- 327.
- Meunier, A. y Velde, B.** 1989. Solid solution in I/S mixed-layer minerals and illite. *American Mineralogist*, 74: 1106-1112.
- Millot, G.** 1965. *Geologie des Argiles.* Masson, Paris.
- Mitchell, J.K.** 1976. *Fundamentals of Soil Behavior.* J. Wiley & Sons, Inc. USA.
- Molinos, M.** 1997. Arqueología e Historia Antigua del término municipal de Andújar. En: "Jaén y sus pueblos" (Diario Jaén, Ed.), pp. 217-281. Editorial Diario Jaén, Jaén, España.
- Montealegre, L.** 1976. *Estudio Mineralógico en Sedimentos y Suelos de la Depresión del Guadalquivir (Córdoba).* Tesis doct. Universidad Córdoba, España.
- Moore, D.M. y Reynolds, R.C.** 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals.* Oxford University Press. New York. 332 pp.
- Munsell Color Company. Inc.** 1990. *Munsell Soil Color Charts.* Baltimore. USA.
- Nadeau PH, Wilson MJ, McHardy WJ y Tait JM.** 1984. Interstratified clays as fundamental particles. *Science* 225: 932-935.

- Nadeau P.H. ;Wilson, M.J. ; McHardy W.J. y Tait, J.M.** 1985. The nature of some illitic clays from bentonites and sandstones : implications for the conversion of smectite to illite during diagenesis. *Mineral. Mag.*, 49: 393-400.
- Nadeau, P.H. y Hurst, A.** 1991. Application of Back-Scattered electron microscopy to the quantification of clay mineral microporosity in Sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61:921-925.
- Nistaken, E.** 1964. Reduction of orientation effects in the quantitative X-Ray diffraction analysis of Kaolin minerals. *Am. Miner.* 79: 705-714.
- Oades, J.M.** 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Aust. J. Soil Res.*, 29: 1524-1532.
- O'Brien, N. R.** 1971. Fabric of Kaolinite and Illite Floccules. *Clays and Clay Minerals*. 19: 353-359.
- Papadakis, J.** 1969. *Soils of the Worlds*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Peacor, D.R.** 1992. Diagenesis and Low-grade Metamorphism of Shales and Slates. In: *Minerals and Reactions at the atomic scale: Transmission electron microscopy*. (Ed Ribbe, P.H). *Reviews in Mineralogy*, 27, 335- 376.
- Peacor, D.R. ; Bauluz, B. ; Dong, H. ; Tillick, D. y Yan, Yonghong, Y.** 2002. Transmission and analytical electron microscopy evidence for high Mg contents of 1M polytypism in normal prograde diagenetic sequences of pelitic rocks. *Clays and Clay Minerals*, 50, 757-765.
- Pedrò, G., 1992.** Aspects actuels de la connaissance des argiles dans les sols. III Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Pamplona 1992.
- Penck, A. y Brückner, E.** 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig. Cit. por Blum y Torbjörn, 2000.
- Peña, F. y Torrent, J.** 1984. Relationships between phosphate sorption and iron oxides in Alfisols from a river terrace sequence of mediterranean Spain. *Geoderma*, 33: 283-296.

- Phillips, J.D.** 1993. Progressive and Regressive Pedogenesis and Complex Soil Evolution. *Quaternary Res.*, 40: 169-176.
- Pons, A. y Reille, M.** 1986. Nouvelles recherches pollenanalytiques a Padul (Granada): la fin du dernier glaciaire et Holocene. *Quaternary climate in Western Mediterranean. Proc. Of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary*, 405-420.
- Powers, M.A.** 1953. New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *J. Sediment. Petrol.* 23: 117-119.
- Retallack, G.J.** 1990. *Soil of the Past.* Unwin-Hyman, London. 520 pp.
- Richards, L.A.** 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. V.S. salinity laboratory. V.S. Dept. Agric. Handbook, 60.
- Rieder, M.; Cavazzini, G.; D'Yakonov, Y.S. ; Frank-Kamenetskii, V.A.; Gottardi, G.; Guggenheim, S.; Koval, P.V.; Müller, G.; Neiva, A.M; Radoslovich, E.D.; Robert, J.L.; Sassi, H.T.; Takeda, H.; Weiss, Z. y Wones.** 1999. Nomenclature of the Micas. *Clays and Clay Minerals*, 46: 586-595.
- Righi, D. y Meunier, A.** 1991. Characterization and genetic interpretation of clays in an acid brown soil (Dystrochrept) developed in a granitic saprolite. *Clays and Clay minerals*, 39: 519-530.
- Righi, D. ; Petit, S. y Bouchet, A.** 1993. Characterization of Hydroxy-Interlayered Vermiculite and Illite/Smectite interstratified minerals from the weathering of chlorite in a Cryorthod. *Clays and Clay minerals*, 41: 484-495.
- Righi, D.; Räisänen, M.L. y Guillot, F.** 1997. Clay mineral transformation in podzolized tills in central Finland. *Clay Minerals*, 32: 531-544.
- Righi, D.; Huber, K. and Keller, C.** 1999. Clay formation and podzol development from postglacial moraines in Switzerland. *Clay Minerals*, 34: 319-332.

- Rivas-Martinez, S. 1996.** Clasificación Bioclimática de la Tierra. *Folia Botanica Matritensis*, 16: 1-32.
- Reheis, M.C. ; Harden, J.W.; McFadden, L.D. y Shroba, R.R. 1989.** Development Rates of Late Quaternary Soils, Silver Lake Playa, California. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 1127-1140.
- Graf von Reichenbach, H. y Rich, C.I. 1975.** Fine-grained micas in soils. In: "Soils Components. Volume 2. Inorganic Components" (Giesecking, J.E. Ed.). pp 59-95. Springer-Verlang, Berlin.
- Robert, M. ; Hardy, M. y Elsass, F. 1991.** Crystallochemistry, Properties and organization of soil clays derived from major sedimentary rocks in France. *Clay Minerals*, 26: 409-420.
- Robert, M. y Tessier, D. 1992.** Incipient weathering : some new concepts on weathering, clay formation and organization. In: "Weathering, Soils and Paleosols" (Chesworth, W. Ed), pp. 71-106. Elsevier, Amsterdam.
- Rode, A.A. 1961.** The Soil-forming Process and Soil Evolution. Israel Program Sci. Transl., Jerusalem. 100 pp.
- Rodríguez-Ramírez, A.; Cáceres, L.M.; Rodríguez-Vidal, J.; Clemente, L. y Cantano, M. 1997.** Geomorfología de las terrazas fluviales del tramo bajo del río Guadalquivir. Implicaciones evolutivas. *Geogaceta*. 21: 183-185.
- Ross, C.M. and Ehrlich, R. 1991.** Objective Measurements and Clasifications of Microfabrics and their Relationships to Physical Propierties. In: *Microstructure of Fine-Grained Sediments: from muds to Shale*. Bennett , R.H.; Bryant, W.R. and Hulbert, M.H. (editors). Springer-Verlang New York. 582 pp.
- Ross, G.J. y Kodama, H. 1976.** Experimental alteration of a chlorite into a regulary interstratified chlorite-vermiculite by chemical oxidation. *Clays and Clay Mineral*, 24: 183-190.

- Ruellan, A. 2002.** Soils with Petrocalcic Horizons. In: "Encyclopedia of Soil Science" (Lal, R. Ed.), pp. 976-979. Marcel Dekker, Inc. New York. 2002.
- Runge, E.C.A. 1973.** Soil development sequences and energy models. *Soil Sci.* 115: 183-193.
- Santisteban, J.I. y Martín-Serrano, A. 1991.** Neogene fan deltas un the northern Guadalquivir basin (Andújar, Jaén, Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15: 163-183.
- Santos-Francés, F. 1979.** Estudio geológico y edafológico del Sector Montiel-Alcaraz-Bienservida. II. Estudio edafológico. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 490 pp.
- Santos-García, J.A.; Jerez-Mir, F. y Saint-Aubin, J. 1991.** Estudio sedimentológico de una sector del rio Guadalquivir en las proximidades de Andújar (Provincia de Jaén). Los depósitos de la Terraza +6 m (T4). *Estudios Geol.* 47: 43-55.
- Santos-García, J.A. 1988.** Informe sedimentológico sobre las terrazas del río Guadalquivir. En: "Estudio Geológico-Hidrogeológico de la zona de Andújar (Jaén)". Pp. 56-72. Estudio geológico hidrogeológico de detalle 1:10000. Tomo IV-I.
- Sanz de Galdeano, C. 1990.** Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Wester Mediterranean, Miocene to the Present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sawhney, B.L. y Jackson, M.L. 1958.** Soil montmorillonite formulas. *Soil Sci.Soc.Am. J.* 22: 115-118.
- Sawhney, B.L. 1989.** Interstratification in Layer Silicates. In: "Minerals in Soil Environments". (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 789-828. *Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1.* Madison, USA.
- Scalenghe, R.; Zanini, E. y Nielsen, D.R. 2000.** Modeling Soil Development in a Post-incisive Chronosequence. *Soil Sci.* 455-462.

- Schaetzl, R.J.; Barrett y Winkler, J.A. 1994.** Choosing models for soil chronofunctions and fitting them to data. *European Journal of Soil Science*, 45: 219-232.
- Schlesinger, W.M. 1990.** Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. *Nature (London)*. 348: 232-234.
- Schrödinger, E. 1945.** *What is life?*. Macmillan, New York.
- Schultz, L.G. 1964.** Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data for the pierre shale. *Geol. Surv. Prof. Pap. USA 391 C*.
- Schumm, S.A. 1991.** *To interpret the Earth. Ten ways to be wrong.* Cambridge University Press. Cambridge.
- Senkayi, A.L., Dixon, J.B. y Hossner, L.R. 1981.** Transformation of chlorite to smectite through regularly interstratified intermediates: *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 650-656.
- Sergeyev, Y.M.; Grabowska-Olszeewska, B.; Osipov, V.I.; Sokolov, V.N. and Kolomenski, Y.N. 1980.** The classification of microstructures of clay soils. *J. Micr.*3: 237-260.
- Shaw, C.F. 1930.** Profile development and the relationship of soils in California. *First int. Congr. Soil Sci. Proc.*, 4: 291-397.
- Shaw, J.N. ; Odom, J.W. y Hajek, B.F. 2003.** Soils on Quaternary Terraces of the Tallapoosa River, Central Alabama. *Soil Sci.*, 168, 707-717.
- Schultz, L.G. 1964.** Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data for the Pierre Shale. *Geo. Surv. Prof. Paper*, 391-C, 31 p.
- Simonson, R.W. 1959.** Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23: 152-156. Cit. en Smeck et al. 1983.
- Six, J.; Elliott, E.T. y Paustian. 2000.** Soil structure and soil organic matter: II. A normalized stability index and the effect of mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 1042-1049.

- Smart, P. 1966.** Soil Structure, Mechanical Properties and Electron Microscopy. PhD Thesis, Cambridge University.
- Smart, P. y Tovey, N.K., 1982.** Electron Microscopy of Soils and Sediments- Techniques. Oxford University Press, Oxford, 264 pp.
- Smart, P. y Tovey, N.K., 1982.** Electron microscopy of Soils and Sediments -Examples. Oxford University Press. N.Y. 178 pp.
- Smeck, N.E. ; Runge, E.C.A. y Mackintosh, E.E. 1983.** Dynamics and Genetic modelling of Soil Systems. In: "Pedogenesis and Soil Taxonomy I. Concepts and Interactions" (Wilding, N.E.; Smeck, N.E. y Hall, G.; Edts). Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam 1983.
- Smucker, A. 2002.** Roots and Structure. In: "Encyclopedia of Soil Science" (Lal, R. Ed.), pp 1273-1275. Marcel Dekker, Inc. New York. 2002.
- Soil Conservation Service, 1972.** Soil Survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. U.S. Department of Agriculture, Washington.
- Soil Survey Staff, 1951.** Soil Survey Manual. U.S. Department of Agriculture, Washington.
- Soil Survey Staff, 1975.** "Soil Taxonomy". Soil conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Handbook 436.
- Soil Survey Staff, 1983.** Keys to Soil Taxonomy. SMSS Technical Monograph N° ?? . 8 th edn. U.S. Government Printing Office. Washington D.C.
- Soil Survey Staff, 1998.** Keys to Soil Taxonomy. SMSS Technical Monograph N° ?? . 8 th edn. U.S. Government Printing Office. Washington D.C.
- Sondheim, M.W.; Singleton, G.A. y Lavklich, L.M. 1981.** Numerical Analysis of a Chronosequence, including the Development of a Chronofunction. Soil Sci. Soc. Am. J: 45, 558-563.

- Sondheim, M.W. y Standish, J.T.** 1983. Numerical Analysis of a Chronosequence including an assessment of a variability. *Can. J. Soil Sci.* 63: 501-517.
- Soria-Mingorance, J.M.; Soria-Rodríguez, F.J. y Ruiz-López, J.L.** 1985. Los glaciares en Sierra Nevada. En "Sierra Nevada y la Alpujarra", 571-577.
- Srodòn, J.** 1999. Nature of mixed-layer clays and mechanism of their formation and alteration. *An. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27: 19-53.
- Stevens, P.R. and Walker, T.W.** 1970. The chronosequence concept and Soil Formation. *Quat. Rev. Biol.* 45: 333-350.
- Storie, R.E.** 1933. An index for rating the agricultural value of soils. *Calif. Agric. Exp. Stn., Bull.* 556, 44 p.
- Stucki, J.W. ; Golden, D.C. y Roth, C.B.** 1984. Efects of reduction and reoxidation of structural iron on the surface charge and dissolution of dioctahedral smectites. *Clays and Clay minerals*, 32:350-356.
- Suquet, H.; de la Calle, C. y Pezerat, H.** 1975. Sweling and structural organization of saponite. *Clays and Clay Minerals*, 23: 1-9.
- Terzaghi, K.** 1925. *Erdbaummechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage.* Franz Deuticke Press, Leipzig.
- Tessier, D.** 1984. Etude de l'organization des argiles. Hidratation, gonflement, structuration au cours de la dessiccation et de la rehumectation. Thèse, Univ. Paris VII, France.
- Tetttehorst, R.T. y Corbató, C.E.** 1993. Quantitative analysis of mixtures of 1M and 2M<sub>1</sub> dioctahedral micas by X-Ray diffraction. *Clays and Clay Minerals*, 41: 45-55.
- Tisdall, J.M. y Oades, J.M.** 1991. pongo la del 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.*, 33: 141-163.
- Torrent, J.** 1976. Soil development in a sequence of river terraces in northern Spain. *Catena*, 3: 137-151.

- Torrent, J. 1995.** Genesis and the properties of the soils of the mediterranean regions. Pub. Dip. Sci. Chim.-Agr. Univ. di Napoli Federico II. Napoli. 108 pp.
- Torrent, J.; Schwertmann, U.Y.; Fechter, H. y Alferez, F. 1983.** Quantitative Relationships between Soil Color and Hematite Content. *Soil Science*, 136: 354-358.
- Torrent, J.; Schwertmann, U.Y. y Schulze, D.G. 1980.** Iron oxide mineralogy of some soils fo two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, 23: 191-208.
- Torrent, J. y Fizpatrick, E.A. 1974.** Clay cutan and matrix disruption in a soil from Central-Spain. *Soil microscopy*, Trans. of the 4 th. Int. Work Meeting on soil microscopy, Kingston, Canada.
- Tovey, N.K.; Smart, P.; Hounslow, M.W. y Leng, X.L. 1992a.** Automatic orientation mapping of some types of soil fabric. *Geoderma*, 53: 179-200.
- Tovey, N.K.; Krinsley, D.H.; Dent, D.L. y Corbett, W.M. 1992b.** Techniques to quantitatively study the microfabrics of soils. *Geoderma*, 53: 217-235.
- Tovey, N.K. 1973a.** A general photogrammetric technique for the analysis of scanning electron micrographs. In: W.C. Nixon (Editor), *Proceedings of Conference on Scanning Electron Microscopy: Sistem and applications*. Institute of Physics, London, pp. 82-87.
- Tovey, N.K. 1973b.** Techniques of observation and methods of quantification. General Reporter's Review of Session 1, *International Symposium on Soil Structure*. Swedisch Geotechnical Institute, Stockholm, 2: 1-19.
- Tovey, N.K., 1991.** The Microfabric of Some Hong Kong Marine Soils. In: *Microstructure of Fine-Grained Sediments: from muds to Shale*. Bennett , R.H.; Bryant, W.R. and Hulbert, M.H. (editors). Springer-Verlang New York. 582 pp.
- U.S.D.A. 1971.** Guide for interpretation engineering uses of soils. Soil conservation Service. Washington D.C.

- van Olphen, H.** 1977. An introduction to Clay Colloid Chemistry, 2nd ed. Interscience Publishers, New York, 318 pp.
- van Oort, F.; Jongmans, A,G, and Jaunet, M.** 1994. The progression from optical light microscopy to transmission electron microscopy in the study of soils. *Clay Minerals*, 29:247-254.
- Veblen, D.R.; Guthrie, Jr. y Kenneth, J.** 1990. High-resolution transmission electron microscopy and electron diffracction of mixed-layer illite/smectite : experimental results. *Clays and Clay Minerals*, 38: 1-13.
- Velde, B.** 1965. Experimental determination of Muscovite Polymorph stabilities. *American Mineralogist*, 50, 436-449.
- Velde, B.** 1985. *Clay Minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. Developments in Sedimentology, Vol. 40.* Elsevier, Amsterdam.
- Vidic, N.J. y Lobnik, F.** 1997. Rates of soil development of the chronosequence in the Ljubljana Basin, Slovenia. *Geoderma*, 76: 35-64.
- von Bertalanffy, L.** 1950. The theory of open systems in physic and biology. *Science*, 111: 23-29.
- Vreeken, W.J.** 1975. Principal Kinds of Chronosequences and their significance in soil history. *J.Soil Sci.* 26: 378-394.
- Walker, G.F.** 1975. Vermiculites. In: "Soils Components. Volume 2. Inorganic Components" (Giesecking, J.E. Ed.). pp 155-190. Springer-Verlang, Berlin.
- Walker, P.H. y Green, P.** 1976. Soil trends in two valley fill sequences. *Aust. J. Soil Res.* 14, 291-303.
- Warketin, B.P.** 1980. Clay soil structure related to soil management. *Agr. Exp. St. Publ.* 5613. Oregon.
- Weaber, C.E.** 1992. *Clays, Muds and Shales. Developments in Sedimentology, Vol. 44.* Elsevier, Amsterdam.

- Weaber, C.E y Pollard, L.D.** 1973. The Chemistry of Clay Minerals. Developments in Sedimentology, Vol. 15. Elsevier, Amsterdam.
- White, A.F.** 1996. Chemical weathering rates of Silicate Minerals in Soils. In: "Chemical weathering rates of Silicate Minerals" (White, A.F. y Brantley, S.L. Eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 31: 407-463. Mineralogical Society of America, Washintong, D.C.
- White, A.F.; Schulz, M.S.; Vivit, D.V., Blum, A.E.; Stonestrom, D.A. y Harden, J.W.** 2005. Chemical weathering rates of a soil chronosequence on granitic alluvium: III. Hydrochemical evolution and contemporary fluxes and rates. Geochimica and Cosmochimica Acta, 69: 1975-1996.
- Wiewióra, A.** 1990. Crystallochemical classifications of Phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: I. The mica group. Clay Minerals, 25: 13-81.
- Williams, B.D. and Carter, B.C.** 1996. Transmission Electron Microscopy: a textbook for Material sciences. Plenum Press, New York, 729 pp.
- Wilson, M.J.** 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. Clay Minerals, 34, 7-25.
- Wilson, M.J.** 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. Clay Minerals, 39, 233-266.
- World Reference Base for Soil Resources, Introduction.** 1998. FAO. Roma. 88 pp.
- Yaalon, D.H.** 1975. Conceptual models of pedogenesis: can soil-forming functions be solved? Geoderma, 14: 198-205.
- Yaalon, D.H.** 1983. Climate, Time and Soil Development. In: Pedogenesis and Soil Taxonomy I. Concepts and Interactions, Smeck, N.E. y Hall (Edts). Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam 1983.

- Yong, R.N. y Sheeran, D.E.** 1973. Fabric unit interaction and Soil Behavior. In: International Symposium on Soil Structure. Gothemburg, Sweden, pp. 176-183.
- Yong, R.M. y Warketin, B.P.** 1975. Soil Propierties and Behavior. Elsevier Sci. Soil Publis. Cia. 449 pp.
- Zelazny, L.W. y White, G.N.** 1989. The Pyrophyllite-Talc Group. In: "Minerals in Soil Environments". (Dixon, J.B and Weed, S.B, Eds.), pp. 527-550. Soil Sci. Soc. Am. Book Series 1. Madison, USA.

## **ANEXO 1. TABLAS**

## **TABLAS DEL CAPITULO IV**

**Tabla IV.3.** Caracteres analíticos del Perfil 1.

Horizonte	W33 (KPa)	W1500 (Kpa)	DAFM mg/m <sup>3</sup>	A.U mm/cm	pH	C. (dS/cm <sup>2</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (%)
Ap	18.32	9.35	1.53	1.08	7.9	0.11	0.38
Bt1	21.78	13.05	1.50	0.47	6.8	0.15	0.00
Btg1	16.03	9.41	1.55	0.50	7.6	0.18	1.14
Btg2	13.03	8.40	1.56	0.40	7.2	0.26	0.00
2Cg/Bt1	20.93	9.27	1.55	1.27	7.5	0.32	2.29
2C/Bt2	13.60	7.13	1.57	0.76	7.3	0.30	0.00
3C	14.91	6.71	1.58	1.10	7.7		0.00

Horizonte	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	SiO <sub>2cd</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	SiO <sub>2ox</sub> (%)
Ap	2,71	0,50	0,28	0,17	0,41	0,04
Bt1	3,52	0,66	0,44	0,17	0,35	0,04
Btg1	2,75	0,55	0,73	0,11	0,28	0,04
Btg2	2,57	0,74	0,53	0,11	0,25	0,04
2Cg/Bt1	2,56	0,68	0,55	0,09	0,22	0,03
2C/Bt2	2,56	0,72	0,57	0,09	0,20	0,02
3C	2,05	0,68	0,52	0,07	0,19	0,02

Horizonte	C.O. (%)	N. (%)	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mg/Kg	Bases de cambio (cmol+/Kg)				CEC (cmol+/Kg)	Sat. (%)
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
Ap	0,51	0,06	55.46	5.9	0.8	0.5	0.2	11.1	67
Bt1	0,34	0,07	79.18	7.6	1.6	0.5	0.4	10.4	97
Btg1	0,25	0,04	128.78	8.3	1.2	0.4	0.3	7.9	100
Btg2	0,15	0,03	43.94	5.8	1.0	0.5	0.5	6.9	100
2Cg/Bt1	0,13	0,05	48.34	8.7	1.0	0.3	0.4	9.1	100
2C/Bt2	0,12	0,04	50.26	5.8	0.7	0.2	0.3	6.8	100
3C	0,17	0,04	41.58	5.7	0.6	0.3	0.4	7.1	99

## **TABLAS DEL CAPITULO V**

**Tabla V.3.** Caracteres analíticos del Perfil 2.

Horizonte	W33 (KPa)	W1500 (Kpa)	DAFM mg/m <sup>3</sup>	A.U mm/cm	pH	C. (dS/cm <sup>2</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (%)
Ap	23.27	12.99	1.52	1.08	8.0	0.11	0.94
Bt	26.33	15.68	1.46	1.18	8.0	0.10	3.91
Btg	27.74	16.59	1.49	0.96	7.8	0.13	4.43
Bt/Ck	26.15	11.39	1.56	1.20	7.9	0.16	32.01
Cmk/Bt	24.09	10.32	1.46	1.11	7.8	0.18	43.30

Horizonte	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	SiO <sub>2cd</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	SiO <sub>2ox</sub> (%)
Ap	2,87	0,60	0,47	0,20	0,40	0,05
Bt	2,72	0,71	0,70	0,13	0,39	0,04
Btg	2,88	0,65	0,62	0,10	0,35	0,03
Bt/Ck	2,00	0,45	0,39	0,10	0,30	0,03
Cmk/Bt	1,88	0,46	0,39	0,07	0,21	0,04

Horizonte	C.O. (%)	N. (%)	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mg/Kg	Bases de cambio (cmol+/Kg)				CEC (cmol+/Kg)	Sat. (%)
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
Ap	0.68	0.096	87.04	8.0	1.8	0.8	0.3	14.9	73
Bt	0.29	0.061	80.43	7.9	1.7	0.8	0.5	18.2	60
Btg	0.40	0.056	92.34	11.8	2.0	0.6	0.4	14.7	100
Bt/Ck	0.13	0.056	105.94	13.0	1.6	0.6	0.4	16.7	93
Cmk/Bt	0.12	0.045	98.49	16.8	1.4	0.3	0.7	10.8	100

## **TABLAS DEL CAPITULO VI**

Tabla VI.3. Caracteres analíticos del Perfil 3.

Horizonte	W33 (KPa)	W1500 (Kpa)	DAFM mg/m <sup>3</sup>	A.U mm/cm	pH	C. (dS/cm <sup>2</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (%)
Ap1	8.98	3.11	1.60	0.89	8.0	0.07	0.00
Ap2	11.65	4.51	1.58	1.14	7.9	0.07	0.00
Bt1	15.08	5.57	1.57	1.46	7.8	0.06	0.00
Bt2	16.21	8.11	1.55	1.17	7.7	0.06	0.00
Bt3	22.93	12.25	1.52	1.54	7.3	0.07	0.00
Bt4	24.23	10.89	1.50	1.80	7.4	0.09	0.00
2Bt5	20.51	10.22	1.53	1.35	7.6	0.09	0.00
2BCt1	16.65	9.28	1.56	0.64	7.4	0.15	0.00
2BCt2	14.42	8.49	1.58	0.51	7.7	0.16	0.00

Horizonte	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	SiO <sub>2cd</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	SiO <sub>2ox</sub> (%)
Ap1	0,83	0,33	0,20	0,24	0,51	0,02
Ap2	1,18	0,49	0,31	0,18	0,50	0,02
Bt1	1,45	0,57	0,39	0,17	0,58	0,04
Bt2	1,49	0,52	0,38	0,15	0,47	0,04
Bt3	1,73	0,57	0,53	0,13	0,46	0,04
Bt4	1,94	0,36	0,32	0,11	0,42	0,04
2Bt5	1,66	0,56	0,47	0,11	0,45	0,04
2BCt1	1,36	0,55	0,41	0,12	0,51	0,04
2BCt2	1,68	0,60	0,45	0,10	0,50	0,04

Horizonte	C.O. (%)	N. (%)	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mg/Kg	Bases de cambio (cmol+/Kg)				CEC (cmol+/Kg)	Sat. (%)
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
Ap1	0.36	0.051	55.12	3.7	0.3	0.6	0.3	4.2	100
Ap2	0.30	0.043	57.89	3.2	0.3	0.4	0.3	4.5	93
Bt1	0.17	0.048	62.17	4.0	0.6	0.5	0.4	7.1	78
Bt2	0.23	0.048	59.74	4.4	0.1	0.5	0.4	13.5	47
Bt3	0.28	0.044	69.14	6.2	1.7	0.7	0.4	13.5	67
Bt4	0.27	0.067	75.44	7.3	1.7	0.8	0.4	29.1	35
2Bt5	0.21	0.118	41.52	5.9	1.2	0.7	0.2	9.8	82
2BCt1	0.08	0.100	30.14	5.5	1.0	0.6	0.3	7.5	98
2BCt2	0.12	0.051	79.12	5.2	0.9	0.6	0.3	7.5	94

## **TABLAS DEL CAPITULO VII**

**Tabla VII.3.** Caracteres analíticos del Perfil 4.

Horizonte	W33 (KPa)	W1500 (Kpa)	DAFM mg/m <sup>3</sup>	A.U mm/cm	pH	C. (dS/cm <sup>2</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (%)
Ap1	20.16	8.76	1.52	1.16	8.0	0.17	22.06
Ap2	20.97	9.04	1.52	1.29	8.0	0.11	20.34
Bwk1	20.39	7.65	1.52	1.20	8.1	0.10	35.97
2Bwk2	13.31	5.87	1.56	0.41	8.1	0.09	26.81
2C1	8.63	3.66	1.62	0.24	8.1	0.09	24.77
2C2	3.46	1.66	1.65	0.08	9.0	0.10	14.87

Horizonte	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	SiO <sub>2cd</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	SiO <sub>2ox</sub> (%)
Ap1	2,06	0,84	0,53	0,14	0,34	0,06
Ap2	1,52	0,46	0,45	0,17	0,42	0,07
Bwk1	1,28	0,40	0,34	0,11	0,29	0,05
2Bwk2	1,20	0,39	0,29	0,09	0,30	0,04
2C1	1,04	0,32	0,22	0,08	0,21	0,04
2C2	0,85	0,09	0,01	0,05	0,13	0,01

Horizonte	C.O. (%)	N. (%)	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mg/Kg	Bases de cambio (cmol+/Kg)				CEC (cmol+/Kg)	Sat. (%)
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
Ap1	0.60	0.127	123.87	11.7	1.6	1.3	0.2	16.4	90
Ap2	0.72	0.073	114.88	11.2	1.6	1.3	0.2	13.8	97
Bwk1	0.30	0.070	115.80	15.0	1.7	0.9	0.6	12.2	100
2Bwk2	0.31	0.068	115.91	10.7	1.2	0.6	0.2	5.8	100
2C1	0.16	0.058	113.98	7.8	0.9	0.4	0.2	3.2	100
2C2	0.10	0.049	71.81	4.7	0.5	0.3	0.3	1.7	100

## **TABLAS DEL CAPITULO VIII**

**Tabla VIII.3.** Caracteres analíticos del Perfil 5.

Horizonte	W33 (KPa)	W1500 (Kpa)	DAFM mg/m <sup>3</sup>	A.U mm/cm	pH	C. (dS/cm <sup>2</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (%)
Ap	20.81	7.91	1.55	1.96	7.9	0,16	38.39
2C1	16.47	6.34	1.57	1.46	8.0	0,09	40.08
3C2	10.27	3.93	1.61	0.28	8.0	0,10	36.88
4C3	16.01	5.70	1.57	1.55	8.0	0,11	38.09
5C4	10.34	4.39	1.62	0.60	8.0	0,10	40.52
6C5+7C6	16.99	5.63	1.57	0.79	8.1	0,11	37.11
8C7	17.04	5.60	1.57	1.74	8.1	0,09	42.01
Sedimento	11.64	4.8	1.61	1.04	8.4	0.22	23.49

Horizonte	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	SiO <sub>2cd</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	SiO <sub>2ox</sub> (%)
Ap	1,08	0,27	0,29	0,26	0,18	0,06
2C1	1,00	0,23	0,26	0,26	0,18	0,06
3C2	0,91	0,17	0,18	0,17	0,15	0,04
4C3	1,15	0,26	0,29	0,18	0,14	0,04
5C4	1,00	0,22	0,23	0,23	0,17	0,04
6C5+7C6	1,16	0,27	0,27	0,21	0,15	0,04
8C7	1,15	0,24	0,25	0,23	0,18	0,04
Sedimento	0.63	0.15	0.17	0.24	0.13	0.03

Horizonte	C.O. (%)	N. (%)	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mg/Kg	Bases de cambio (cmol+/Kg)				CEC (cmol+/Kg)	Sat. (%)
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
Ap	0.77	0.115	104.30	12.8	1.3	1.3	0.3	12.8	100
2C1	0.54	0.061	97.38	11.4	1.3	0.7	0.3	6.6	100
3C2	0.45	0.038	60.74	9.5	0.8	0.4	0.3	3.4	100
4C3	0.35	0.053	94.61	11.9	1.4	0.5	0.3	7.5	100
5C4	0.27	0.048	96.53	9.0	1.1	0.4	0.3	4.5	100
6C5+7C6	0.31	0.048	88.58	11.8	1.4	0.6	0.4	9.5	100

8C7	0.20	0.048	113.97	13.7	1.8	0.6	0.5	4.3	100
Sedimento	1.76	0.070	92.27	12.7	1.7	0.8	0.1	8.7	100

## **TABLAS DEL CAPITULO IX**

**Tabla IX.2.** Caracteres analíticos del material original (sedimento del Guadalquivir).

Horizonte	W33 (KPa)	W1500 (Kpa)	DAFM mg/m <sup>3</sup>	A.U mm/cm	pH	C. (dS/cm <sup>2</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (%)
Sedimento	11.64	4.8	1.61	1.04	8.4	0.22	23.49

Horizonte	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	SiO <sub>2cd</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3ox</sub> (%)	SiO <sub>2ox</sub> (%)
Sedimento	0.63	0.15	0.17	0.24	0.13	0.03

Horizonte	C.O. (%)	N. (%)	P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> mg/Kg	Bases de cambio (cmol+/Kg)				CEC (cmol+/Kg)	Sat. (%)
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
Sedimento	1.76	0.070	92.27	12.7	1.7	0.8	0.1	8.7	100

## **TABLAS DEL CAPITULO X**

**Tabla X.18.** Análisis de la varianza (ANOVA) y test de comparaciones múltiples (SNK) de las variables analíticas más importantes de la cronosecuencia.

	Terraza 1	Terraza 2	Terraza 3	Terraza 4	Terraza 5
Terraza 1	<b>Media variable 1 = 0.646</b> <b>Media variable 2 = 0.540</b> <b>Media variable 3 = 29.430</b> <b>Media variable 4 = 7.43</b>	(1) $0.579^{II} < 0.646^I$ ** (2) $16.920^{II} > 0.540^I$ **	(2) $0.000^{III} > 0.540^I$ (4) $7.64^{III} > 7.43^I$ **	(3) $24.450^{IV} < 29.43^I$ *	
Terraza 2		<b>Media 1 = 0.579</b> <b>Media 2 = 16.920</b> <b>Media 3 = 42.900</b> <b>Media 4 = 7.90</b>	(1) $0.507^{III} < 0.579^{II}$ * (3) $30.710^{III} < 42.900^{II}$ **	(2) $24.230^{IV} > 16.920^{II}$ ** (4) $8.01^{IV} > 7.90^{II}$ **	
Terraza 3	(3) $29.43^I < 30.71^{III}$	(4) $7.90^{II} > 7.64^{III}$ *	<b>Media 1 = 0.507</b> <b>Media 2 = 0.000</b> <b>Media 3 = 30.710</b> <b>Media 4 = 7.64</b>	(1) $0.419^{IV} < 0.507^{III}$ *	
Terraza 4				<b>Media 1 = 0.419</b> <b>Media 2 = 24.230</b> <b>Media 3 = 24.450</b> <b>Media 4 = 8.01</b>	(1) $0.238^V < 0.419^{IV}$ ** (2) $39.010^V > 24.230^{IV}$ ** (3) $17.510^V < 24.450^{IV}$ ** (4) $8.21^V > 8.01^{IV}$ *
Terraza 5					<b>Media 1 = 0.238</b> <b>Media 2 = 39.010</b> <b>Media 3 = 17.510</b> <b>Media 4 = 8.21</b>

**Variables:** 1 = %  $Al_2O_3$ cd; 2 = %  $CaCO_3$  equiv.; 3 = % Arcilla; 4 = pH

**Terrazas a comparar:** <sup>I</sup> media de T1 / <sup>II</sup> media de T2 / <sup>III</sup> media de T3 / <sup>IV</sup> media de T4 / <sup>V</sup> media de T5.

Significación para la comparación (SNK): \*\*<0.05; \*<0.1 (Significación ANOVA > 0.001 para todas las variables mostradas).

En la diagonal se muestran las medias por terraza para las distintas variables.

**Tabla X.24.** Test de Kruskal-Wallis (K.W) para homogeneidad entre grupos y Test de comparación entre pares de Mann-Whitney (M.W) para las variables morfológicas más importantes de la cronosecuencia.

	Terraza 1	Terraza 2	Terraza 3	Terraza 4	Terraza 5
Terraza 1	Rango medio 1 = 19.21 Rango medio 2 = 18.14 Rango medio 3 = 22.71 Rango medio 4 = 20.36	(3) 21.00 <sup>II</sup> < 22.71 <sup>II</sup>	(1) 16.28 <sup>III</sup> < 19.21 <sup>I</sup> (4) 16.94 <sup>III</sup> > 20.36 <sup>I</sup> **	(2) 10.75 <sup>IV</sup> < 18.14 <sup>I</sup> **	
Terraza 2		Rango medio 1 = 7.00 Rango medio 2 = 25.60 Rango medio 3 = 21.00 Rango medio 4 = 8.40	(2) 24.00 <sup>III</sup> < 25.60 <sup>II</sup> (3) 23.67 <sup>III</sup> < 25.60 <sup>II</sup>	(1) 5.00 <sup>IV</sup> > 7.00 <sup>II</sup> (3) 10.42 <sup>IV</sup> < 21.00 <sup>II</sup> **	
Terraza 3	(2) 18.14 <sup>I</sup> < 24.00 <sup>III</sup> (3) 22.71 <sup>I</sup> < 23.67 <sup>III</sup>		Rango medio 1 = 16.28 Rango medio 2 = 24.00 Rango medio 3 = 23.67 Rango medio 4 = 16.94	(4) 11.25 <sup>IV</sup> < 16.94 <sup>III</sup>	(1) 15.00 <sup>V</sup> < 16.28 <sup>III</sup>
Terraza 4		(4) 8.40 <sup>II</sup> < 11.25 <sup>I</sup> V		Rango medio 1 = 5.00 Rango medio 2 = 10.75 Rango medio 3 = 10.42 Rango medio 4 = 11.25	(2) 8.54 <sup>V</sup> < 10.75 <sup>IV</sup> (3) 7.93 <sup>V</sup> < 10.42 <sup>IV</sup>
Terraza 5	(4) 20.36 <sup>I</sup> < 27.21 <sup>V</sup>	(1) 7.00 <sup>II</sup> < 15.00 <sup>V</sup> **			Rango medio 1 = 15.00 Rango medio 2 = 8.50 Rango medio 3 = 7.93 Rango medio 4 = 27.21

**K.W-M.W** test de Kruskal-Wallis / test de comparaciones de Mann-Whitney

**Variables:** 1 = tipo de estructura; 2 = Hue húmedo; 3 = Cromo seco; 4 = Textura total

**Terrazas a comparar:** <sup>I</sup> rango promedio de T1 / <sup>II</sup> rango promedio de T2 / <sup>III</sup> rango promedio de T3 / <sup>IV</sup> rango promedio de T4 / <sup>V</sup> rango promedio de T5.

Significación para el test de M.W: \*\*<0,05, \*<0.1

(Significación **K.W** < 0.05 para todas las variables mostradas).

En la diagonal se muestran los rangos promedios por terraza según la prueba de **K.W** para las distintas variables.

## **TABLAS DEL CAPITULO XII**



**Tabla X.1. Principales conceptos utilizados en el sistema de descripción de ultramicrofábrica.**

CONCEPTO (característica, atributo o modalidad)	FUENTE PRINCIPAL	MODIFICACIÓN DEL CONCEPTO ORIGINAL
Masa basal	Bullock et al. 1985	Empleado en un sentido más general y más cercano al criterio de Plasma de Brewer. Solo aplicado a microscopía electrónica.
Plasma, esqueleto	Brewer 1964	Básicamente sin modificar, pero sin entrar en detalles micromorfológicos.
Dominios	Aylmore y Kirk 1960, Tessier 1984, Keller 1976.	Básicamente sin modificar.
Cluster	Yong y Warketin 1975	Ligeras modificaciones, sobre todo relacionadas con la descripción de la forma.
Grado Floculación	Van Olphen 1977	Ligeras modificaciones
Grado Agregación	Van Olphen 1977	Ligeras modificaciones
Orientación	Yong y Warketin 1975	Ligeras modificaciones
Jerarquización	Yong y Warketin 1975	Con pocas modificaciones, pero normalmente con un mayor número de niveles
Concordancia y completitud	FitzPatricks 1992	Básicamente sin modificar
Tipo de poros	Grabowska-Olzewska et al 1984, Sergeyeby et al. 1980, Mitchell 1976, FAO 1977.	Nos basamos, con varias modificaciones según los autores citados, en FAO (1977).
Tamaño de poros	Grabowska-Olzewska et al 1984, Sergeyeby et al. 1980.	Bastante modificado. Nosotros recogemos las categorías de nanoporos y mesoporos. Cambiamos los rangos de tamaño
Forma de poros	Grabowska-Olzewska et al 1984.	Básicamente sin modificar.
Tipo de contacto	Grabowska-Olzewska et al 1984, Sergeyeby et al. 1980.	Básicamente sin modificar
Forma de la plaqueta y Relación geométrica intradominio	Smart 1966, Tessier 1984, Pédro 1992, Keller 1976	Básicamente el concepto de Smart, modificado por los otros autores teniendo en cuenta los detalles mineralógicos. Se toman en cuenta las extraordinarias fotos de SEM de Keller.
Relación geométrica interdominio	Smart 1966, Tessier 1984, Pédro 1992, Keller 1976	Lo mismo que el anterior.

**Tabla X.3.** Caracteres descriptivos de los elementos de ultramicrofábrica empleados en el Sistema de Descripción.

Elemento de Ultramicrofábrica	escala	Aumentos (rango aproximado)	Características	Algunas Modalidades	
Unidad de Fábrica	Peds y Micropeds	1x → 100x	Jerarquización		
			Tamaño	Tamaño modal en mm ó μm	
			Forma	1)Discooidal 2)Alargada 3)Equidimensional	
			Esfericidad	Alta – media – baja esfericidad	
			Redondeamiento	Alto – medio – bajo redondeamiento	
			Compleitud		
			Concordancia		
				Rasgos superficialess	1) raíces 2) recubrimientos 3) biorasgos
	Cluster	4000x → 6000x	Nivel de Jerarquización	Número de niveles de cluster Carácter desagregado (sin cluster)	
			Tamaño	Tamaño modal en μm de los distintos niveles	
			Forma	1)Discooidal 2)Alargada 3)Equidimensional	
			Grado de empaquetamiento	1) muy denso 2) denso 3)laxo 4) muy laxo	
			Orientación relativa mutua	1)muy orientados2)orientados 3)poco orientados 4)desorientados	
	Dominios	5000x → 10000x	Grado de agregación	1) muy agregado 2)mode. agregado 3) poco agregado 4) desagregado	
			Tamaño	Tamaño modal en μm	
			Relación de dimensiones	1) dominio s.s 2) paquete 3) tactoide	
			Forma	1) equidimensional 2) prismático 3) discooidal 4) columnar 5) filiforme ...	
			Relación de límites de láminas	1) Apilado 2) Intercrecido	
			Desorden en la colocación de láminas	1) ordenado 2) translacional 3) turboestrático	
			Tipos de unión de láminas	1) cara-cara 2)cara-borde 3)borde-borde	
	Mecanismos de unión de láminas	1)fase 2)transicional 3) coagulación			

**Tabla X.4. Horizonte Bt del Perfil 1. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	μm	Descripción	Foto	μm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Laminar continua</i>	cuaternario	500	discoidales, muy orientados (anisotropía total), empaquetamiento muy denso, escasa porosidad, elevada cementación.	Fig.2 (165x) Fig.3(3300x)	7-10	Uniones cara-cara por intercrecimiento turboestrático, elevada agregación y orientación, Plaquetas láminares semirrígidas	Fig.3(3300x)
		terciario	200					
		secundario	50					
		primario	20-50					
	<i>Laminar discontinua</i>	cuaternario	500	Discoidales, de moderadamente a muy orientados, empaquetamiento moderado, cementación moderada.	Fig.1 (88x)	7-10	Uniones cara-cara por intercrecimiento turboestrático, moderada agregación y orientación, Plaquetas láminares semirrígidas	
		terciario	200					
		secundario	50					
primario		20-50						
<i>Floculada abierta</i>	Sin jerarquización	-	Desagregada, desordenada, tendente a isotropía total de fábrica, incipiente.	Fig.4(880x)	-	No organizada en dominios, láminas flexibles (reciente deposición).	Fig.4(880x)	
Interior de los micropeds	<i>Matriz Isotrópica</i>	secundario	100-500	Equidimensionales, empaquetamiento medio a laxo, porosidad abundante, muy desorientados (isotropía de unidades de fábrica)	Fig.5 (430x)	10-15	Agregación débil, unión cara-cara y cara-borde, moderada orientación de las plaquetas, intercrecidos	Fig.5 (430x)
		primario	60-70					
	<i>Panal abejas</i>	Escasamente jerarquizado, un nivel primario	10-60	Empaquetamiento muy laxo y elevada porosidad, isotropía total. Poco expresada en este horizonte	Fig.5 (430x)	-	Agregación moderada, dominios y plaquetas semiflexibles, de laminares a filiformes (tactoides)	Fig.5 (430x)

**Tabla X.5. Horizonte Btg1 del Perfil 1. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	μm	descripción	Foto	μm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Laminar continua</i>	terciario	100	discoidales, muy orientados (anisotropía total), muy empaquetados y cementados	Fig.6 (55x) Fig.7 (550x)	10-20	Uniones cara-cara, preferentemente por intercrecimiento, elevada agregación, placas	Fig.7 (550x)
		secundario	50					
		primario	20-50					
	<i>Laminar discontinua</i>	terciario	100	discoidales, orientados (bordes del cluster desorientados), empaquetamiento medio-alto, porosidad moderada, cementación moderada o baja.	Fig.8 (330x)	10-20	Uniones cara-cara, intercrecidos, moderadamente agregados y desordenados (turboestráticas)	Fig.8 (330x)
		secundario	50					
		primario	20-50					
<i>Floculada abierta</i>	Sin jerarquización	-	Desagregada, desordenada, tendente a isotropía total de fábrica, incipiente.	Fig.7 (550x)	-	No organizada en dominios, láminas flexibles.	-	
Interior de los micropeds	<i>Matriz Isotrópica</i>	Escasamente jerarquizada (relativamente incipiente), un nivel a 100 μm	100	Equidimensional a discoidal, empaquetamiento y orientación moderada (probablemente heredada de la estructura lítica o provocada por presiones externas).	Fig.9 (490x) Fig.10 (490x)	10-20	Uniones cara-cara, cara-borde por apilamiento, aún no muy organizados. Plaquetas grandes y rígidas, con aspecto lítico (mineralogía probablemente hereda).	Fig.9 (490x) Fig.10 (490x)

**Tabla X.6. Horizonte Btg del Perfil 2. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	μm	descripción	Foto	μm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Laminar continua</i>	terciario	100	discoidales, muy orientados (anisotropía total), muy empaquetados y cementados	Fig.11(250x) Fig.12(1200x)	5-10	Uniones cara-cara, elevada agregación,	-
		secundario	50					
		primario	20-30					
	<i>Laminar discontinua</i>	terciario	100	discoidales, orientados, empaquetamiento medio-alto, porosidad moderada cementación moderada.	Fig.12(1200x)	5-10	Uniones cara-cara, intercrecidos, moderadamente agregados y desordenados (turboestráticas)	Fig.13(1200x)
		secundario	50					
primario		20-30						
<i>Esquelética cementada</i>	secundario	100	Equidimensionales a alargados, redondeados, empaquetamiento laxo (porosidad intergranular), desorientada, cementada	Fig.11(250x) Fig.14(780x)	-	Predominantemente esqueleto limoso (5-15 μm), no organizada en dominios s.s.	Fig.14(780x)	
	primario	30-50						
	<i>Floculada abierta</i>	Escasa jerarquización	50	Cluster discoidales desagregados, empaquetamiento laxo, isotropía total de fábrica.	Fig.X.15(1260x)	-	Láminas flexibles, con uniones cara-cara y cara-borde, poco orientadas.	Fig.X.16(5000x)
Interior de los micropeds	<i>Matriz Isotrópica</i>	Escasa, un nivel a 100 μm	50	Equidimensional a discoidal, empaquetamiento y orientación moderada.	Fig.X.19 (780x)	10	Agregación media-alta, cara-cara y cara-borde,	Fig.X.19 (780x)
	<i>Panal abejas</i>	Un nivel de clusters primario	20-30	Celdillas isométricas poligonales, empaquetamiento muy laxo, muy poroso, sin esqueleto y sin cementación. Tendente a Isotropía total de	Fig.X.17 (500x)	5-10	Dominios poco organizados en retículos (tactoides), láminas flexibles y	Fig.X.18(1950x)

				fábrica			alargadas, uniones poco definidas	
--	--	--	--	---------	--	--	-----------------------------------	--

**Tabla X.7. Horizonte Bt/Ck del Perfil 2. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	μm	Descripción	Foto	μm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Laminar continua</i>	terciario	100	discoidales, muy orientados (anisotropía total), muy empaquetados y cementados	Fig.20 (220x)	5-10	Uniones cara-cara, elevada agregación,	-
		secundario	50					
		primario	20-30					
	<i>Esquelética cementada</i>	Un nivel primario, poca jerarquización	100	Esqueleto limoso, muy cementado, empaquetamiento laxo, porosidad abundante (intergranular). En algunas zonas, <i>coatings</i> arcillosos sobre el esqueleto. Fábrica desorientada o muy desorientada. Probablemente, esta fábrica se presente en el interior del micropeds	Fig.21 (880x)		No organizada en dominios s.s debido al predominio de granos de esqueleto (poca arcilla)	-

**Tabla X.8. Horizonte Bt1 del Perfil 3. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	µm	Descripción	Foto	µm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Laminar continua</i>	terciario	100	discoidales, muy orientados (anisotropía total), muy empaquetados y cementados	FigX.23(500x)	5-10	Uniones cara-cara, elevada agregación,	FigX.23(500x)
		secundario	50					
		primario	30					
	<i>Laminar discontinua</i>	secundario	100	discoidales, orientados, empaquetamiento medio-alto, porosidad moderada cementación moderada. Esqueleto relativamente abundante	Fig.X.24	5-10	Uniones cara-cara, intercrecidos, moderadamente agregados y desordenados (turboestráticas)	
primario		30						
Interior de los micropeds	<i>Matriz Isotrópica</i>	terciario	100	Forma de equidimensional a alargada (algunos claramente prismáticos), orientación y empaquetamiento moderados-bajos, con abundante porosidad (desorientada)	Fig.X.25(6031) Fig.X.26(6027)	10-20	Unión cara-cara por intercrecimiento de láminas de arcilla de aspecto rígido y bordes redondeados.	Fig.X.27(6030)
		secundario	50					
		primario	30					
	<i>Esquelética interior</i>	Poco jerarquizada	-	Esqueleto de tamaño arena y limo grueso (100 mm a 15-20 µm) con elevada porosidad tipo empaquetamiento.	Fig.X.25(6031)	-	No compuesto por dominios s.s, algunos recubrimientos ténues de arcilla sobre granos	Fig.X.25(6031)

**Tabla X.9. Horizonte Bt4 del Perfil 3. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	μm	Descripción	Foto	μm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Laminar continua</i>	terciario	150-100	discoidales, muy orientados (anisotropía total), muy empaquetados y cementados	Fig.X.28(195x)	5-10	Uniones cara-cara, elevada agregación,	
		secundario	50					
		primario	20-30					
Interior de los micropeds	<i>Matriz Isotrópica</i>	secundario	100-200	Equidimensionales a discoidales (en partes más externas), porosidad abundante, muy desorientada, empaquetamiento moderado (laxo por zonas), sin cementación. Esqueleto abundante por zonas. Isotropía de unidades de fábrica.	Fig.X.30(630x) Fig.X.35(630x)	10-15	Uniones cara-cara, intercrecidos, moderadamente agregados y desordenados. Plaquetas heterogéneas (rígidas y flexibles)	Fig.X.34(3900x)
		primario	50					
	<i>Esquelética interna</i>	secundario	100	Esqueleto arenoso, sin cementación.	Fig.X.36(1000x)	-	No compuesto por dominios s.s	
		primario	30-50					

**Tabla X.10. Horizonte Bwk del Perfil 3. Resumen de la descripción de ultramicrofábrica.**

ZONA	TIPO	CLUSTERS				DOMINIOS		
		niveles	μm	Descripción	Foto	μm	Descripción	Foto
Superficie de los micropeds	<i>Esquelética cementada</i>	primario	100	Esqueleto arenoso con plasma limoso. Clusters muy cementados.	Fig.X.38(90x) Fig.X.39(¿)	-	El cemento y la arcilla recubren y puentean débilmente los granos.	-
Interior de los micropeds	<i>Esquelética interna</i>	secundario	100	Esqueleto preferentemente limoso, cementación muy poco marcada, mayor jerarquización. Clusters equidimensionales, laxos, disorientados.	Fig.X.40(2200x)	-		-
		primario	50					

**Tabla X.11. Datos morfológicos de los horizontes seleccionados<sup>1</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horizonte</i>	<i>Profundidad (cm)</i>	<i>Textura</i>	<i>Estructura</i>	<i>Color seco</i>	<i>Color húmedo</i>	<i>Adhesividad</i>	<i>Plasticidad</i>	<i>Cútanos</i>
T1	Bt	14-54	c	c3abk	5YR4/6	5YR4/4	ws	wp	n4pf
	Btg	54-90	scl	m2abk	5YR4/6	5YR4/4	ws	wp	n2br
T2	Btg	40/50-65	c	m3sbk	7.5YR5/6	7.5YR4/6	ws/wvs	wp	n4pf
	Bt/Ck	50/65-89	sic	m3sbk	5YR4/4	5YR4/4	ws	wp	n1pf
T3	Bt1	30-60	scl	m3abk	7.5YR5/6	5YR4/6	ws	wp	n2pf
	Bt4	112-129	c	c3pr	5YR4/6	5YR4/4	ws	wp	m4pf
T4	Bwk	35-41/59	cl	c2sbk	10YR6/4	10YR5/4	ws	wp	-

<sup>1</sup> Extracto de la descripción morfológica realizada en los Capítulos IV (perfil 1), V (perfil 2), VI (perfil 3) y VII (perfil 4).  
Abreviaturas (Soil Survey Staff, 1975):

**Textura:** lcos = arenosa franca gruesa; sl = franco arenosa; fsl = franco arenosa fina; vsl = franco arenosa muy fina; gsl = franco arenosa gruesa; l = franca; cl = franco arcillosa; scl = franco arcillo arenosa; sic = arcillo limosa; c = arcillosa.

**Estructura:** tipo: pl = laminar; pr = prismática; abk = bloques angulares; sbk = bloques subangulares; gr = granular; m = masiva. grado: 0 = sin estructura; 1 = débil; 2 = moderada; 3 = fuerte.

**Consistencia:** en seco: dl = suelto; ds = blando; dsh = ligeramente duro; dh = duro; dvh = muy duro; deh = extremadamente duro. en húmedo: ml = suelto; mvfr = muy friable; mfr = friable; mfi = firme. en mojado: adhesividad: wso = no adherente; wss = ligeramente adherente; ws = adherente; wvs = muy adherente. plasticidad: wpo = no plástico; wps = ligeramente plástico; wp = plástico.

**Cútanos:** frecuencia: 1 = pocos; 2 = comunes; 3 = muchos; 4 = continuos. grosor: 1 = delgados; 2 = moderadamente espesos. localización: pf = en la cara de los agregado; br = puenteando granos.

**Tabla X.12. Datos analíticos de los horizontes seleccionados<sup>1</sup>**

Perfil	Horiz.	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	Grava (%)	CO (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3cd</sub> (%)	pH (H <sub>2</sub> O)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Ca <sup>2+</sup> cmol(+)/kg	Mg <sup>2+</sup> cmol(+)/kg	Na <sup>+</sup> cmol(+)/kg	K <sup>+</sup> cmol(+)/kg	CEC cmol(+)/kg	Sat. (%)
T1	Bt	42.6	23.5	33.9	37.0	0.34	3.52	6.8	0.0	7.6	1.6	0.4	0.5	10.4	97
	Btg	31.2	21.3	47.5	29.0	0.25	2.75	7.6	1.1	8.3	1.2	0.3	0.4	7.9	100
T2	Btg	41.7	32.2	26.1	10.0	0.4	2.88	7.8	4.4	11.8	2.0	0.4	0.6	14.7	100
	Bt/Ck	41.4	48.2	10.4	32.0	0.13	2.0	7.9	32.0	13.0	1.6	0.4	0.6	16.7	93
T3	Bt	27.1	12.6	60.3	1.0	0.17	1.45	7.8	0.0	4.0	0.6	0.4	0.5	7.1	78
	Bt4	42.0	24.3	33.7	2.0	0.27	1.94	7.4	0.0	7.3	1.7	0.4	0.8	29.1	35
T4	Bwk	30.1	39.5	30.4	12.0	0.3	1.28	8.1	35.97	15.0	1.7	0.6	0.9	12.2	100

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

Abreviaturas: CO= carbono orgánico, Fe<sub>2</sub>O<sub>3cd</sub>= hierro extraído con Citrato-Ditionito; CEC= capacidad de intercambio catiónico; %Sat= porcentaje de saturación en base

**Tabla X.13. Mineralogía de tierra fina de los horizontes seleccionados<sup>1</sup> (%) (DRX)<sup>2</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horiz.</i>	<i>Laminares</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>Goethita</i>	<i>Hematites</i>	<i>Clorita</i>	<i>Fd.K</i>	<i>Fd.Na</i>	<i>Calcita</i>	<i>Dolomita</i>
T1	Bt	57	17	8	1	2	13	traza	1	1
	Btg1	65	24	3	traza	1	3	traza	3	traza
T2	Btg	65	16	7	1	2	3	1	4	1
	Bt/Ck	59	22	7	traza	2	3	traza	5	1
T3	Bt1	52	16	7	1	2	18	1	1	2
	Bt4	51	23	5	traza	1	15	5	1	traza
T4	Bwk	34	17	4	4	2	3	4	7	25

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

<sup>2</sup> Técnica del polvo desorientado.

Fd.K = feldespato potásico; Fd.Na = feldespato sódico (albita).

**Tabla X.14. Mineralogía de la fracción arena gruesa horizontes seleccionados<sup>1</sup> (%) (DRX)<sup>2</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horiz.</i>	<i>Laminares</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>Goethita</i>	<i>Hematites</i>	<i>Clorita</i>	<i>Fd.K</i>	<i>Fd.Na</i>	<i>Calcita</i>	<i>Dolomita</i>
T1	Bt	41	54	3	traza	1	1	traza	traza	traza
	Btg1	70	26	1	traza	1	1	1	1	traza
T2	Btg	24	14	2	1	1	1	traza	57	traza
	Bt/Ck	19	27	2	1	1	2	traza	48	traza
T3	Bt1	3	59	traza	traza	3	26	9	traza	traza
	Bt4	6	37	1	traza	2	31	19	4	traza
T4	Bwk	14	50	traza	traza	1	11	3	17	3

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

<sup>2</sup> Técnica del polvo desorientado.

Fd.K = feldespato potásico; Fd.Na = feldespato sódico (albita).

**Tabla X.15 Mineralogía de las fracción arena fina de los horizontes seleccionados<sup>1</sup> (%) (DRX)<sup>2</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horiz.</i>	<i>Laminares</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>Goethita</i>	<i>Hematites</i>	<i>Clorita</i>	<i>Fd.K</i>	<i>Fd.Na</i>	<i>Calcita</i>	<i>Dolomita</i>
T1	Bt	22	69	3	traza	1	6	traza	traza	traza
	Btg1	39	54	2	traza	traza	3	traza	1	traza
T2	Btg	20	66	3	traza	traza	5	traza	5	traza
	Bt/Ck	18	63	traza	1	traza	16	1	1	traza
T3	Bt1	4	70	2	traza	1	13	10	traza	traza
	Bt4	6	57	1	traza	1	23	8	3	traza
T4	Bwk	9	19	1	traza	2	3	1	13	50

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

<sup>2</sup> Técnica del polvo desorientado.

Fd.K = feldespatos potásico; Fd.Na = feldespatos sódico (albita).

**Tabla X.16. Mineralogía de las fracción limo de los horizontes seleccionados<sup>1</sup> (%) (DRX)<sup>2</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horiz.</i>	<i>Laminares</i>	<i>Cuarzo</i>	<i>Goethita</i>	<i>Hematites</i>	<i>Clorita</i>	<i>Fd.K</i>	<i>Fd.Na</i>	<i>Calcita</i>	<i>Dolomita</i>
T1	Bt	48	32	3	0	9	3	0	4	0
	Btg1	55	27	4	0	6	4	0	4	0
T2	Btg	47	43	2	0	2	4	0	2	0
	Bt/Ck	37	46	2	0	4	8	0	2	0
T3	Bt1	21	65	1	0	0	9	4	1	0
	Bt4	30	62	0	0	0	9	0	0	0
T4	Bwk	15	17	1	0	2	1	0	35	28

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

<sup>2</sup> Técnica del polvo desorientado.

Fd.K = feldespato potásico; Fd.Na = feldespato sódico (albita).

**Tabla X.17. Mineralogía de la fracción limo de los horizontes seleccionados<sup>1</sup> (%) (DRX)<sup>2</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horiz.</i>	<i>F.Expansibles</i>	<i>Int. 10-14<sup>1</sup></i>	<i>Mica</i>	<i>Paragonita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Caolinita</i>
T1	Bt	4	6	83	1	2	4
	Btg1	4	13	74	1	4	4
T2	Btg	5	7	81	1	3	3
	Bt/Ck	5	12	75	1	3	4
T3	Bt1	9	12	74	2	1	2
	Bt4	5	10	77	3	3	3
T4	Bwk	3	6	79	2	6	4

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

<sup>2</sup> Técnica del Agregado Orientado (A.O), muestras Sódicas solvatadas en Etilenglicol (E.G).

F.expansibles = fases expansibles de 14 a 18 Å (incluye esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita. Capítulo XI).

Int. 10-14 =Interestratificados de 10 a 14 Å (incluye illita-esmectita, illita-vermiculita y mica-clorita. Capítulo XI)

**Tabla X.18. Mineralogía de la fracción arcilla de los horizontes seleccionados<sup>1</sup> (%) (DRX)<sup>2</sup>**

<i>Perfil</i>	<i>Horiz.</i>	<i>F.Expansibles</i>	<i>Int. 10-14<sup>1</sup></i>	<i>Mica</i>	<i>Paragonita</i>	<i>Clorita</i>	<i>Caolinita</i>
T1	Bt	16	9	66	3	2	4
	Btg1	22	3	68	1	3	4
T2	Btg	22	8	66	1	1	2
	Bt/Ck	17	6	68	1	3	5
T3	Bt1	6	8	78	1	2	6
	Bt4	12	6	78	1	1	5
T4	Bwk	7	6	80	1	2	4

<sup>1</sup> Extracto de las Tablas IV.1 y IV.4 (capítulo IV, perfil 1); Tablas V.1 y V.4 (capítulo V, perfil 2), Tablas VI.1 y VI.4 (capítulo VI, perfil 3) y Tablas VII.1 y VII.4 (capítulo VII, perfil 4).

<sup>2</sup> Técnica del Agregado Orientado (A.O), muestras Sódicas solvatadas en Etilenglicol (E.G).

F.expansibles = fases expansibles de 14 a 18 Å (incluye esmectita, clorita-esmectita, clorita-vermiculita y vermiculita. Capítulo XI).

Int. 10-14 = Interestratificados de 10 a 14 Å (incluye illita-esmectita, illita-vermiculita y mica-clorita. Capítulo XI)



## **TABLAS DEL CAPITULO XIII**

Tabla XIII.19. Composición y fórmula estructural de las micas de partículas limo y arcilla del horizonte Bt del perfil 1 determinadas con EDX.

	limo			arcilla					
	ltg2-1	ltg2-2	ltg2-3	atg2-1	atg2-3	atg2-4	atg2-5	atg2-7	atg2-8
Si	45,31	44,68	47,87	55,34	48,58	51,38	46,33	49,41	50,87
Al	40,51	40,70	37,33	35,20	36,52	35,22	40,69	40,03	39,65
Fe	1,54	1,93	1,63	2,23	1,70	1,48	1,31	0,97	0,97
Mg	2,88	2,74	2,48	2,13	2,68	2,56	2,26	2,15	2,34
Ti	0,00	0,15	0,00	0,00	0,17	0,27	0,05	0,08	0,21
Ca	0,14	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	3,15	2,68	2,29	0,00	2,46	3,70	0,00	1,11	0,00
K	6,48	6,56	8,40	5,12	7,89	5,17	9,37	6,27	5,96
Si <sup>IV</sup>	3,09	3,05	3,25	3,55	3,28	3,42	3,13	3,27	3,32
Al <sup>IV</sup>	0,91	0,95	0,75	0,45	0,72	0,58	0,87	0,73	0,68
Al <sup>VI</sup>	1,84	1,86	1,78	1,81	1,75	1,77	1,88	1,92	1,91
Fe <sup>VI</sup>	0,10	0,12	0,11	0,14	0,11	0,10	0,09	0,06	0,06
Mg <sup>VI</sup>	0,20	0,17	0,17	0,14	0,18	0,17	0,15	0,14	0,15
Ti <sup>VI</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
Ca <sup>XII</sup>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,22	0,18	0,16	0,00	0,17	0,25	0,00	0,07	0,00
K <sup>XII</sup>	0,44	0,45	0,57	0,33	0,53	0,34	0,63	0,41	0,39
x <sup>IV</sup>	-0,91	-0,95	-0,75	-0,45	-0,72	-0,58	-0,87	-0,73	-0,68
x <sup>VI</sup>	0,26	0,32	0,02	0,12	0,03	0,03	0,24	0,25	0,29
x	-0,65	-0,63	-0,73	-0,33	-0,69	-0,55	-0,63	-0,48	-0,39
x <sup>XII</sup>	0,68	0,65	0,73	0,33	0,70	0,59	0,63	0,48	0,39
R <sup>VI</sup>	2,14	2,16	2,06	2,09	2,05	2,06	2,12	2,13	2,12
R <sup>XII</sup>	0,67	0,64	0,73	0,33	0,70	0,59	0,63	0,48	0,39
Na*	33,33	28,57	21,92	0,00	24,29	42,37	0,00	14,58	0,00
Fm	0,30	0,29	0,28	0,28	0,29	0,27	0,24	0,20	0,21

Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

Abreviaturas: x<sup>IV</sup> = carga tetraédrica; x<sup>VI</sup> = carga octaédrica; x = carga laminar; x<sup>XII</sup> = carga de los cationes interlaminares; R<sup>VI</sup> = cationes octaédricos; R<sup>XII</sup> = cationes interlaminares; Na\* = 100(Na<sup>XII</sup>/(Na<sup>XII</sup>+K<sup>XII</sup>)); Fm = Fe<sup>VI</sup> + Mg<sup>VI</sup>

**Tabla XIII.22** Contenido de óxidos (%) de partículas no micáceas en limos y arcillas del horizonte C del perfil 1 determinados con EDX.

	Limo						arcilla	
	ltg7-1	ltg7-2	ltg7-3	ltg7 -5	ltg7-6	ltg7-7	atg7-1	atg7-2
SiO <sub>2</sub>	47,78	50,53	36,58	23,38	54,69	23,33	58,947	31,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,03	38,68	22,26	13,99	37,83	13,11	35,840	23,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,11	1,82	29,93	18,07	0,00	18,59	2,203	32,94
MgO	13,70	1,82	8,38	0,00	1,90	6,04	3,010	8,79
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,62	0,00	5,48	0,00	0,00	0,000	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,00
CaO	0,63	0,00	0,27	0,91	2,09	0,00	0,000	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,16	1,01	0,00	2,17	0,00	0,27	0,000	1,31
K <sub>2</sub> O	0,60	5,53	2,59	23,38	3,49	2,61	0,000	1,89

**Tabla XIII.23.** Composición y fórmula estructural de las micas y las caolinitas de partículas limo y arcilla del horizonte Btg del perfil 2 determinadas con EDX.

	Limo								arcilla
	ltg9-1	ltg9-3	ltg9-4	ltg9-5	ltg9-6	ltg9-7	ltg9-8	ltg9-11	atg9-5
Si	48,80	47,86	46,99	48,22	43,09	45,51	43,68	36,08	50,45
Al	44,06	36,73	44,01	46,31	40,66	32,74	33,04	46,04	35,79
Fe	0,68	1,30	3,72	2,74	0,89	2,44	3,27	3,22	1,32
Mg	2,19	2,56	2,37	2,09	2,24	5,11	5,71	3,36	2,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,73	0,49	0,60	0,18
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	2,10	0,00	0,00	0,00	0,00	4,17	3,92	3,27	4,40
K	2,17	11,55	2,90	0,64	13,13	9,30	9,88	7,43	5,83
Si <sup>IV</sup>	3,18	3,27	3,89	3,92	3,01	3,15	3,10	3,15	3,38
Al <sup>IV</sup>	0,82	0,73	0,11	0,08	0,99	0,85	0,90	0,85	0,62
Al <sup>VI</sup>	2,04	1,78	3,54	3,68	1,86	1,50	1,45	1,61	1,78
Fe <sup>VI</sup>	0,04	0,09	0,31	0,22	0,06	0,17	0,23	0,22	0,09
Mg <sup>VI</sup>	0,14	0,18	0,20	0,17	0,15	0,35	0,41	0,23	0,14
Ti <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,04	0,01
Ca <sup>XII</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,28	0,22	0,29
K <sup>XII</sup>	0,14	0,76	0,17	0,03	0,92	0,64	0,70	0,51	0,39
x <sup>IV</sup>	-0,82	-0,73	-0,11	-0,08	-0,99	-0,85	-0,90	-0,85	-0,62
x <sup>VI</sup>	0,55	-0,02	-0,05	0,05	0,08	-0,09	-0,02	0,13	-0,07
x	-0,28	-0,75	-0,16	-0,03	-0,91	-0,94	-0,92	-0,72	-0,69
x <sup>XII</sup>	0,28	0,76	0,17	0,03	0,92	0,93	0,98	0,73	0,69
R <sup>VI</sup>	2,23	2,05	4,05	4,07	2,07	2,08	2,12	2,11	2,02
R <sup>XII</sup>	0,28	0,76	0,17	0,03	0,92	0,93	0,98	0,73	0,69
Na*	50,91	0,00	-	-	0,00	30,99	28,41	30,54	42,99
Fm	0,19	0,26	-	-	0,21	0,52	0,64	0,45	0,22

Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

Abreviaturas: x<sup>IV</sup> = carga tetraédrica; x<sup>VI</sup> = carga octaédrica; x = carga laminar; x<sup>XII</sup> = carga de los cationes interlaminares; R<sup>VI</sup> = cationes octaédricos; R<sup>XII</sup> = cationes interlaminares; Na\* = 100(Na<sup>XII</sup>/(Na<sup>XII</sup>+K<sup>XII</sup>)); Fm = Fe<sup>VI</sup> + Mg<sup>VI</sup>

**Tabla XIII.24.** Contenido de óxidos (%) de partículas no micáceas en limos y arcillas del horizonte Btg del perfil 2 determinados con EDX.

	Limo					arcilla			
	ltg9-2	ltg9-9	ltg9-10	ltg9-12	ltg9-13	atg9-2	atg9-3	atg9-4	atg9-6
SiO <sub>2</sub>	36,56	35,98	43,49	40,06	38,57	40,95	44,24	37,58	41,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,11	21,39	22,04	21,39	18,78	21,27	19,88	19,86	19,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,96	28,27	25,03	22,72	24,09	25,07	25,47	33,58	30,11
MgO	12,54	11,11	7,62	11,20	13,50	7,37	5,09	4,84	6,58
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,95	0,71	0,42	0,41	0,46	0,39	0,43	0,32
MnO	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,34	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,20	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,43	1,68	2,53	0,00	0,00	1,04
K <sub>2</sub> O	0,48	1,88	1,11	3,66	2,85	2,35	4,92	2,52	100,00

**Tabla XIII.26.** Contenido de óxidos (%) de partículas no micáceas en limos y arcillas del horizonte Bt/Ck del perfil 2 determinados con EDX.

	limo			arcilla			
	ltg11-2	ltg11-3	ltg11-5	atg11-2	atg11-3	atg11-5	atg11-6
SiO <sub>2</sub>	47,01	45,53	43,57	46,06	32,90	32,45	31,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,18	20,46	19,58	23,74	21,41	20,73	20,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,01	26,21	25,09	16,17	35,62	37,46	39,36
MgO	6,87	5,24	5,02	6,86	5,86	6,85	6,67
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,61	0,82	1,21	0,56	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,43	0,00	0,00	3,73	1,78	1,02	1,72
K <sub>2</sub> O	0,92	1,34	5,53	2,87	2,43	1,49	0,23

**Tabla XIII.29.** Composición y fórmula estructural de las micas de partículas limo y arcilla del horizonte Bwk1 del perfil 4 determinadas con EDX.

	Limo					arcilla				
	ltg24-1	ltg24-4	ltg24-5	ltg24-8	Ltg24-9	atg24-1	atg24-2	atg24-3	atg24-4	atg24-5
Si	41,94	43,11	42,07	50,71	61,61	42,76	45,54	44,47	53,86	57,15
Al	42,63	37,20	44,94	38,80	19,24	35,08	39,34	36,71	26,60	28,22
Fe	0,52	3,29	0,48	0,47	5,12	3,17	1,58	3,30	8,99	9,60
Mg	1,07	4,74	0,90	1,52	8,10	4,45	2,97	2,79	4,80	5,09
Ti	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00
Ca	0,00	0,19	0,47	0,17	0,65	0,00	0,00	0,00	0,31	0,00
Na	2,13	2,22	10,20	1,81	0,00	6,62	0,00	0,00	0,00	0,00
K	11,48	9,25	0,94	6,52	5,29	7,91	10,58	12,37	5,45	0,00
Si <sup>IV</sup>	2,94	3,01	2,91	3,36	3,96	3,04	3,12	3,08	3,51	3,99
Al <sup>IV</sup>	1,05	0,99	1,09	0,64	0,04	0,96	0,88	0,92	0,49	0,01
Al <sup>VI</sup>	1,94	1,60	2,01	1,93	1,19	1,54	1,81	1,63	1,24	0,93
Fe <sup>VI</sup>	0,04	0,23	0,03	0,03	0,33	0,23	0,11	0,23	0,58	0,02
Mg <sup>VI</sup>	0,08	0,33	0,06	0,09	0,52	0,32	0,20	0,19	0,31	0,09
Ti <sup>VI</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ca <sup>XII</sup>	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,15	0,15	0,71	0,12	0,00	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sup>XII</sup>	0,81	0,65	0,06	0,43	0,35	0,56	0,72	0,86	0,36	0,00
$x^{IV}$	-1,05	-0,99	-1,09	-0,64	-0,04	-0,96	-0,88	-0,92	-0,49	-0,01
$x^{VI}$	0,11	0,17	0,26	0,07	-0,38	-0,06	0,16	0,07	0,10	0,03
$x$	-0,94	-0,82	-0,83	-0,57	-0,42	-1,02	-0,72	-0,85	-0,40	0,02
$x^{XII}$	0,96	0,83	0,83	0,57	0,43	1,03	0,72	0,86	0,40	0,00
$R^{VI}$	2,07	2,16	2,11	2,05	2,04	2,08	2,12	2,08	2,13	1,04
$R^{XII}$	0,96	0,81	0,80	0,56	0,39	1,03	0,72	0,86	0,38	0,00
Na*	15,65	19,33	91,57	21,73	0,00	45,53	0,00	0,00	0,00	0,00
Fm	0,11	0,56	0,10	0,12	0,85	0,54	0,31	0,42	0,90	0,11

Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

Abreviaturas:  $x^{IV}$  = carga tetraédrica;  $x^{VI}$  = carga octaédrica;  $x$  = carga laminar;  $x^{XII}$  = carga de los cationes interlaminares;  $R^{VI}$  = cationes octaédricos;  $R^{XII}$  = cationes interlaminares;  $Na^* = 100(Na^{XII}/(Na^{XII}+K^{XII}))$ ;  $Fm = Fe^{VI} + Mg^{VI}$

Tabla XIII.31. Composición y fórmula estructural de las micas de partículas limo del horizonte Ap del perfil 5 determinadas con EDX.

	ltg29-1	ltg29-2	ltg29-3	ltg29-4	ltg29-5	ltg29-6	ltg29-7	ltg29-9	ltg29-10
Si	49,05	56,21	55,96	46,44	48,81	51,91	68,97	72,13	47,79
Al	37,26	27,79	26,91	39,58	36,72	31,91	27,78	27,27	40,01
Fe	1,34	4,73	4,05	0,05	3,96	3,81	0,71	0,22	2,80
Mg	2,26	5,06	5,50	1,96	3,89	4,75	2,12	0,31	4,32
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38
Ca	0,00	0,56	0,42	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	2,52	0,00	0,00	10,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	7,57	5,64	7,17	1,51	6,62	7,61	0,42	0,08	4,70
Si <sup>IV</sup>	3,30	3,64	3,67	3,19	3,29	3,44	4,15	4,27	3,09
Al <sup>IV</sup>	0,70	0,36	0,33	0,81	0,71	0,56	0,00	0,00	0,91
Al <sup>VI</sup>	1,81	1,45	1,43	1,89	1,77	1,56	1,98	2,15	1,68
Fe <sup>VI</sup>	0,09	0,31	0,27	0,00	0,14	0,25	0,04	0,01	0,18
Mg <sup>VI</sup>	0,15	0,33	0,36	0,13	0,26	0,31	0,13	0,02	0,28
Ti <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Ca <sup>XII</sup>	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sup>XII</sup>	0,17	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sup>XII</sup>	0,51	0,37	0,47	0,10	0,45	0,50	0,03	0,00	0,65
x <sup>IV</sup>	-0,70	-0,36	-0,33	-0,81	-0,71	-0,56	0,60	1,08	-0,91
x <sup>VI</sup>	0,02	-0,07	-0,18	-0,04	0,27	0,06	0,32	0,50	0,25
x	-0,67	-0,43	-0,51	-0,86	-0,44	-0,50	0,92	1,58	-0,66
x <sup>XII</sup>	0,68	0,44	0,52	0,86	0,45	0,50	0,03	0,00	0,65
R <sup>VI</sup>	2,06	2,08	2,06	2,03	2,17	2,12	2,15	2,18	2,17
R <sup>XII</sup>	0,68	0,40	0,50	0,84	0,45	0,50	0,03	0,00	0,65
Na*	25,00	0,00	0,00	87,42	0,00	0,00	0,00	-	0,00
Fm	0,24	0,64	0,63	0,14	0,41	0,57	0,17	0,03	0,46

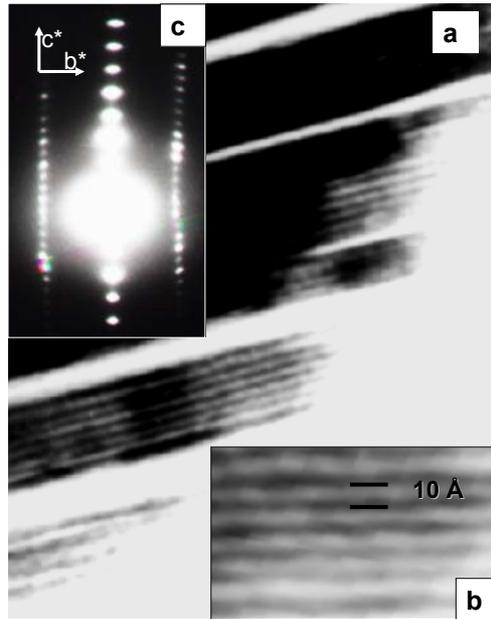
Composición expresada en porcentaje de número de átomos.

Fórmula estructural para media celdilla unidad.

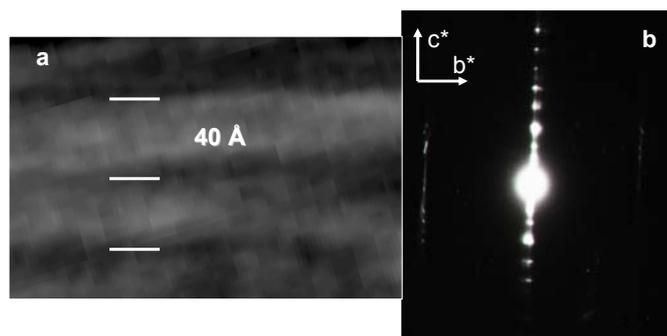
Abreviaturas: x<sup>IV</sup> = carga tetraédrica; x<sup>VI</sup> = carga octaédrica; x = carga laminar; x<sup>XII</sup> = carga de los cationes interlaminares; R<sup>VI</sup> = cationes octaédricos; R<sup>XII</sup> = cationes interlaminares; Na\* = 100(Na<sup>XII</sup>/(Na<sup>XII</sup>+K<sup>XII</sup>)); Fm = Fe<sup>VI</sup> + Mg<sup>VI</sup>

**ANEXO AL CAPÍTULO XIII.  
MICROFOTOGRAFÍAS DE HRTEM/SAED**

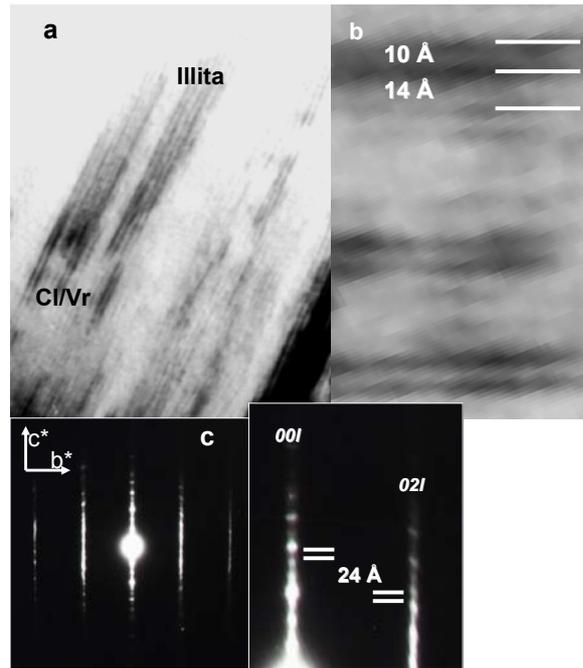
## PARTICULAS DEL HORIZONTE Bt DEL PERFIL 1



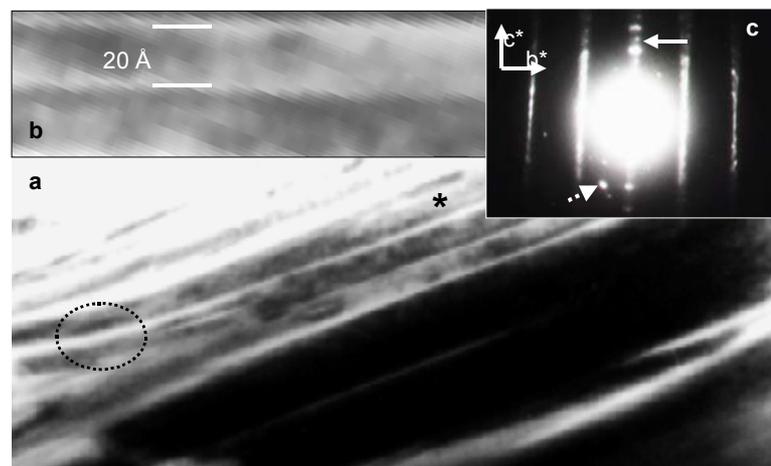
**Fig.XIII.19.** Partícula de limo del horizonte Bt del Perfil 1 (microanálisis *ltg2-3*). (a) Textura típica de apilamiento regular y láminas continuas de una zona con dominios de mica 2M. (b) Imagen reticular donde se muestran las láminas del interior de un dominio de mica 2M. (c) Patrón SAED de la zona. Se observan reflexiones  $(02l)$  a 20 Å, y espaciados basales  $(00l)$  a 10 Å.



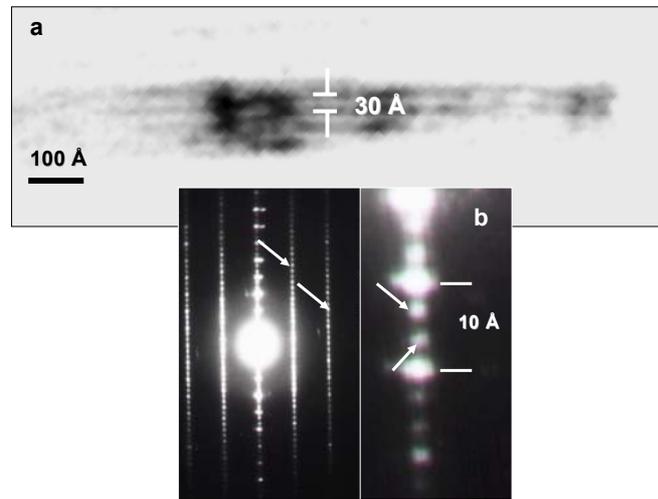
**Fig.XIII.20.** Partícula de limo del horizonte Bt del Perfil 1 (microanálisis *ltg2-1*). (a) Imagen reticular de un dominio de mica donde se observan modulaciones de contraste a 40 Å. (b) Patrón SAED. Se identifican algunas reflexiones  $(02l)$  propias de mica 2M, pero muy poco nítidas y débiles.



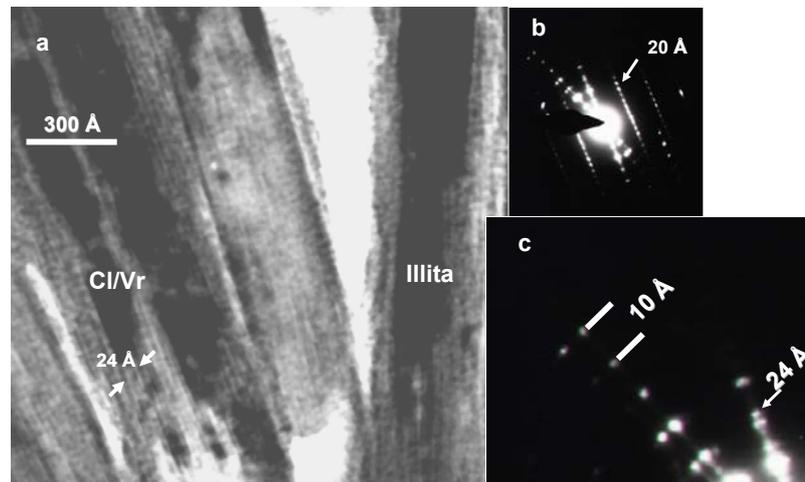
**Fig.XIII.21.** Partícula de limo del horizonte Bt del Perfil 1 (microanálisis *ltg2-4*). (a) Relación espacial entre dominios de mica (illita) a 10 Å y de interestratificados a 24 Å (Clorita-Vermiculita, Cl/Vr). (b) Ampliación del dominio de Clorita-Vermiculita. El aspecto es poco cristalino, pero puede describirse una alternancia regular entre láminas a 10 Å (vermiculíticas según Cruz et al. 2002 o Mehrooz y Aspandiar, 2002) y cloríticas (14 Å). (c) El patrón SAED muestra la dominancia del interestratificado (periodicidad a 24 Å).



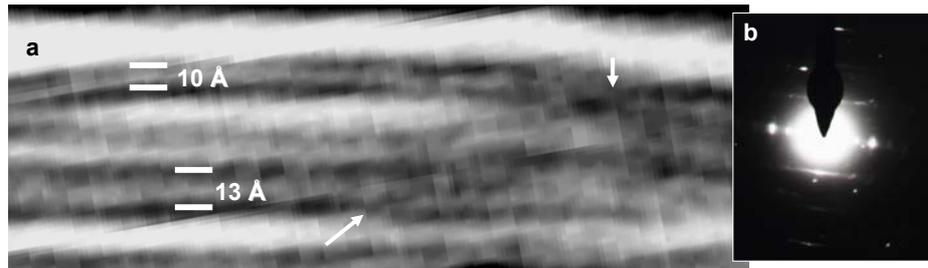
**Fig.XIII.27.** Partícula de arcilla del horizonte Bt del Perfil 1 (microanálisis *atg2-1*). (a) Imagen reticular donde se observa el núcleo, opaco a los electrones, y las zonas del exterior de la partícula, más claras y desordenadas. (Se ha señalado mediante un asterisco la zona con aspecto esméctico expuesta en la Fig.XIII.30.). (b) Ampliación del área marcada en (a) (elipse discontinua), mostrando láminas contrastadas a 20 Å. (c) Patrón SAED. Nótese los *spots* de menor intensidad en (001) a 20 Å (flecha) propios de la difracción dinámica (“puntos de superestructura”) y los intercrecimientos (flecha discontinua). Los niveles (0*kl*) difusos indican una notable desorganización del politipo 2M. La baja cristalinidad, el desorden politípico y el aspecto reticular de la partícula probablemente se asocia a la presencia interestratificados illita-esméctita (con alta proporción de esméctita).



**Fig.XIII.28.** Partícula de arcilla del horizonte Bt del Perfil 1. (a) Imagen reticular de una partícula de arcilla fina de pocas decenas de nm de espesor., mostrando modulaciones de contraste en el espaciado basal ( $00l$ ) de 30 Å. (b) El patrón SAED confirma la presencia de un politipo 3T (flechas en  $(0kl)$ ), así como las reflexiones en  $(00l)$  (puntos de superestructura debidos a difracción dinámica).

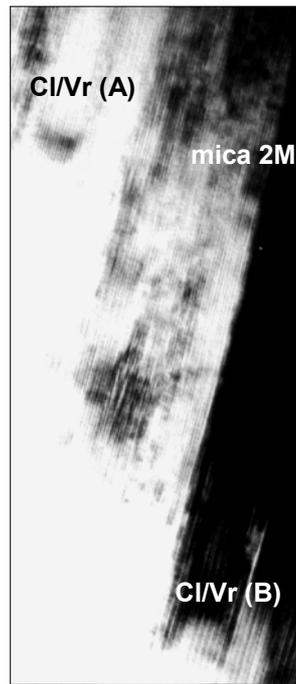


**Fig.XIII.29.** Partícula de arcilla del horizonte Bt del Perfil 1. (a) Relación espacial entre partículas de arcilla fina de naturaleza illítica y otras con interestratificados a 24 Å (probablemente CI/Vr). (b) Patrón SAED de (a). A pesar del intercrecimiento (niveles  $00l$ ) que forman un ángulo entre ellos, se comprueba la naturaleza de politipo 2M (20 Å en  $(02l)$ ), bastante ordenado, de la partícula de mica. (c) Detalle de (b) que confirma el espaciado basal irregular, con reflexiones a 10 y 24 Å, de la otra partícula.

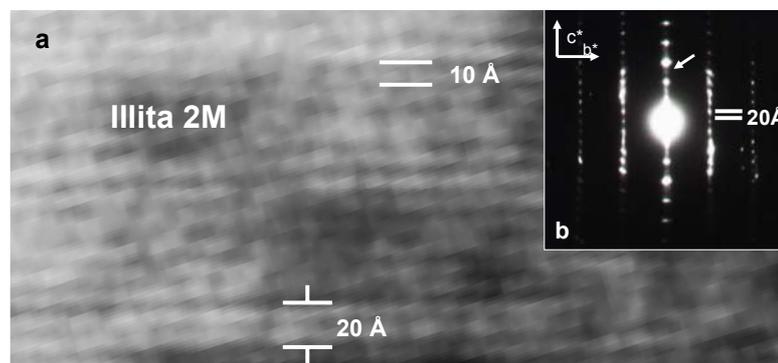


**Fig.XIII.30.** Partícula de arcilla del horizonte Bt del Perfil 1 (microanálisis atg2-7 y atg2-8). (a) Imagen reticular de las zonas con aspecto de tactoides esmectíticos indicada en la Fig.XI.3.10 mediante un asterisco. Nótese los espaciados irregulares, difusos, y las curvaturas y anastomosamientos que sufren las láminas de esmectita. (b) El patrón SAED demuestra la escasa cristalinidad y el apilamiento casi turboestrático, con orden a baja distancia (solo planos  $002$ ), propio de los tactoides.

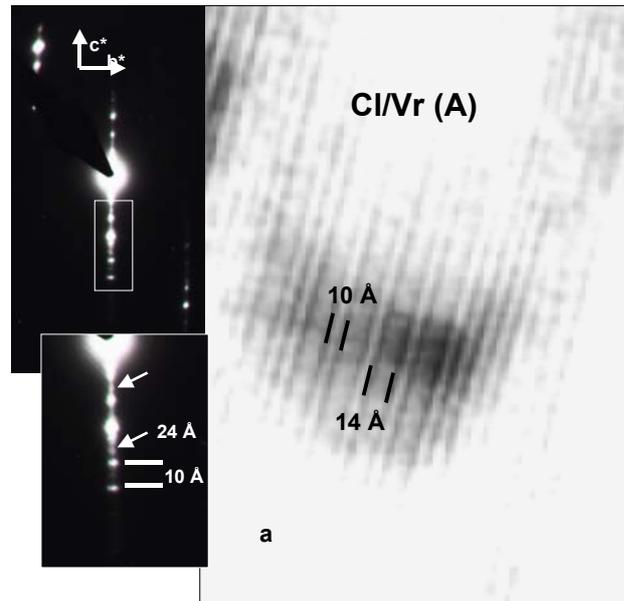
## PARTICULAS DEL HORIZONTE 3C PERFIL 1



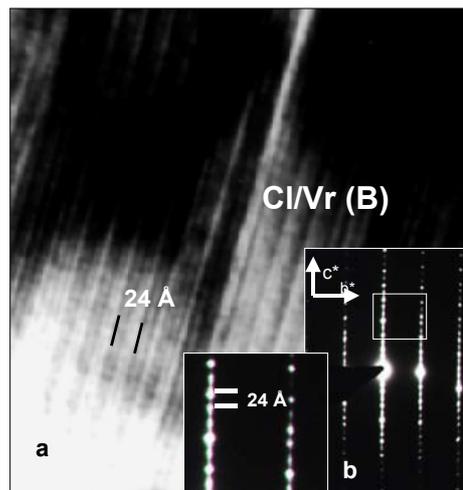
**Fig.XIII.31.** Partícula de limo del horizonte 3C del perfil 1. Relación espacial entre paquetes de mica 2M y zonas con interestratificados a 24 Å (dominios de cloritas-vermiculitas: CI/Vr(A) y CI/Vr(B)). Nótese la elevada densidad (contraste oscuro) del dominio B de clorita-vermiculita, que denota su cristalinidad. Los dominios señalados se estudian con mayor profundidad en las Fig.XI.3.16 (mica 2M), Fig.XIII.33. (CI/Vr(A)) y Fig.XIII.34. (CI/Vr(B)).



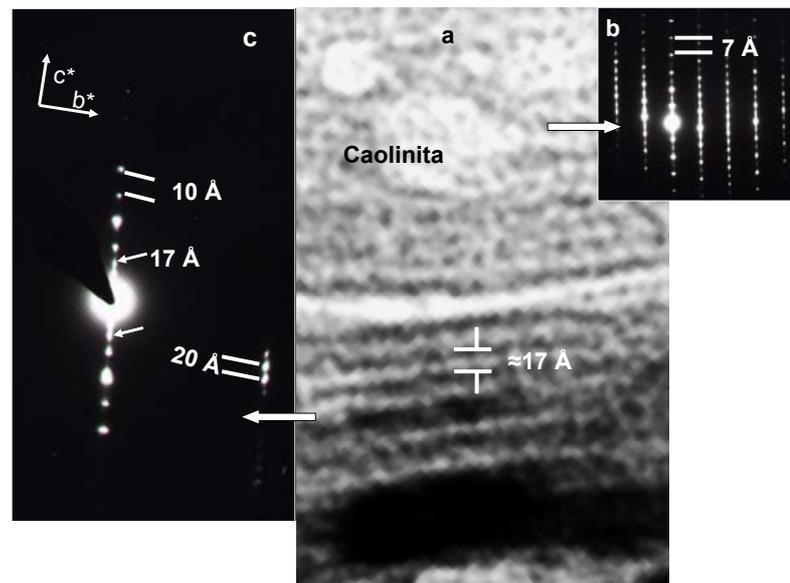
**Fig.XIII.32.** Partícula de limo del horizonte 3C del perfil 1 (microanálisis *ltg7-4*). (a) Imagen de alta resolución de los paquetes de illitas 2M indicados en la Fig.XI.3.15. El aspecto reticular es cristalino. Obsérvese el efecto moteado y la relativamente nítida definición de las láminas (compárese con Fig.XI.3.10). Se comprueba la aparición de modulación de contraste a 20 Å. (b) El patrón SAED confirma la presencia del politipo 2M y muestra indicios, aún ténues, de modulación de contrastes (*spots* muy poco intensos en (001) con periodicidad de 20 Å, flecha).



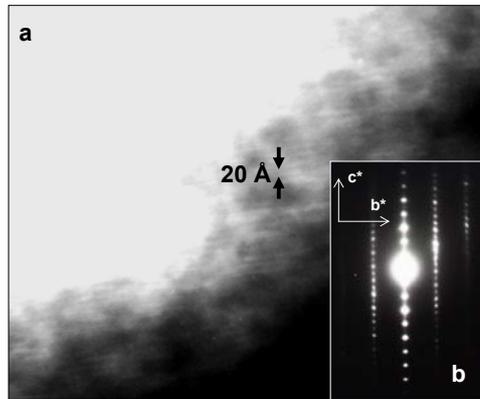
**Fig.XIII.33.** Partícula de limo del horizonte 3C del perfil 1 (microanálisis *ltg7-1*). (a) Imagen de alta resolución del dominio A de clorita-vermiculita indicado en la Fig.XI.3.15. (b) El patrón SAED confirma el carácter relativamente irregular del interestratificado, con un alto grado de colapsamiento de las láminas de vermiculita que provoca el predominio de la periodicidad a 10 Å en (00l), mientras que las reflexiones a 24 Å son más esporádicas.



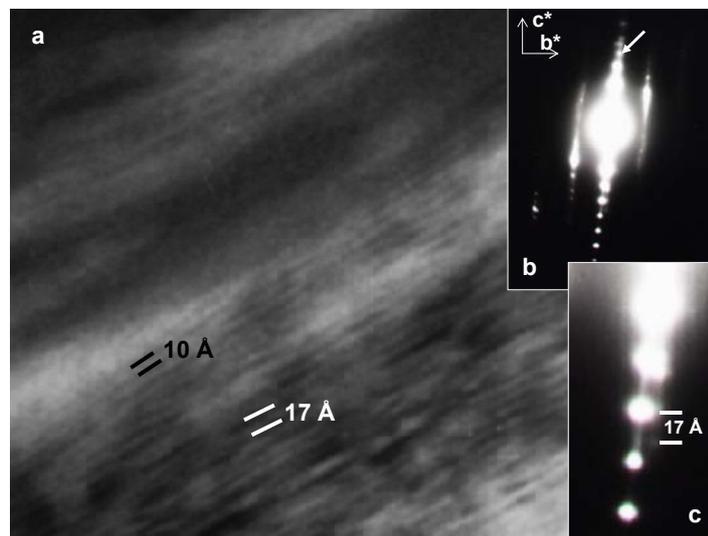
**Fig.XIII.34.** Partícula de limo del horizonte 3C del perfil 1 (microanálisis *ltg7-5* y *ltg7-7*). (a) Imagen de alta resolución del dominio B de clorita-vermiculita indicado en la Fig.XI.3.15. (b) El patrón SAED muestra el aspecto general cristalino, ordenado y tridimensionalmente coherente (reflexiones nítidas a 24 Å en (0kl) del interestratificado).



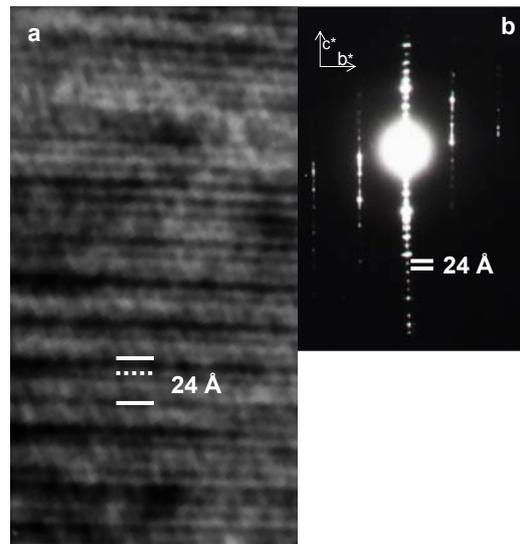
**Fig.XIII.35.** Partícula de limo del horizonte 3C del perfil 1. (a) Imagen reticular que muestra la transición espacial entre zonas más densas y opacas (posiblemente micas 2M) y los dominios de caolinitas, poco cristalinos y deteriorados (obsérvense las huellas del haz de electrones, que son características de las fases lábiles como las caolinitas). (b) Patrón SAED de las caolinitas (microanálisis *ltg7-8* y *ltg7-9*). Se exhibe un orden tridimensional relativamente elevado, y reflexiones (*0kl*) propias de un politipo de 2 láminas. (c) Patrón SAED de los dominios de interstratificados a 17 Å (microanálisis *ltg7-2*). Nótese como se mantienen vestigios de organización politépica 2M, lo que nos induce a pensar que existe un proceso de transformación de micas 2M.



**Fig.XIII.43.** Partícula de arcilla del horizonte 3C del perfil 1 (microanálisis *atg7-4*). (a) Imagen de alta resolución de dominios de illita 2M, con aspecto poco cristalino. (c) El patrón SAED de las micas 2M muestra un aspecto más ordenado que la imagen reticular, lo que indica un interior de partícula más ordenado.

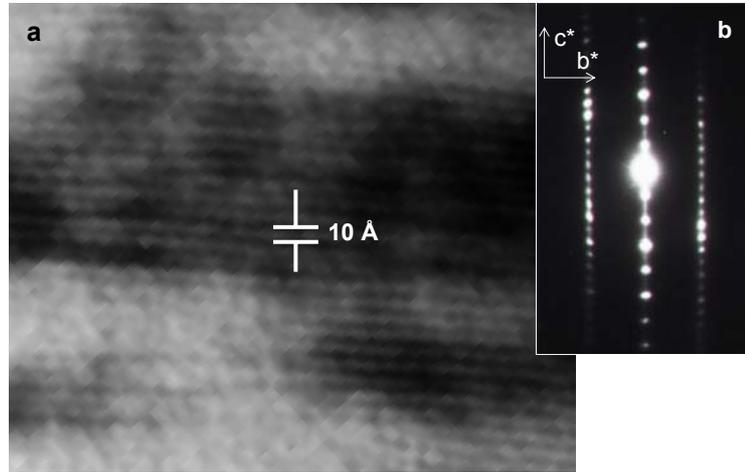


**Fig.XIII.44.** Partícula de arcilla del horizonte 3C del perfil 1 (microanálisis *atg7-1*). (a) Imagen reticular de áreas de baja cristalinidad (casi tactoides), con escasas láminas ordenadas de filosilicato a 10 Å. Se observan algunas láminas a 17 Å, difusas y curvadas. (b) Patrón SAED. La difracción muestra un desorden turboestrático propio de esmectitas (espaciados (001) a 10 Å y reflexiones (021) completamente difusas).

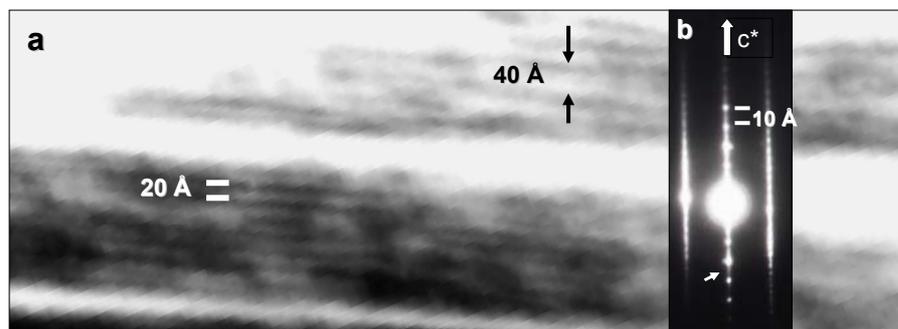


**Fig.XIII.45.** Partícula de arcilla del horizonte 3C del perfil 1 (microanálisis *atg7-2*). (a) Imagen de alta resolución de una zona de interstratificados a 24 Å, donde se muestran las láminas de vermiculita (10 Å) y de clorita (14 Å). (c) El patrón SAED indica un interstratificado relativamente ordenado, con espaciados basales regulares pero cierta pérdida de la coherencia tridimensional (moderada difusividad en  $(02l)$ )

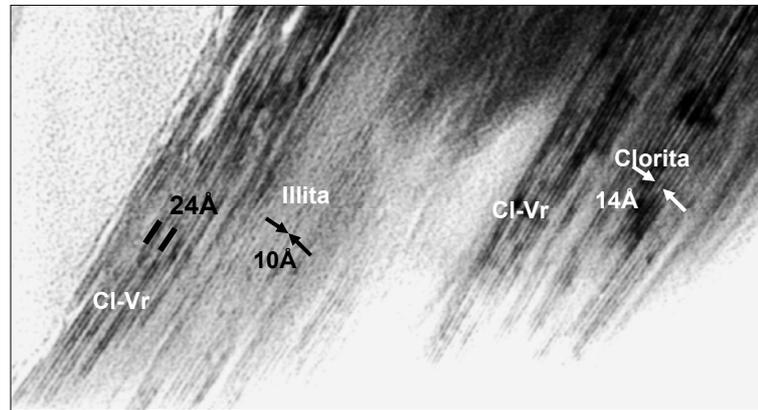
## PARTICULAS DEL HORIZONTE Btg PERFIL 2



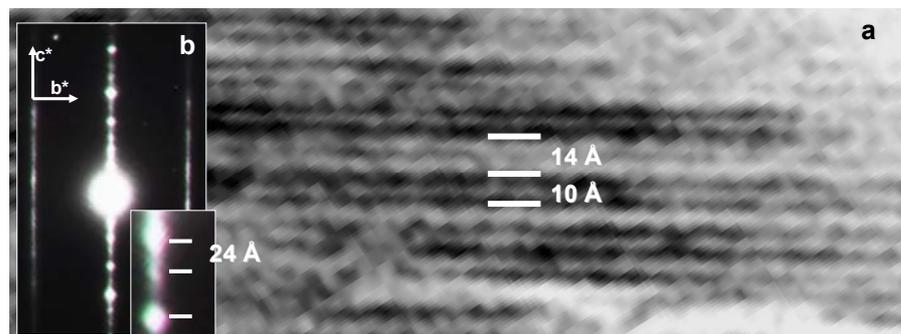
**Fig.XIII.46.** Partícula de limo del horizonte Btg del perfil 2 (microanálisis *ltg9-6*). (a) Imagen reticular de un dominio de mica 2M con una estructura bastante ordenada. Nótese el efecto moteado propio de las micas cristalinas. (b) El patrón SAED indica un elevado orden tridimensional, son *spots* definidos y nítidos, y un politipo 2M (reflexión  $(02l)$  a 20 Å). El efecto de difracción dinámica es poco acusado (reflexiones a 20 Å en  $(00l)$  muy ténues).



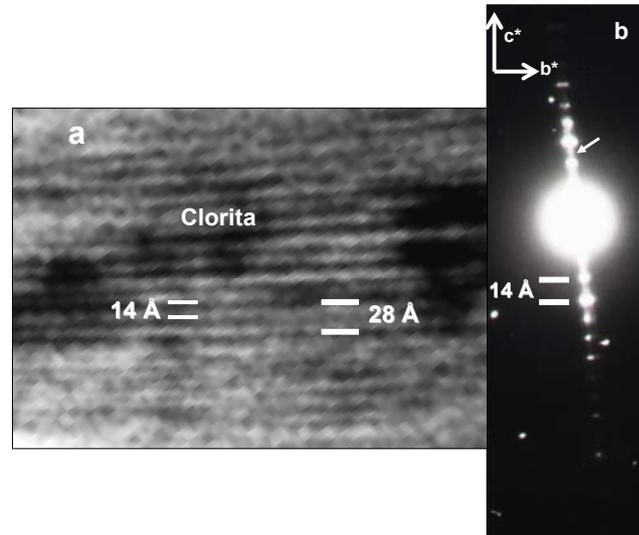
**Fig.XIII.47.** Partícula de limo del horizonte Btg del perfil 2 (microanálisis *ltg9-11*). (a) Imagen de alta resolución del área externa de una partícula de limo del horizonte Btg. Por zonas, el aspecto de las láminas es curvado, y existe una marcada modulación de contraste. (b) El patrón SAED muestra cierto desorden tridimensional, aunque el politipo 2M aún se reconoce en las reflexiones  $(02l)$ . Nótese las reflexiones a 20 Å en  $(00l)$ , relativamente irracionales, debidas a la difracción dinámica, responsables de los espaciados basales a 20 Å en las imágenes reticulare



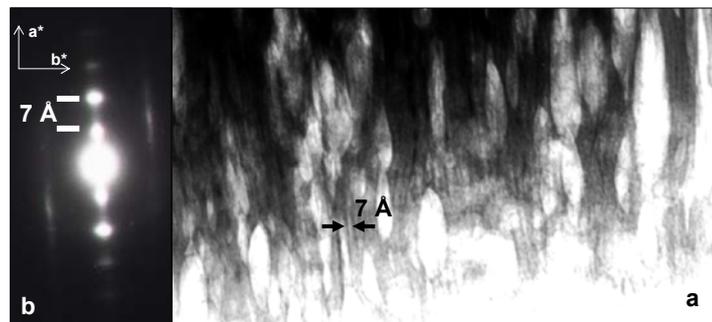
**Fig.XIII.48.** Imagen textural de una partícula de limo del horizonte Btg del perfil 2, en la que se muestra la relación espacial entre dominios de clorita-vermiculita, mica y cloritas.



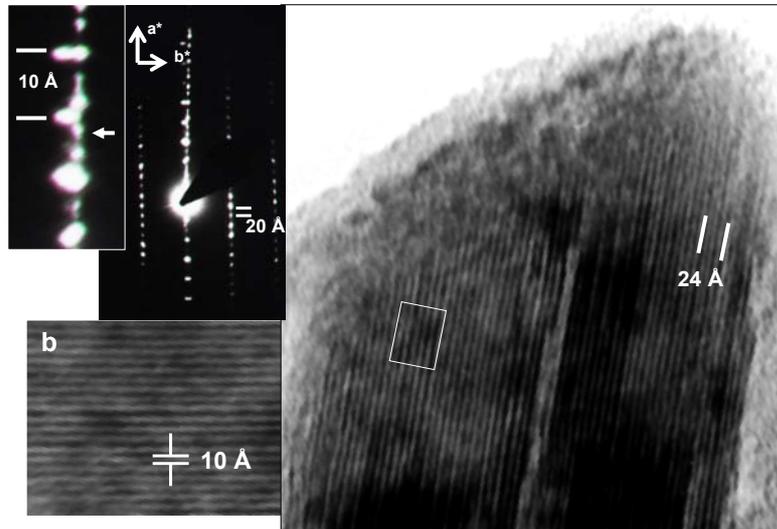
**Fig.XIII.49.** Partícula de limo del horizonte Btg del perfil 2 (microanálisis *ltg9-13*). (a) Imagen de alta resolución de los dominios de interestratificados clorita-vermiculita mostrados en Fig.XI.3.32. Se distinguen claramente las láminas cloríticas y vermiculíticas, y la irregularidad de la secuencia. (b) Patrón SAED de los interestratificados donde se comprueba el desorden tridimensional (niveles  $(0kl)$  difusos y ténues), y la escasa regularidad en la secuencia de apilamiento  $(00l)$ .



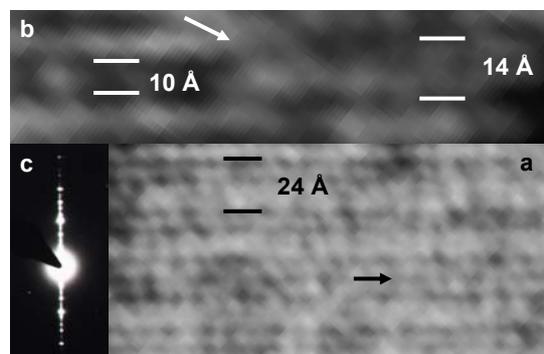
**Fig.XIII.50.** Partícula de limo del horizonte Btg del perfil 2 (microanálisis *ltg9-9*). (a) Imagen reticular del área donde se observan dominios discretos de clorita de la Fig.XI.3.32. Como se comprueba en la imagen, estos dominios están relacionados espacialmente con zonas a 10 Å. (b) Patrón SAED. Se muestran los espaciados basales a 14 Å propios de la clorita, aunque esta fase no parece tridimensionalmente coherente (carece de reflexiones  $(0kl)$ , posiblemente debido al escaso tamaño del dominio). El politipo de esta clorita posiblemente sea de dos láminas (*spots* señalados con flechas), como también se observa en la imagen reticular (contrasteas 28 Å).



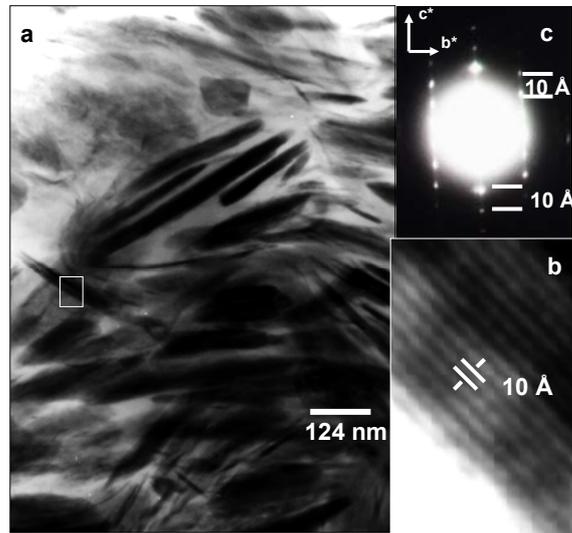
**Fig.XIII.51.** Partícula de limo del horizonte Btg del perfil 2 (microanálisis *ltg9-4*). (a) Imagen de alta resolución donde se exhiben áreas con predominio de caolinitas. El aspecto general de la zona es poco cristalino y aparecen numerosas huellas del deterioro provocado por los haces de electrones., pero permite comprobar los espaciados basales a  $\approx 7$  Å. (c) Patrón SAED de las caolinitas que revelan un acentuado desorden tridimensional.



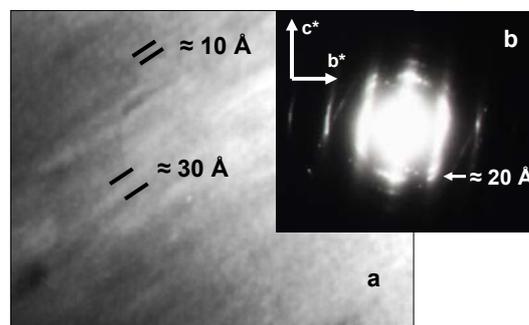
**Fig.XIII.58.** Partícula de arcilla del horizonte Btg del perfil 2. (a) Imagen de alta resolución donde se muestra el intercrecimiento entre paquetes de mica 2M y los interestratificados clorita-vermiculita (24 Å). (b) Ampliación del recuadro en (a). Se demuestra la elevada cristalinidad de los paquetes de mica, con espaciados basales nítidos a 10 Å. (c) El patrón SAED confirma el politipo 2M de la mica y la ligera desorientación (intercrecimiento, indicado por la separación de *spot* en  $(00l)$ ) entre esta y los dominios de interestratificados a 24 Å.



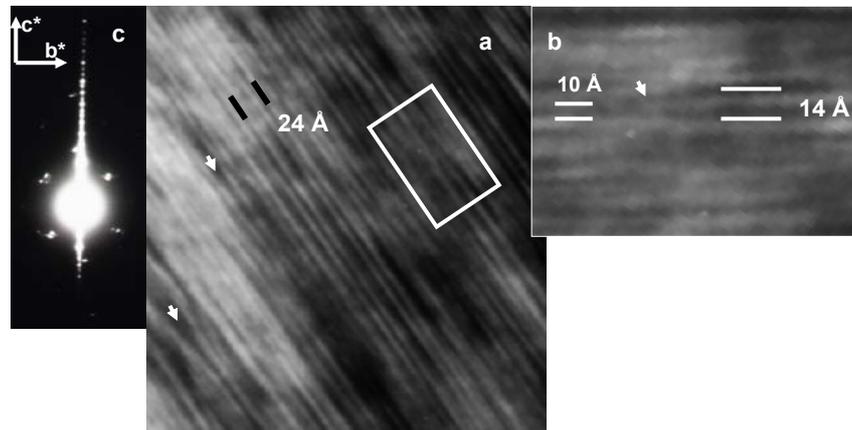
**Fig.XIII.59.** Partícula de arcilla del horizonte Btg del perfil 2 (microanálisis atg9-3). (a) Imagen reticular de un dominio de interestratificado clorita-vermiculita. La flecha señala el colapso de la clorita. (b) Patrón SAED. Se muestra la naturaleza relativamente desordenada del interestratificado, con reflexiones en  $(00l)$  de periodicidad irracional.



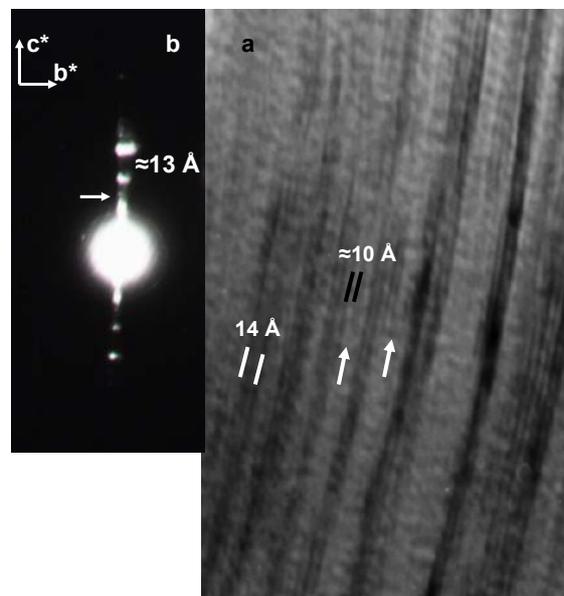
**Fig.XIII.60.** (a) Imagen textural de la arcilla del horizonte Btg. Nótese el pequeño tamaño de las partículas. (b) Ampliación de una de esas partículas (recuadro blanco) donde observamos un espaciado regular a 10 Å. (c) Patrón SAED que muestra un orden a escala muy local (sólo planos  $002$ ). El politipo podría ser 1M, pues presenta periodicidad en ( $02l$ ) de 10 Å.



**Fig.XIII.61.** Partícula de limo del horizonte Bt/Ck del perfil 2 (microanálisis *ltg11-1*). (a) Imagen reticular de un tactoide de esmectita, donde se observa el aspecto completamente desordenado y los espaciados variables de las láminas de filosilicato. (b) Patrón SAED del dominio. Nótese el orden a escala muy reducida y el apilamiento turboestrático de las esmectitas, aunque aún se puede reconocer el politipo (2M). La difracción muestra anillos de Laue.

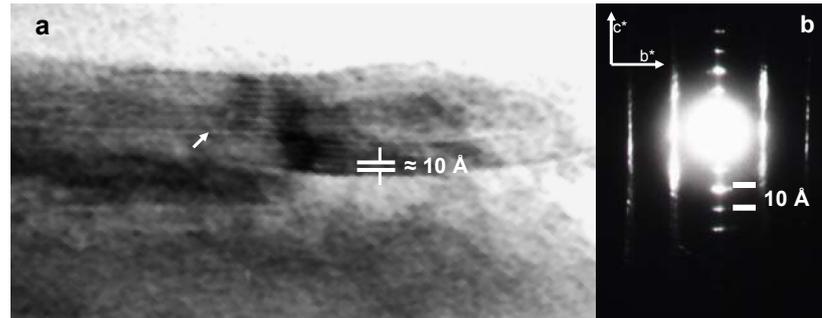


**Fig.XIII.62.** Partícula de limo del horizonte Bt/Ck del perfil 2 (microanálisis *ltg11-5*) (a) Imagen de alta resolución de un dominio de interestratificado clorita-vermiculita (24 Å). (b) Detalle de (a) (rectángulo blanco), donde se comprueba el colapso o apertura de láminas cloríticas. (c) Patrón SAED del dominio. Nótese la mala periodicidad basal (00l).

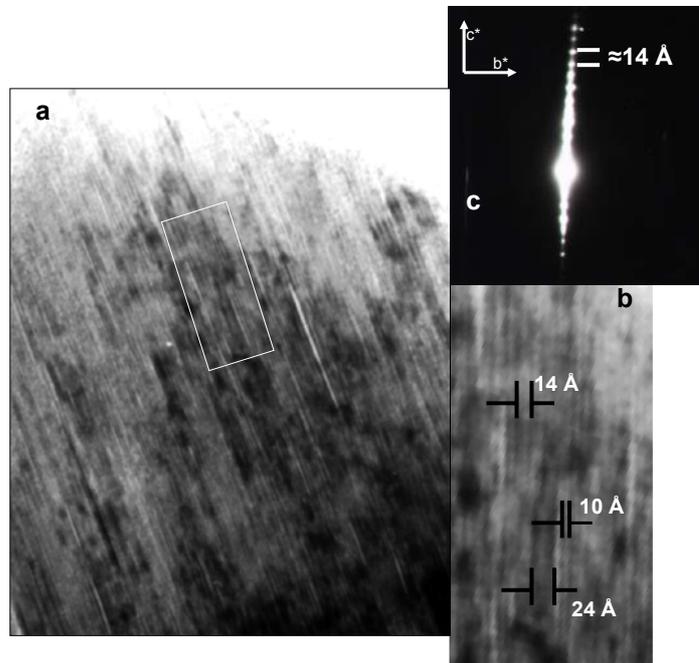


**Fig.XIII.63.** Partícula de limo del horizonte Bt/Ck del perfil 2 (microanálisis *ltg11-3*). (a) Imagen de alta resolución de un dominio poco cristalino de interestratificados muy irregulares de clorita-vermiculita. Se observa la pérdida de continuidad lateral de las láminas del filosilicato y el pobre contraste entre las láminas a 10 Å que pueden ser de vermiculita o incluso de esmectita (en base a aspecto difuso y poco definido). (b) El patrón SAED confirma un orden a pequeña escala, característico de muchas zonas de tactoides, y la irregularidad de la secuencia de apilamiento.

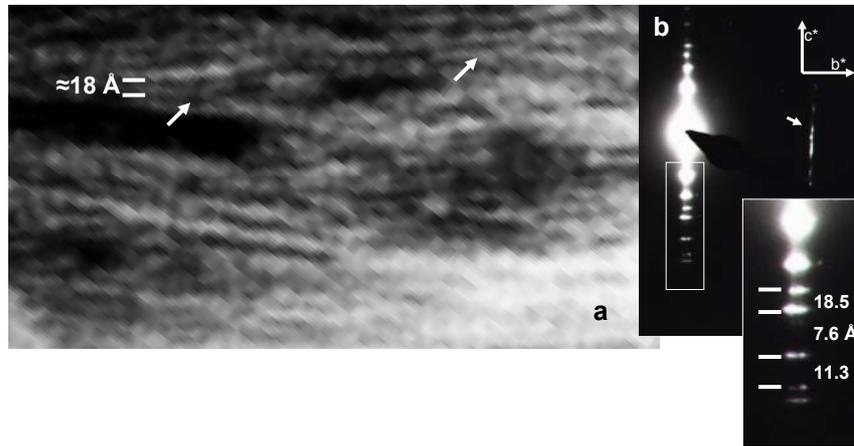
## PARTICULAS DEL HORIZONTE Bt/Ck DEL PERFIL 2



**Fig.XIII.66.** Partícula de arcilla del horizonte Bt/Ck del perfil 2 (microanálisis *atg11-1*). (a) Imagen de alta resolución. Se muestra un paquete con espaciado basal  $\approx 10 \text{ \AA}$ . El dominio, de escasa continuidad lateral, se halla rodeado de fases poco cristalinas. (b) El patrón SAED muestra un espaciado basal regular a  $10 \text{ \AA}$  pero con niveles (02l) muy difusos, presentando un vestigio de periodicidades a  $20 \text{ \AA}$ , que puede corresponder a un interestratificado illita-esmectita. Nótese los ligeros intercrecimientos (dominios desorientados en [001]).

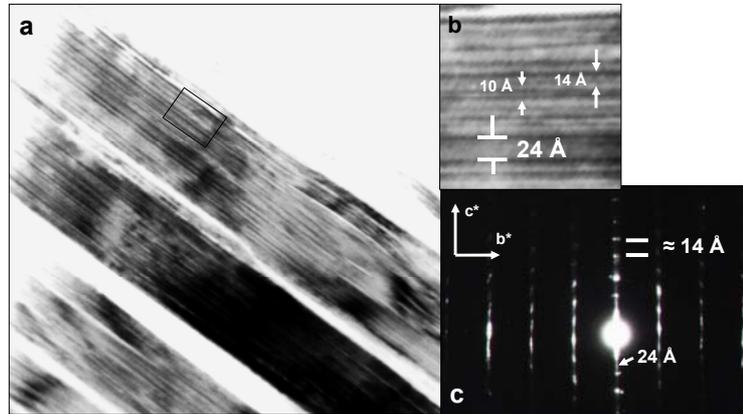


**Fig.XIII.67.** Partícula de arcilla del horizonte Bt/Ck del perfil 2 (microanálisis *atg11-6*). (a) Aspecto general de la partícula. (b) Detalle de (a) (recuadro blanco) en el que medimos láminas de clorita ( $14 \text{ \AA}$ ), de vermiculita ( $10 \text{ \AA}$ ) y de interestratificados clorita-vermiculita ( $24 \text{ \AA}$ ). (c) El patrón SAED demuestra la irregularidad del interestratificado, donde aparentemente predominan las periodicidades de la clorita. El interestratificado no presenta coherencia tridimensional, ya que no aparecen las reflexiones (0kl).

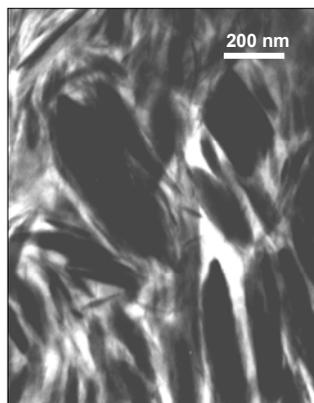


**Fig.XIII.68.** (a) Imagen de alta resolución de una zona con morfología de tactoide de la arcilla del horizonte Bt/Ck, en el que se observan algunas láminas, muy difusas, de filosilicato entorno a 18 Å (con la flecha se marcan torsiones, estrechamientos y aperturas de las láminas). (b) Patrón SAED donde se comprueba la irracionalidad y complejidad de las reflexiones basales ( $00l$ ) del dominio descrito.

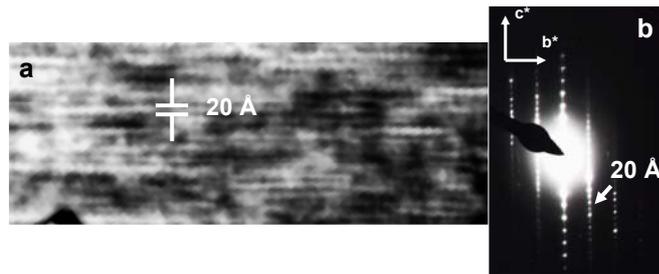
## PARTICULAS DEL HORIZONTE Bt4 DEL PERFIL 3



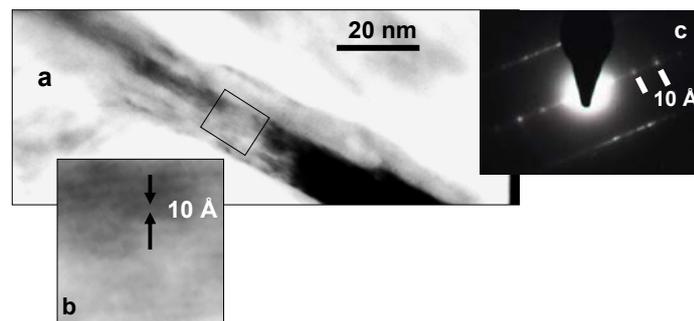
**Fig.XIII.69.** Partícula de limo del horizonte Bt4 del perfil 3 (microanálisis *ltg18-2*). (a) Imagen reticular de varios dominios de aspecto cristalino de clorita-vermiculita (24 Å). (b) Detalle de (a) (zona enmarcada) donde se observa el espaciado a 24 Å y la alternancia de láminas cloríticas y vermiculíticas. (c) El patrón SAED muestra la predominancia de las reflexiones (00l) de la clorita, aunque también se manifiestan las propias del interestratificado (flecha). Nótese el cierto orden tridimensional del dominio (reflexiones (0kl) relativamente nítidas).



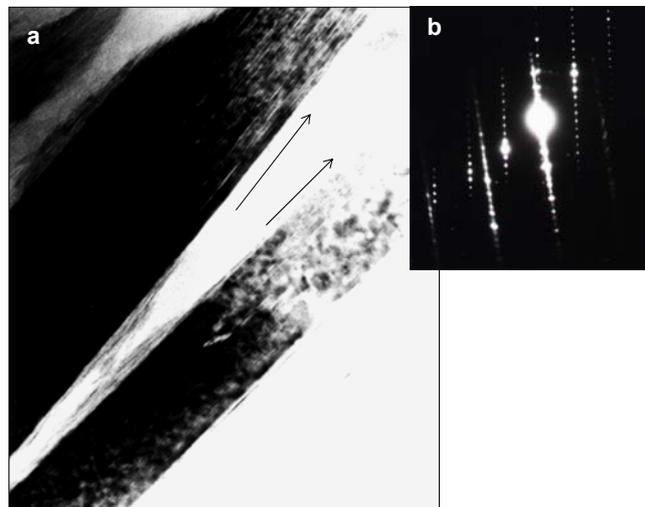
**Fig.XIII.75.** (a) Imagen textural (50.000x) que muestra el aspecto general de las partículas de arcilla del horizonte Bt4 del perfil 3.



**Fig.XIII.76.** Partícula de arcilla del horizonte Bt4 del perfil 3 (microanálisis *atg18-3*). (a) Imagen de alta resolución de un dominio de mica 2M. Nótese el efecto moteado típico de micas cristalinas (según Ahn y Peacor, 1986). (b) El patrón SAED confirma la cristalinidad y el politipo 2M (reflexiones  $(0kl)$  a 20 Å) del dominio.

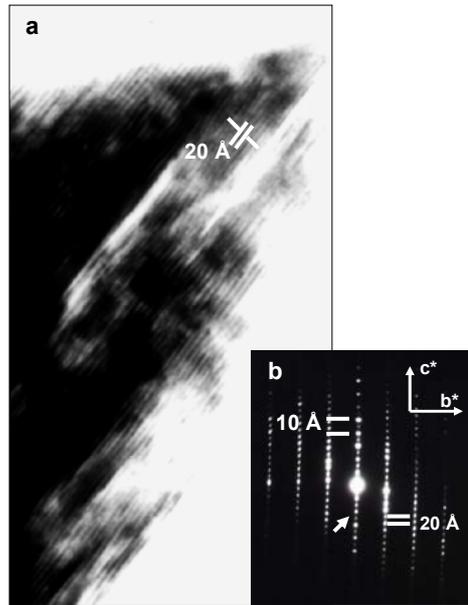


**Fig.XIII.77.** Partícula de arcilla del horizonte Bt4 del perfil 3 (microanálisis *atg18-1*). (a) Imagen reticular de una partícula de escaso tamaño de las indicadas en la Fig.XIII.75. (200 Å de espesor). (b) Ampliación de la zona enmarcada en (a). Obsérvese el núcleo relativamente denso y cristalino (rectángulo ampliado) y los bordes exteriores completamente desorganizados. (c) El patrón SAED muestra reflexiones de mica 2M relativamente nítidas, pero extremadamente ténues (tener en cuenta que el área de SAED es, aproximadamente, 50 veces mayor que el espesor de la partícula mostrada).

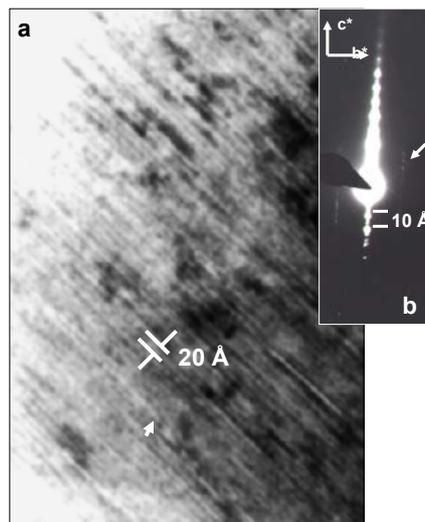


**Fig.XIII.78.** Partícula de arcilla del horizonte Bt4 del perfil 3. (a) Imagen reticular que muestra la estrecha relación espacial entre dos partículas de arcilla de mica 2M. (b) El patrón SAED confirma la naturaleza 2M de las micas y su existencia conjunta en el área explorada. Nótese además la equivalencia entre el ángulo de apilamiento en la imagen de alta resolución y en las reflexiones  $(0kl)$  del patrón de difracción. (Este rasgo puede deberse a una relación real o a un artefacto originado en la preparación de la muestra).

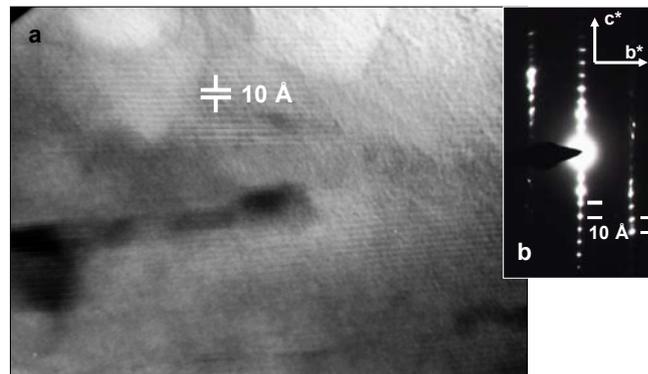
## PARTICULAS DEL HORIZONTE Bwk1 DEL PERFIL 4



**Fig.XIII.79.** Partícula de limo del horizonte Bwk1 del perfil 4 (microanálisis *ltg24-1*). (a) Imagen de alta resolución de paquetes de mica 2M de alta cristalinidad. (b) El patrón SAED demuestra la elevada cristalinidad del mineral y su naturaleza politípica 2M. Nótese las débiles difracciones a 20 Å en (00l) debidas a difracción dinámica (que provocan los espaciados basales a 20 Å medidos en la imagen reticular).



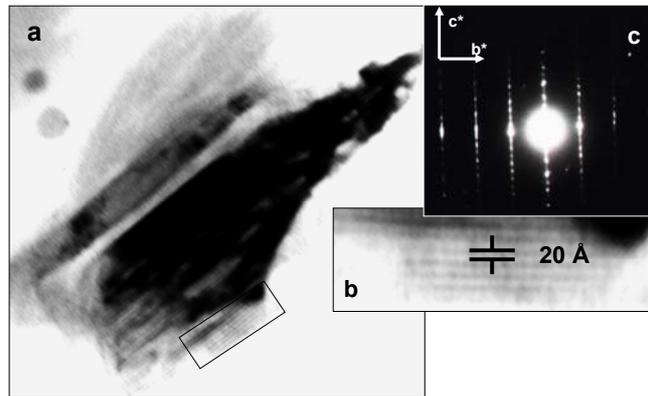
**Fig.XIII.80.** Partícula de limo del horizonte Bwk1 del perfil 4 (microanálisis *ltg24-4*). (a) Imagen reticular de paquetes de mica con aspecto moderadamente cristalino. Todas las láminas del filosilicato se definen con nitidez pero sufren torsiones y expansiones (flecha). (b) Patrón SAED. Los rasgos señalados en (a) se reflejan en un espaciado basal (00l) muy poco regular. El orden tridimensional, propio del politipo 2M, es poco manifiesto, como indican las reflexiones (02l), extremadamente ténues.



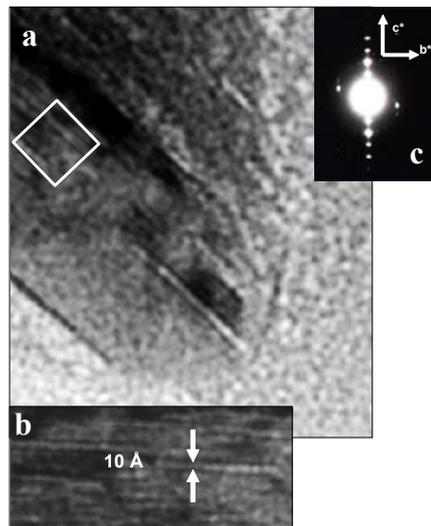
**Fig.XIII.81.** Partícula de limo del horizonte Bwk1 del perfil 4 (microanálisis *ltg24-8*). (a) Imagen de alta resolución de un dominio relativamente cristalino de aspecto micáceo con espaciados a 10 Å. (b) El patrón SAED indica un politipo 1M pues presenta reflexiones a 10 Å tanto en  $(00l)$  como en  $(02l)$ .



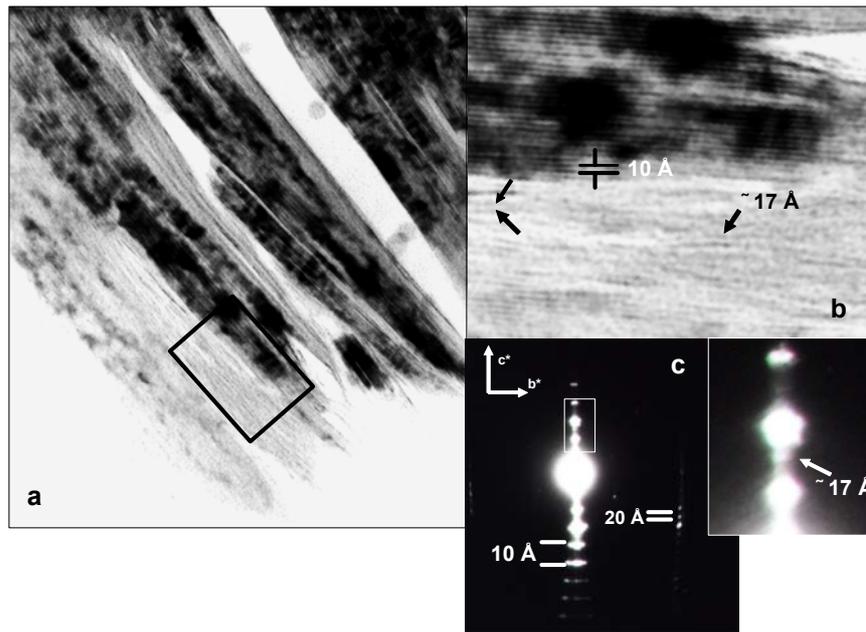
**Fig.XIII.82.** Partícula de limo del horizonte Bwk1 del perfil 4. (a) Imagen reticular de un paquete poco ordenado de interestratificados. Los espaciados interlaminares están poco definidos, pero pueden medirse algunas láminas entorno a los 17 Å (recuadro). (b) Las reflexiones dominantes en el patrón SAED muestra caolinitas con algunos planos a 17 Å (flecha), y son irracionales, lo que demuestra una interestratificación irregular. Además, no hay indicios de coherencia tridimensional (niveles  $(0kl)$ ).



**Fig.XIII.86.** Partícula de arcilla del horizonte Bwk1 del perfil 4 (microanálisis *atg24-1*). (a) Imagen de alta resolución en la que se observan dos partículas de arcilla: una de mayor tamaño ( $\approx 100 \times 30$  nm), y otra, de menor tamaño ( $60 \times 10$  nm). Ambas presentan un aspecto cristalino, denso a los electrones, y se hallan rodeadas por zonas de baja densidad (morfología de tactoide). (b) Ampliación de la zona enmarcada en (a). Se muestran láminas con espaciados regulares a 20 Å. (c) El patrón SAED indica la presencia de micas 2M bastante cristalinas.

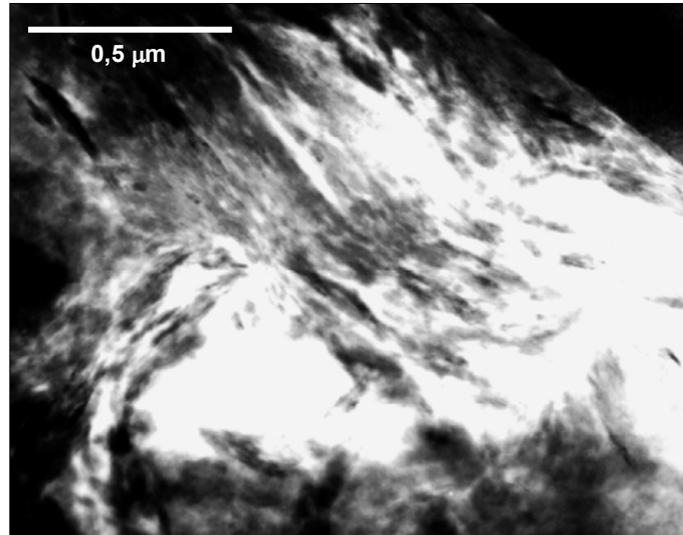


**Fig.XIII.87.** Partícula de arcilla del horizonte Bwk1 del perfil 4 (microanálisis *ltg24-4*). (a) Imagen reticular de un dominio de baja densidad y cristalinidad. (b) Detalle de (a). Se observan las láminas, poco definidas, del filossilicato a espaciados entorno a 10 Å. (c) El patrón SAED muestra una cierta regularidad del espaciado basal ( $00l$ ), pero sin ningún tipo de coherencia tridimensional (sin reflexiones ( $0kl$ ))

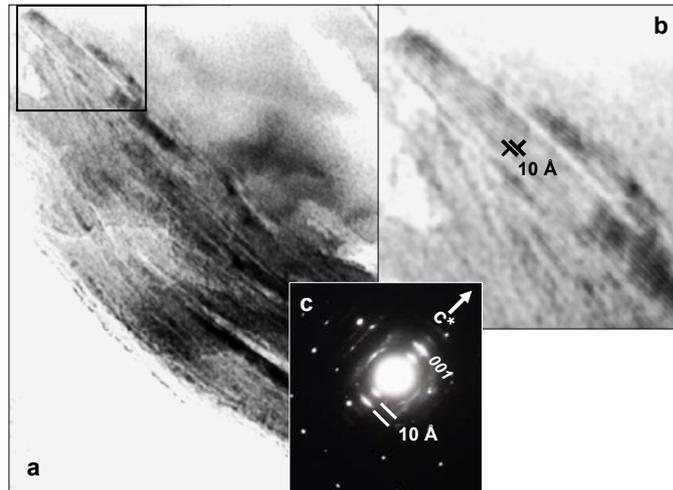


**Fig.XIII.88.** Partícula de arcilla del horizonte Bwk1 del perfil 4. (a) Imagen de alta resolución de dominios de mica de muy distinta cristalinidad. (b) Ampliación de la zona enmarcada en (a). Se manifiesta el elevado contraste entre las zonas densas de mica ( $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ ) y las zonas de tactoides ( $d_{001}$  muy variable, con láminas curvadas, anastomosadas, de longitud limitada en la escala de la foto). Se miden espaciados a  $17 \text{ \AA}$  con aspecto de interestratificados caolinita-esmectita. (c) El patrón SAED resume las características de ambos tipos de dominios, confirmando su estrecha relación espacial.

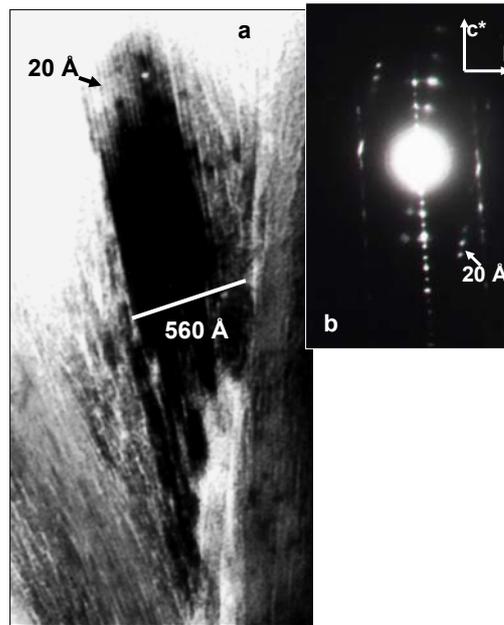
## PARTICULAS DEL HORIZONTE Ap PERFIL 5



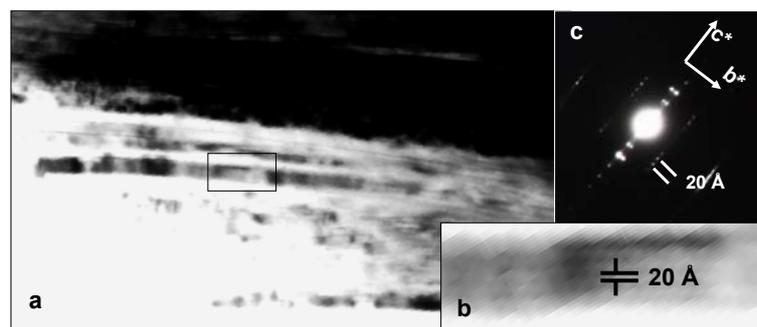
**Fig.XIII.89.** Imagen textural (a escasos aumentos) de la fracción limo del horizonte Ap del perfil 5, dominada por zonas poco densas, curvadas e irregulares, de morfología semejante a tactoides de esmectita.



**Fig.XIII.90.** Partícula de limo del horizonte Ap del perfil 5 (microanálisis *Itg29-3*). (a) Imagen de alta resolución de las áreas de tactoide. (b) Detalle de (a) (zona enmarcada). Se observan pocas láminas de aspecto de mica a 10 Å englobada en una matriz de esmectitas con escasa cristalinidad. (c) El patrón SAED muestra un apilamiento turboestrático propio de esmectitas. Este presenta una periodicidad basal a corta distancia (pocos *spots* en  $(00l)$ ), desorden tridimensional (mala orientación del retículo cristalino, carencia de reflexiones  $(0kl)$ ) y una profusa desorientación de los paquetes en  $[001]$ , formando patrones en Anillos de Laue).



**Fig.XIII.91.** Partícula de limo del horizonte Ap del perfil 5 (microanálisis *ltg29-6*). (a) Imagen reticular de un dominio relativamente ordenado (aproximadamente 50 nm de espesor), rodeado de fases menos cristalinas. (b) El patrón SAED demuestra la relativa cristalinidad y el politipo 2M ((02l) a 20 Å) del paquete, así como la presencia (intercrecimientos) de otras fases menos cristalinas (reflexiones basales de menor intensidad y nitidez).



**Fig.XIII.92.** Partícula de limo del horizonte Ap del perfil 5 (microanálisis *ltg29-4*). (a) Imagen de alta resolución de un dominio cristalino de mica 2M. (b) detalle de (a) (recuadro enmarcado) donde se mide un espaciado basal a 20 Å. (c) El patrón SAED confirma la naturaleza cristalina y el politipo 2M de la mica, aunque las reflexiones (02l) son bastante tenues. Nótese el intercrecimiento de paquetes en (00l).