

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

DEPARTAMENT D'HISTÒRIA I GEOGRAFIA

Micromorfología de las facies sedimentarias
de la Sierra de Atapuerca
y del nivel J del Abric Romaní.

Implicaciones geoarqueológicas y paleoetnográficas.

Tesis doctoral presentada para obtener el grado de
doctor del programa

Ocupació del territori: interpretacions històriques

por

Josep Vallverdú Poch

Tesis doctoral co-dirigida por:

Dr. Eudald Carbonell
Dra. Marie-Agnès Courty

Y defendida ante el tribunal formado por:

Dr. Ramón Julià Bruges (Presidente)
Dr. Antonio Rosas González (Secretario)
Dr. Alfredo Pérez González (vocal)
Dra. Rosa M^a. Poch Claret (vocal)
Dr. Manuel González Morales (vocal)

ÍNDICE

Índices	2
Agraïments	25
Resúmenes	31
OBJETIVOS	39
1.1. OBJETIVOS DEL MUESTREO SEDIMENTARIO EN EL NIVEL J DEL ABRIC ROMANÍ	43
Microestratigrafía y planigrafía.	49
La organización del espacio en el paleolítico medio.	51
1.2. OBJETIVOS DEL MUESTREO SEDIMENTARIO PARA LA COLECCIÓN DE REFERENCIA DE MICROFACIES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA.	55
Muestreos microestratigráficos de Galería	57
Muestreo de microfacies de Gran Dolina.	61
Muestreos de microfacies en las formaciones superficiales y caracterización de las alteritas de la vertiente de la Sierra de Atapuerca	64
Otras microfacies de comparación	64
1.3 DISCUSIÓN	85.
MÉTODOS Y TÉCNICAS	87
2. GEOARQUEOLOGÍA	89
Ciencias del suelo y geoarqueología	90
Micromorfología de suelos y sedimentos arqueopaleontológicos	92
Descripción de láminas delgadas	94
Clasificación de microfacies	104
<i>Clasificación de microfacies del nivel J del abric Romani</i>	<i>105</i>
<i>Clasificación de la colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca</i>	<i>107</i>

EL ABRIC ROMANI

MATERIALES I

3.1. EL ABRIC ROMANÍ DE CAPELLADES	113
Localización geográfica y geológica	116
El Cuaternario de la región de Capellades	118
La cinglera del Capelló	121
La vegetación	122
El clima	123
<i>Las precipitaciones</i>	<i>123</i>
<i>Las temperaturas</i>	<i>124</i>
Discusión	124
Estratigrafía del Abric Romaní	124
<i>Litoestratigrafía</i>	<i>125</i>
<i>Cronoestratigrafía</i>	<i>126</i>
Registro polínico de la secuencia estratigráfica	129
Discusión	130
Resumen	131
La sección estratigráfica de la coveta Nord (SCN)	132
<i>Descripción litoestratigráfica</i>	<i>132</i>
Discusión	135
<i>Depósitos próximos a la pared del abrigo</i>	<i>136</i>
<i>Depósitos de debajo y fuera de la visera</i>	<i>136</i>
Conclusión parcial	137
Las ocupaciones humanas del Abric Romaní	140
<i>La organización del espacio</i>	<i>141</i>
<i>Recursos animales</i>	<i>141</i>
<i>Recursos líticos</i>	<i>141</i>
<i>Recursos vegetales</i>	<i>142</i>
Síntesis	142

3.2. EL NIVEL J 145

Cuadro cronoestratigráfico del nivel J	151
Registro polínico del nivel J	151
Registro litoestratigráfico del nivel J	152
Arqueoestratigrafía del nivel J	154
<i>Delimitación arqueoestratigráfica buena de los niveles Ja y Jb</i>	155
<i>Delimitación arqueoestratigráfica regular de los niveles Ja y Jb</i>	155
<i>Delimitación arqueoestratigráfica mala de los niveles Ja y Jb</i>	155
Planimetría del nivel Ja	158
<i>Planimetría del paleorrelieve del nivel Ja</i>	158
<i>Planimetría de intrusiones antrópicas caloríficas estructuradas (IACE)</i>	163
<i>Discusión parcial</i>	164
<i>Planimetría de las organizaciones internas de travertino (OIT)</i>	164
<i>Discusión parcial</i>	167
Planimetría de materiales antrópicos coordinados del nivel Ja	170
<i>Identificación de las acumulaciones de materiales antrópicos coordinados en el sector central</i>	170
<i>Las acumulaciones del sector central</i>	177
Discusión	180

RESULTADOS I

4.1. ANÁLISIS Y INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES SEDIMENTARIAS DEL NIVEL J 185

Microfacies 0. Gravas y arena gris	186
<i>Características generales</i>	186
<i>Interpretación parcial</i>	186
Microfacies 1. Grava y limo arena gris	187
<i>Características generales</i>	187
<i>Interpretación parcial</i>	188
Microfacies 2. Limo arena gris con bloques	189
<i>Características generales</i>	189
<i>Interpretación parcial</i>	190
Microfacies 3. Grava y arena limo gris-marrón	192
<i>Características generales</i>	192

Micromorfología de las facies sedimentarias...

<i>Interpretación parcial</i>	193	
Microfacies 4. Arena limo gris-marrón con bloques	194	
<i>Características generales</i>	194	
<i>Interpretación parcial</i>	196	
Microfacies 5. Gravetas, arena y limo marrón	196	
<i>Características generales</i>	196	
<i>Interpretación parcial</i>	197	
Microfacies 6. Arenas gruesas y limos marrones con bloques		198
<i>Caracteres generales</i>	198	
<i>Interpretación parcial</i>	201	
4.2. ANÁLISIS Y INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES ANTRÓPICAS DEL NIVEL J		203
Impacto térmico	203	
Pisoteo	204	
Unidades microestratigráficas laminar (L)		205
<i>Caracteres generales laminares L</i>	206	
<i>Interpretación</i>	206	
Clasificación de microfacies laminares		206
<i>Laminar 1</i>	206	
<i>Laminar 2</i>	209	
<i>Laminar 3</i>	211	
<i>Laminar 4</i>	215	
Unidades microestratigráficas microlaminares (M)		219
<i>Caracteres generales microlaminares M</i>		219
<i>Interpretación</i>	220	
Clasificación de microfacies microlaminares		220
<i>Microlaminar 1</i>	220	
<i>Microlaminar 2</i>	222	
<i>Microlaminar 3</i>	222	
Unidades microestratigráficas estratificadas (E)		224
<i>Caracteres generales estratificados E</i>	224	
<i>Interpretación</i>	227	

<i>Clasificación de microfacies estratificadas</i>	227	
<i>Estratificadas 1</i>	227	
<i>Estratificadas 2</i>	228	
<i>Estratificadas 3</i>	230	
DISCUSIÓN I	233	
5.1. MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS		235
Facies de intensidad de alteración débil	235	
Facies de intensidad de alteración fuerte	236	
<i>Facies de intensidad de alteración fuerte gris vesicular</i>	238	
<i>Facies de intensidad de alteración fuerte gris-marrón de cavidades</i>		239
<i>Facies de intensidad de alteración fuerte marrón granular</i>		240
Facies de intensidad de alteración última	242	
5.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN DE MICROFACIES ANTRÓPICAS		245
Dispersión	245	
Superficies cubiertas	247	
Sedimentos desplazados	248	
5.3. MICROESTRATIGRAFÍA DEL NIVEL J		249
Introducción	249	
Materiales y métodos	249	
Arqueosedimentología	250	
<i>Arqueosedimentología de unidades arqueostratigráficas con delimitación mala</i>		251
<i>Arqueosedimentología de unidades arqueostratigráficas con delimitación regular</i>		255
<i>Aqueosedimentología de las unidades arqueostratigráficas con delimitación buena, delgadas y gruesas</i>	255	
Discusión	255	
5.4. PLANIGRAFÍA DEL NIVEL J-JA		261
La caracterización del paleorrelieve	261	
Un modelo de ocupación de larga duración del paleolítico medio	262	
<i>Actividades de limpieza, hogares externos y superficies vacías en el nivel J</i>		262
<i>Conclusión parcial</i>	265	
CONCLUSIONES I	267	

6.1. REGISTRO SEDIMENTARIO Y AMBIENTAL EN EL NIVEL J DEL ABRIC ROMANÍ	269
6.1.1 Variabilidad espacial y modo de registro ambiental de las microfacies sedimentarias del nivel J	270
6.2. ANTROPIZACIÓN EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL NIVEL J	275
6.3. LAS OCUPACIONES ANTRÓPICAS DEL NIVEL J	277
Perspectivas: la geoarqueología de niveles arqueológicos	279

LA SIERRA DE ATAPUERCA

MATERIALES II	283
7.1. EL CUADRO NATURAL DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	285
7.2. GALERÍA	293
Estratigrafía	293
G.I	297
G.II	297
G.III	297
G.IV	297
G.V	298
G.VI	298
Dataciones	298
Numéricas	298
Biocrononológicas	298
Discusión	299
7.3. GRAN DOLINA	301
Estratigrafía y cronoestratigrafía de Gran Dolina	301
Discusión	305
7.4. FORMACIONES SUPERFICIALES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	307
Perfiles de los fondos de valle	307
<i>Perfil A. Contacto lítico entre terra rossa y caliza cretácica</i>	307
<i>Perfil B. Formación detrítica</i>	307
Los perfiles del oeste de la trinchera del ferrocarril (TFW)	308

<i>Descripción</i>	308	
<i>Discusión</i>	308	
Afloramientos en la vertiente de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca		308
<i>Descripción de campo</i>	311	
<i>Discusión</i>	315	
7.5 SÍNTESIS	317	
RESULTADOS II	319	
8. CLASIFICACIÓN DE LAS MICROFACIES DE LA COLECCIÓN DE REFERENCIA DE LA SIERRA DE ATAPUERCA		321
Microfacies 1	322	
<i>Caracterización</i>	322	
<i>Interpretación</i>	325	
Microfacies 2	326	
<i>Caracterización</i>	326	
<i>Interpretación</i>	329	
Microfacies 3	330	
<i>Caracterización</i>	330	
<i>Interpretación</i>	334	
Microfacies 4	338	
<i>Caracterización</i>	338	
<i>Interpretación</i>	342	
Microfacies 5	352	
<i>Caracterización</i>	353	
<i>Interpretación</i>	354	
DISCUSIÓN II	357	
9.1. MICROFACIES DE GALERÍA	359	
Interpretación de las fases de relleno de Galería mediante las microfacies		359
Síntesis	367	
9.2 MICROFACIES DE GRAN DOLINA	369	
TD4	369	
TD5	371	

Micromorfología de las facies sedimentarias...

TD6-ESTRATO AURORA	371
TD7	375
TD8	376
TD9	378
TD10	378
TD11B y TD11	381
Síntesis	382
CONCLUSIONES II	385
10. INTERPRETACIÓN AMBIENTAL DE LAS MICROFACIES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	387
CONCLUSIONES GENERALES	393
Objetivos y resultados del análisis de microfacies del nivel J del Abric Romaní	395
Objetivos y resultados de la construcción de una colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca	396
Aportaciones y perspectivas	398
BIBLIOGRAFÍA	401

ÍNDICE DE FIGURAS

OBJETIVOS

Figura 1.1.1. Localización de muestras de sedimentos sin perturbar en el nivel Ja y las IACE delimitadas durante los trabajos de campo (representadas en Vaquero, 1997). 46

Figura 1.1.2. Localización de muestras de sedimentos sin perturbar en el nivel Jb y las IACE delimitadas durante los trabajos de campo (representadas en Vaquero, 1997). 46

Figura 1.2.1. Posición de las muestras en el perfil parcial N-S de Galería en la línea de la letra H (dibujo de A. Ollé). 58

Figura 1.2.2. Croquis litoestratigráfico del contexto muestreado en TD3-4. 67

Figura 1.2.3. Croquis litoestratigráfico del contexto muestreado en TDW5 base. 69

Figura 1.2.4. Columna litoestratigráfica del conjunto 6 (TD6) en la sección Este del sondeo de Gran Dolina. 71

Figura 1.2.5. Sección Oeste del Sondeo de Gran Dolina de los conjuntos estratigráficos 5 (techo), 6, 7, 8, 9 (TD6,7,8,9). Descripción litoestratigráfica y posición de las muestras. Posición de las muestras de TD7. 73

Figura 1.2.6. Croquis litoestratigráfico de la sección Oeste del conjunto estratigráfico 8 en el sondeo de Gran Dolina (TD8) y posición de las muestras. 75

Figura 1.2.7. Croquis litoestratigráfico de TD10 con la procedencia de las muestras (I, II, III y IV) y la muestra de TD9 (I) para la caracterización de estos conjuntos estratigráficos mediante sus microfacies. 77

Figura 1.2.8. Croquis microestratigráfico que caracteriza el contacto. TD11- TD11B. M. II. 79

Figura 1.2.9. Croquis microestratigráfico de la muestra de TD11. TD11 superior M.I. 79

Figura 1.2.10. Perfil I de la Trinchera del Ferrocarril Oeste. Situación de las muestras y descripción de las principales unidades litoestratigráficas. 81

Figura 1.2.11. Perfil II de la Trinchera del Ferrocarril Oeste. Situación de las muestras y descripción de las principales unidades litoestratigráficas. 83

MÉTODOS Y TÉCNICAS

- Figura 2.1. Interacción de dominios de conocimiento y Prehistoria. 91
- Figura 2.2. Principales técnicas de análisis y escala espacial, resultados y objetivo de la aproximación geoarqueológica desarrollada en el nivel J del Abric Romani. 91
- Figura 2.3. Formas elementales de láminas (o estratificaciones) (Campbell 1967). 97
- Figura 2.4. Forma, establecida según el grado de redondez (Bullock et al. 1985). 98
- Figura 2.5. Representación gráfica de la distribución relativa de la fracción gruesa (FG) y la fracción fina (FF) (Bullock et al, 1985). 99
- Figura 2.6. Clasificación o selección de sedimentos en lámina delgada (Adams et al., 1997).
- Figura 2.7. Procesos de redistribución de los carbonatos y posición de los procesos de formación de la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados descritos en las facies sedimentarias (basado en Courty, 1986). 106

L'ABRIC ROMANÍ

MATERIALES I

- Figura 3.1.1. Micromodelo típico de los países áridos: taffoni y cortina de costra carbonatada (Salomon 1997). 112
- Figura 3.1.2. La estratigrafía y la planta del Abric Romani, con la sección transversal y longitudinal de la coveta (C) publicada en la Història de Catalunya de A. Rovira i Virgili (1922-1924). (Extraida de Canal y Carbonell 1989). 112
- Figura 3.1.3. Situación a diferentes escalas de la región de Capellades. 113
- Figura 3.1.4. Morfoestructura geológica de la zona de Capellades y formaciones travertínicas de la región (Benzaquen et al. 1973; Peón et al. 1975). 117
- Figura 3.1.5. Esquema del escalonamiento de niveles del valle del Anoia en el Penedès y correlaciones con las faunas de elefantes del sistema del Llobregat (Gallart, 1981). 119
- Figura 3.1.6. Curva anual de las Temperaturas (T) y los días de heladas (DG) de Igualada. A la derecha, diagrama de barras de la precipitación en milímetros agrupadas por estaciones (Solé Sabarís, 1958). 121
- Figura 3.1.7. Hipótesis - esquema de formación del Abric Romani (Solé Sabarís et al., 1957, extraida del Atlas). 123
- Figura 3.1.8. Tres asociaciones de facies establecidas por Giralt y Julià en el Abric Romani y en el Abric de la Consagració, en la Cinglera del Capelló de Capellades (Giralt y Julià, 1996). 125
- Figura 3.1.9. Tabla de muestras y dataciones obtenidas junto con los resultados sobre la paleoecología de la secuencia estratigráfica del Abric Romani. 126
- Figura 3.1.10. Zonación cronoestratigráfica de los niveles arqueológicos y su relación con las secuencias paleoclimáticas continentales continuas de hielo en Summit (Dansgaard et al. 1993) y GISP2, esta última -a la izquierda- correlacionada con sondeos marinos continuos (Voelker et al., 1998). 127

- Figura 3.1.11. Estratigrafía de la sección de la coveta nord (SCN) del abric Romani. 131
- Figura 3.1.12. Zonación cronoestratigráfica de los niveles arqueológicos y su relación con las secuencias paleoclimáticas continentales continuas de hielo en Summit (Dansgaard et al., 1993) y GISP2, esta última -a la izquierda- correlacionada con sondeo.137
- Figura 3.2.1. Distribución espacial de los remontajes del nivel Ja (Vaquero 1997). 147
- Figura 3.2.2. Relieve estructural del nivel J con la presencia de las antiguas intervenciones arqueológicas y los testimonios. 148
- Figura 3.2.4. Distribución espacial de las IACE, documentadas en los trabajos de campo y asignadas al nivel Jb (Vaquero 1997). 150
- Figura 3.2.3. Distribución espacial de las IACE, documentadas en los trabajos de campo y asignadas al nivel Ja (Vaquero 1997). 150
- Figura 3.2.5. Diagrama polínico de los principales taxones de árboles y arbustos determinados. Hemos señalado la posición del nivel J de acuerdo con la escala cronoestratigráfica (Burjachs y Julià 1994). 152
- Figura 3.2.6. Alzado litoestratigráfico provisional del nivel J en la sección de la columna 43. 153
- Figura 3.2.7a. Perfiles longitudinales pertenecientes a la proyección de los materiales antrópicos del sector central del nivel J del Abric Romani. Proyecciones de cuadro de un metro. 156
- Figura 3.2.7b. Perfiles longitudinales pertenecientes a la proyección de los materiales antrópicos del sector central del nivel J del Abric Romani. Proyecciones de materiales antrópicos correspondientes a una banda de 30 cm. 157
- Figura 3.2.8. Caracterización de la paleosuperficie del nivel Ja. 159
- Figura 3.2.10. Planta de bloques de travertino coordinado como nivel Ja y Jsup. 161
- Figura 3.2.9. Planta de bloques de travertino coordinado como base del nivel Ja.y Jb. 161
- Figura 3.2.11. Representación de todos los bloques coordinados por debajo y por encima del nivel Ja. Las líneas indican la estimación hipotética de la banda en la que se desarrollan los procesos de sedimentación natural de bloques (Zona de relleno externa, ZRE). 162
- Figura 3.2.12. IACE del nivel Ja y principales grupos de bloques rubefactados (BR). 163
- Figura 3.2.13. Todos los bloques del nivel Ja y IACE. Hipótesis caracterización de zonas según las OIT, las IACE y las características topográficas. 166
- Figura 3.2.14. Representación hipotética de la paleosuperficie del nivel Ja con los bloques estructurales y los que tienen modificaciones antrópicas. 169
- Figura 3.2.15. Distribución por puntos del registro coordinado del nivel J y Ja y características evidenciadas de la paleosuperficie con las OIT, las IACE. 171
- Figura 3.2.16. Distribución por densidades del total de la industria lítica de caliza del nivel Ja y J del Abric Romani. 173

Micromorfología de las facies sedimentarias...

Figura 3.2.17. Distribución por densidades del total de la industria de sílex del nivel Ja y J del Abric Romani. 173

Figura 3.2.18. Distribución por densidades de la industria lítica de cuarzo en el nivel Ja y J del Abric Romani. 174

Figura 3.2.19. Distribución por densidades de la industria lítica de sílex inferior a 2 cm. en el nivel Ja y J del Abric Romani. 174

Figura 3.2.20. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados del nivel Ja y J del Abric Romani. 175

Figura 3.2.21. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados mayores de 6 cm. del nivel Ja y J del Abric Romani. 176

Figura 3.2.22. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados de 2 a 6 cm. del nivel Ja y J del Abric Romani. 176

Figura 3.2.23. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados menores de 2 cm. del nivel Ja y J del Abric Romani. 177

Figura 3.2.24. Hipótesis de localización de acumulaciones en el sector central del nivel Ja y J del Abric Romani, con los bloques estructurales, las OIT evidenciadas y las IACE. 179

DISCUSIÓN

Figura 5.3.1. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la columna 49. 252

Figura 5.3.2. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la columna 50. 253

Figura 5.3.3. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la columna 51. 256

Figura 5.3.4. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la línea N. 257

Figura 5.4.1. Hipótesis de interpretación de las acumulaciones evidenciadas con el paleorrelieve restituído del nivel J y Ja, las IACE y las OIT sobrepuestas. 263

CONCLUSIONES I

Figura 6.1.1. Caracteres litológicos de las facies sedimentarias y su relación con la intensidad de alteración definida en la escala microscópica. 269

Figura 6.1.2. Síntesis de las variaciones laterales, verticales y caracterización de las microfases sedimentarias del nivel J. 271

Figura 6.1.3. Modelo para la interpretación de las facies sedimentarias 1 a 6 del nivel J mediante la intensidad de alteración de los fragmentos de roca carbonatados y la observación actual de la humedad en paredes de cuevas y abrigos (Courty 1986). 273

LA SIERRA DE ATAPUERCA

MATERIALES II

Figura 7.1.1. Diferentes escalas de localización geográfica y geológica de la región de Atapuerca (Pineda, 1997). 286

Figura 7.1.2. Estructura geológica de la zona y corte geológico (Ayala et al. 1993). Croquis geológico de la región de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997). 287

Figura 7.1.3. Esquema geomorfológico del entorno de los yacimientos arqueopaleontológicos de la Sierra de Atapuerca (Pérez-González et al. 1995). 290

Figura 7.1.4. Diagramas ombrotermicos que caracterizan la liminidad de la Sierra de Atapuerca (Ayala 1993). 291

Figura 7.1.5. Esquema de la vegetación natural del entorno de la Sierra de Atapuerca (García Antón 1995). 291

Figura 7.2.1. Perfiles transversal y longitudinal de campo levantados durante las intervenciones en la Covacha de los Zarpazos (Dibujo de J.C. Diez, M.García y J. Vallverdú). 294

Figura 7.2.2. Columna estratigráfica sintética de Galería (TG-TN) (Pérez-González et al., 1995; Pérez-González et al., 1999). 295

Figura 7.2.3. Grupos de relleno y sus subdivisiones internas, niveles arqueopaleontológicos, dataciones y estimación hipotética entre las fases de relleno de Galería y los estadios isotópicos (Rosas et al., 1998). 300

Figura 7.3.1. Columna litoestratigráfica de Gran Dolina (Parés y Pérez González, 1999) y caracterización cronobioestratigráfica. 302

Figura 7.4.1. Transec E-W (A-A') a través de la Sierra de Atapuerca con los puntos de los afloramientos descritos y principales pisos geológicos y formas superficiales del contexto de la Sierra. 311

DISCUSIÓN II

Figura 9.1.1. Croquis de la posición de las muestras y la descripción de los principales límites de G.I. 361

Figura 9.1.2. Croquis de la sección en el perfil de H23. Muestreo microestratigráfico del contacto G.I-G.II. 363

Figura 9.2.1. Perfil litoestratigráfico de la sección Oeste del tercio superior de TD6 en el sondeo de Gran Dolina. 373

ÍNDICE DE TABLAS

OBJETIVOS

Tabla 1.1.1. Muestras micromorfológicas del transec microestratigráfico Ja y J.	44
Tabla 1.1.2. Muestras micromorfológicas de IACE J y Ja.	46
Tabla 1.1.3. Muestras micromorfológicas de complemento Ja y Jb.	45
Tabla 1.1.4. Muestras micromorfológicas para el control estratigráfico Ja y Jb.	48
Tabla 1.1.5. Muestras micromorfológicas del transec microestratigráfico Jb.	48
Tabla 1.1.6. Muestras micromorfológicas de IACE - Jb.	48
Tabla 1.2.1. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias de Galería.	61
Tabla 1.2.2. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias del Pleistoceno Inferior de Gran Dolina.	62
Tabla 1.2.3. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias del Pleistoceno Medio de Gtan Dolina.	63
Tabla 1.2.4. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias de formaciones superficiales de la Sierra de Atapuerca.	65

MÉTODOS Y TÉCNICAS

Tabla 2.1. Tipos de contactos y características microscópicas de la distancia de cambio.	95
Tabla 2.2. Caracteres diagnósticos de las estructuras sedimentarias según su talla y composición en la escala de lámina delgada (Courty 1990).	96
Tabla 2.3. Caracterización y estimación de la frecuencia en porcentajes [Bullock et al., 1985].	97
Tabla.2 4. Caracterización y estimación de la abundancia en porcentajes (Bullock et al., 1985).	97

L'ABRIC ROMANÍ

RESULTADOS I

Tabla 4.1.1. Intensidades de alteración de fragmentos carbonatados y rasgos calíticos (Courty 1986).	185
Tabla 4.1.2. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos de las facies sedimentarias del nivel J.	191
Tabla 4.1.3. Resumen de interpretaciones generales extraídas de los caracteres micromorfológicos y sedimentarios de las microfacies del nivel J.	195

DISCUSIÓN I

Micromorfología de las facies sedimentarias...

Tabla 5.1.1. Caracterización textural, rasgos calcíticos y interpretación del origen sedimentario sua evolución postdeposicional de las facies sedimentarias del nivel J. 241

Tabla 5.2.1. Descripción de caracteres jerarquizantes para la clasificación de las facies antrópicas y sus caracteres diagnósticos latentes. 246

LA SIERRA DE ATAPUERCA

MATERIALES II

Tabla 7.1.1. Correlación entre terrazas y morfologías identificadas entorno de la Sierra de Atapuerca, suelos y yacimientos de la Meseta Norte. Extraído de Zazo et al.(1987), Molina & Pérez González (1989),Pérez González at al. (1995). 289

T<is de los resultados polínicos (García Antón 1999). 299

RESULTADOS II

Tabla 8.1. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y limo marrón amarillas calcíticas y carbonatadas (F.1). 323

Tabla 8.2. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y limo rojo calcítico decarbonatado (F.2). 327

Tabla 8.3. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y arcilla roja decarbonatada (F.3). 335

Tabla 8.4. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y arcilla marrón totalmente decarbonatada (F.4). 339

Tabla 8.5. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y limo amarilla lavada (F.5). 355

DISCUSIÓN II

Tabla 9.1.1. Microfacies y su zonación estratigráfica, con sus principales implicaciones discutidas en la caracterización mediante los procesos de formación de sedimentos de los grupos de relleno. 365

Tabla 9.2.1. Principales caracteres y procesos descritos de las microfacies de los conjuntos estratigráficos del Pleistoceno Inferior de Gran Dolina. 370

Tabla 9.2.2. Microfacies, rasgos edáficos y intensidad de alteración de la fracción calcítica del tercio superior del nivel TD6-Estrato Aurora. 374

Tabla 9.2.3. Interpretaciones sobre el régimen hídrico y la estimación ombrotérmica de las microfacies y los agentes de transporte identificados en el tercio superior de TD6-Estrato Aurora. 375

Tabla 9.2.4. Principales caracteres y procesos descritos de las microfacies de los niveles estratigráficos del Pleistoceno Medio de Gran Dolina. 379

Tabla 9.2.5. Descripción de las principales implicaciones del análisis de microfacies (Arche 1989) para los niveles de Gran Dolina. 382

CONCLUSIÓN II

Tabla 10.1. Síntesis de la interpretación de las microfacies sedimentarias de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca. 389

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

OBJETIVOS

Foto 1.1.1. Vista desde el Este arqueológico de la superficie del nivel Ja y las muestras para la fabricación de láminas delgadas. En primer plano la IACE de O48, hacia la derecha, los depósitos cercanos a la pared, una vez excavados, de color más claro. 43

Foto 1.2.2. Perfil de G.I de Galería con la posición de las muestras. La flecha indica la localización del posible techo de la magnetozona Matuyama. 59

Foto 1.2.1. Muestreo sin perturbar de sedimentos de G.III durante la campaña de excavaciones de 1994 (fotografía de Aguirre, 1998). 59

Foto 1.2.3. Sección de Trinchera Dolina Oeste conjunto estratigráfico 3-4 (TD3-4). Detalle de la situación de la muestra. 67

Foto 1.2.4. Sección de Trinchera Dolina Oeste, conjunto estratigráfico 5 y 6 (TDW5 y TDW6). 69

Foto 1.2.5. Sección Trinchera Dolina Este, conjunto estratigráfico 5 y 6 (TDE5 y TDE6). 69

Foto 1.2.6. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Este. Tercio superior del conjunto estratigráfico (TD6). Detalle del estrato Aurora (AS) y el nivel arqueostratigráfico (ASa) en el que está incluido el estrato Aurora. Detalle de la variación cromática. 71

Foto 1.2.7. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Oeste. Tercio superior del conjunto estratigráfico 6 (TD6) y el conjunto estratigráfico 7 (TD7) con la posición de las muestras sedimentarias sin perturbar. 71.

Foto 1.2.8. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Oeste. Conjunto estratigráfico 8 (TD8) en la zona de última aparición de *Mimomys* (en la parte superior de la fotografía, señalado con la flecha blanca). 75

Foto 1.2.9. Detalle de la muestra sedimentaria del cut & fill de Dolina. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Norte. 75

Foto 1.2.10. Trinchera Dolina, vista de la parte basal del conjunto estratigráfico 10 (TD10). 77

Foto 1.2.11 Trinchera Dolina, techo del conjunto estratigráfico 10 y conjunto estratigráfico 11 (TD11). 77

Foto 1.2.12. Trinchera Dolina, detalle de techo del conjunto estratigráfico 10 contacto con el 11 (TD11). 79

Foto 1.2.13. Estructuras sedimentarias de superficie continuas no paralelas. 79

Foto 1.2.14. Perfil I de la Trinchera del Ferrocarril Oeste. 81

Foto 1.2.15. Perfil II de la Trinchera del Ferrocarril Oeste. 83

L'ABRIC ROMANÍ

MATERIALES I

Foto 3.1.1. Vista de la Conca d'Òdena desde el yacimiento, con la Sierra de Miramar en la parte izquierda de la foto. 115

Foto 3.1.2. La Cinglera travertínica del Capelló en primer Plano. El Abric Romaní está tras los árboles del centro de la foto. En el tercio superior de la foto, la cresta paleozoica donde hay también los travertinos de Torre Nova. 115

Foto 3.1.3. Detalle de la interacción entre la vegetación y la sedimentación bioquímica mediante la formación de los "Capellóns", en la Cinglera del Capelló de Capellades (Anoia, Barcelona). 120

Foto 3.2.1. Vista general desde el Este arqueológico del nivel Ja. Destaca la acumulación de bloques medianos y pequeños en la parte izquierda de la superficie excavada. 146

Foto 3.2.2. Detalle de la acumulación de bloques de mediano y pequeño tamaño. 146

Foto 3.2.3. Disposición de restos faunísticos grandes acumulados entre bloques. 149

Foto 3.2.4. Acumulaciones de piedras y huesos con sedimentos oscuros (carbonosos?). 149

Foto 3.2.5. IACE con Organizaciones Internas de Travertino en M56. Puede observarse un travertino de forma más plana, de color más oscura por el impacto térmico. También destaca la buena delimitación de la IACE. 149

Foto 3.2.6. Entrada a la coveta Ripoll con Organizaciones Internas de Travertino (OIT) y Intrusiones Antrópicas Caloríficas Estructuradas (IACE). 149

LA SIERRA DE ATAPUERCA

MATERIALES II

Foto 7.2.1. Perfil de la Galería. De Sur a Norte: a la derecha de la fotografía, la sima con el relleno sedimentario denominado Trinchera Norte (TN); en la parte central de la foto, los niveles horizontales de Galería; a la izquierda, la cavidad de la covacha de los Zarpazos o TZ. 295

Foto 7.3.1. Secuencia estratigráfica de Gran Dolina con la intervención arqueopaleontológica de los años 70 (extraída de Aguirre 1998). 303

Foto 7.4.1. Perfil de fondo de valle en el interior de la Sierra de Atapuerca, (camino de Villalbal) 309

Foto 7.4.2. Perfil de fondo de valle delante de la Sierra, cartografiado como terraza (T6), formado por la extracción de gravas y localizado en el campo de tiro de la Zona militar. 309

Foto 7.4.3. Perfil de la entrada Trinchera del Ferrocarril Oeste cartografiado como cono aluvial y coluviones. 309

Foto 7.4.4. Perfil de afloramiento de la caliza cretácica en contacto lateral con los conos aluviales de la fotografía 3. 309

Foto 7.4.5. Afloramiento 1 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca. 313

Foto 7.4.6. Afloramiento 2 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.	313
Foto 7.4.7. Afloramiento 6 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.	313
Foto 7.4.8. Afloramiento 7 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.	313

ÍNDICE DE LÁMINAS

RESULTADOS I

Lámina I. Microfotos de algunos caracteres micromorfológicos (Bullock et al., 1985) descritos en la caracterización de las microfacies sedimentarias del nivel J del Abric Romaní. 199

Lámina II. Transformaciones antrópicas en el sedimento del nivel J del Abric Romaní. Todas las microfotos en luz polarizada. 207

Lámina III. Estructuras sedimentarias microlaminares del nivel J del Abric Romaní. 213

Lámina IV. Microfotos de estructuras sedimentarias laminares y microestratificadas. 217

Lámina V. Componentes antrópicos microscópicos del nivel J del Abric Romaní. Todos en luz polarizada, excepto 2' con luz analizada . 225

RESULTADOS II

Lámina VI. Algunas de las microestructuras de los sedimentos de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca. 331

Lámina VII. Rasgos texturales, especialmente los eluviales, de la colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca. 343

Lámina VIII. Rasgos criptocristalinos de las microfacies de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca. 349

AGRAÏMENTS

Agraïments

Aquesta tesi s'ha desenvolupat durant uns bons sis anys, temps en que la dinàmica de l'Àrea de Prehistòria m'ha permès participar en activitats que m'han format com investigador i persona. Les possibilitats d'haver gaudit d'aquesta oportunitat li dec especialment a l'Eudald Carbonell i a la resta de companys que poc a poc hem cristal·litzat a l'Àrea de Prehistòria. Eudald Carbonell ha estat un dels dos directors de la tesi i una de les persones que ens ha encoratjat més per assolir un estat d'esperit per tal de fer avançar els projectes d'investigació personals i col·lectius.

Aquesta tesis doctoral també ha estat codirigida per M.A. Courty del CNRS, en el Laboratori de Micromorfologia de Sols titulat per Nicolas Fédoroff dins el Departament de Dynamique des Milieux et des Organisations Spatiales del Institut National Agronomique de Paris-Grignon. La capacitat de Marie Agnès, i sobretot la seva tensió davant els reptes de la recerca, ha generat una dinàmica de formació investigadora que m'ha enriquit durant els meus anys de doctorat a Grignon. La presència del professor Nicolás Fédoroff en el Laboratori ens ha donat l'oportunitat de conèixer a un observador del món i de les làmines primes en els seus diferents estadis de complexitat acompanyat sempre per discurs planer de l'home que no para de mirar. A ells els hi agraeixo profundament l'oportunitat per a formar-me en el laboratori on treballen.

També vull traslladar als membres del jurat el meu agraïment per haver acceptat jutjar aquest treball de tesi doctoral. Espero que la seva lectura no els hi sigui molt feixuga, de manera que d'ells espero les millors crítiques constructives i les lloances merescudes.

La llista de companys que durant aquests ens hem plegat per treballar junts és llarga. I aquesta és una ocasió en la que necessito mostrar el meu agraïment personal i manifestar el meu interès pel seu treball. Els esmento per l'ordre cronoestratigràfic de les capes viscudes evidenciant una clara deformació professional. La fornada durant l'època d'estudiant a la URV eren: Montse Esteban, J.M. Gabarró, Carlos Lorenzo, Marina Mosquera, Andreu Ollé, Josep M^a Prats, Xose Pedro Rodríguez, Jordi Rosell, Manuel Vaquero, Josep M^a Vergés, Josep Zaragoza que coincidim i treballem plegats en els jaciments objecte d'aquesta tesi doctoral. Des d'aquí els hi adreço les més bones

salutacions i una vida professional i personal millor. Als primers anys d'excavació vaig conèixer a Raül Bartrolí, i amb Artur Cebrià hem treballat i après. Poc després vaig conèixer, per a no dir quasi al mateix temps, a Miassa Aimene, Ethel Allué, Isabel Cáceres, Rosa Huguet, Núria Ibáñez, Dolors García Antón i Ignasi Pastó amb qui compartirem aquests primers anys de formació com arqueòlegs de camp. A ells els hi desitjo la meua més sentida consideració personal i professional. Amb Marcos García vam començar a treballar plegats a la Sierra dels meus primers anys i des d'aquí l'hi envio una forta abraçada. També esmento la seva vàlua i competència dins les activitats del laboratori i treball en el camp al sentit Igor Artega, Pili Bravo, Gemma Chacón, Isabel Expósito, Cristina Fernández, Carolina Mallol, Kenneth Martínez, Xavi Plana, José M^a Rando. S'han incorporat i millorat el laboratori amb les seves qualitats professionals i personals en Quico Burjachs, el Toni Canals i en Mohamed Sahnouni. Més endavant he treballat amb arqueòlegs que ben just comencen: esmento a Albert Aulines, Dan Cabanes, Joan García, Marta Fontanals, Josep Uixán, Marina Lozano, Anna Rodríguez i l'Albert Velasco, i altres que segur que em deixo. Als qui desitjo la millor de les sorts per a seguir en el boterut inici del camí de la recerca arqueològica.

Vora a l'Àrea de Prehistòria, en Rodolfo Cortés sempre ens ha ofert la seva amistat.

En el laboratori de micromorfologia de Grignon he estat molts dies amb Farid Sellami, Fouad Hourani, Cécilia Cammas, Stéphan Gaffié i Miguel Becerra. A ells els hi envio un bon record cap a les terres del nord mullat. També esmento la companyia dels residents a Grignon: en Vicente, Amaia, Eleonora, Nathalie, Sandro i molts més

A Madrid treballen els membres del Museu de Ciències Naturals del CSIC i compartim treballs de camp a l'estiu i la voluntat de fer progressar el projecte de la Sierra de Atapuerca. Esmento a José M^a Bermúdez de Castro, Yolanda Fernández Jalvo, Belen Márquez, Cayetana Martínez, Elena Nicolas, Jesús Rodríguez, Antonio Rosas. Els de la Sima de los Huesos, ens veiem poc però també els vull recordar i desitjar-los les millors troballes per al projecte.

Carlos Díez i Maria Victora Moreno treballen a Burgos, a Ibeas, i els esmento pels anys que fa que els coneixo i l'apreci que per a ells sento. També vull esmentar a Juan Antonio Palacios, el exguarda d'Atapuerca per la companyia durant les excavacions i durant les nostres estades durant les campanyes fora de excavació per a fer mostres i descripcions. També esmento l'amistat trobada amb la família que porta el restaurant de los "Claveles" a Ibeas de Juarros, especialment en Carlos i la seva mare la Sole. També vull esmentar l'amistat amb Rosana Obregón i la Carmén Balbas, l'Arturo i la Marta de Burgos i a la llarga llista d'arqueòlegs que han passat per la Trinchera.

També cal esmentar l'ajuda que diferents institucions han recolzat econòmicament aquest projecte d'investigació. El Ministeri de Cultura i Educació va contribuir amb una BFPI assignada al projecte d'investigació d'Atapuerca (1995-1998), i també va finançar les estades a Grignon, a l'INAPG. La CIRIT de la Generalitat de Catalunya va contribuir a finançar tres mesos una estada a Grignon el 1999. Finalment, un projecte europeu de mobilitat (TMR) també va finançar les estades a Grignon l'any 2000. També cal esmentar la Fundación Atapuerca que aquests dos darrers anys m'ha estat

finançant després de la sobtada partida de Grignon. La seva actual ajuda és fonamental per a la continuació de les investigacions iniciades en aquest treball doctoral. Agrair també el suport de l'Ajuntament de Capellades, especialment en la persona del Toni Pons, ajuda que va més enllà de l'interès institucional. També a Capellades, esmentar l'ajuda al projecte d'excavació i investigació de la Cinglera a càrrec de l'empresa Romanyà-Valls.

No hem vull oblidar dels amics i amigues que he abandonat aquest darrers anys de confecció de tesi i trasllat per viure definitivament a Tarragona. Especialment recordo les colles d'amics i amigues del meu poble.

Finalment als meus propers biològics i familiars que m'han donat suport en aquesta etapa de formació i que sempre han allisat les discontinuïtats però sobretot han mostrat una actitud continua d'il·lusió vers el meu treball de recerca. A ells els hi dedico aquest treball doctoral. En Sergi Vallverdú, la Roser Poch els meus pares, i la Roser i la Mónica els hi ofereixo la meva més sincera estima. També vull recordar a la meva sentida tieta Lúdia Vallverdú que ens acaba de deixar, i els tiets Xavier, Joan i Montserrat junt als meus cosins germans de La Selva del Camp, el poble en què em vaig criar com a cadell.

La Palmira Saladié està molt implicada en aquest treball i amb ella comparteixo la vida. A ella li agraeixo la seva dedicació en els moments delicats de la confecció de la tesi i moltes coses més.

Si l'ull fos un animal sencer, la vista seria la seva ànima

Aristòtil, s. IV a.C. *De l'ànima*.

Cependant, en se familiarisant avec ces mêmes objets, en les voyant souvent, et pour ainsi dire, sans dessein, ils forment peu à peu des impressions durables, qui bientôt se lient dans notre esprit par des rapports fixes et invariables; et de là nous élevons à des vues plus générales par lesquelles nous pouvons embrasser à la fois plusieurs objets différents, et c'est alors qu'on est en état d'étudier avec ordre, de réfléchir avec fruit, et de se frayer des routes pour arriver à des découvertes utiles.

On doit donc commencer par voir beaucoup et revoir souvent...

G.L. Le Clerc , 1749. *Història natural*. De la manera d'estudiar i de tractar la història natural.

... el respecte del que està escrit, formulat o pintat, i que ha pres forma, com si tota expressió no estigués finalment al límit, ni hagués arribat al punt en què cal que les coses petin per a tornar a sortir i tornar a començar.

A. Artaud. 1936. *El teatre i el seu doble*. Liquidar les obres mestres.

... la ciència és quelcom més que una economia de pensament, ja que es porta a resultats inesperats...

I. Prigogine, 1981. *¿Tan sólo una ilusión?*. Einstein: triunfos y conflictos.

RESÚMEN

Esta tesis doctoral trata del análisis micromorfológico de láminas delgadas de sedimentos procedentes de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España) y del Abric Romaní (Capellades, Barcelona, España). La observación micromorfológica está complementada con abundantes datos y el conocimiento adquirido en el campo, y en los trabajos interdisciplinarios de los investigadores generados dentro de los proyectos de investigación de la Sierra de Atapuerca y del Abric Romaní.

Nuestra aproximación geoarqueológica y paleoetnográfica al estudio del registro sedimentario ha sido desarrollado en dos ejes de investigación:

1, el de la distinción entre los procesos sedimentarios naturales y los procesos sedimentarios antrópicos en la formación de los niveles arqueológicos

2, y el del análisis y la interpretación paleoambiental del registro sedimentario de las secuencias estratigráficas

El análisis de los procesos de formación necesita de un amplio conocimiento interdisciplinar. Para los procesos sedimentarios naturales son las geociencias las que aportan más peso en la investigación analítica del registro sedimentario. En el análisis de los sedimentos de cuevas y abrigo del Cuaternario parece que son los procesos sedimentarios biológicos los que ofrecen más resolución para desarrollar una interpretación más fina de las secuencias estratigráficas. En este sentido, denominamos procesos edafosedimentarios a la articulación de los análisis sobre el origen el transporte y las transformaciones postdeposicionales de los sedimentos observados en lámina delgada. Esta observación se apoya en disciplinas como la paleoedafología y la petrografía sedimentaria. La descripción de las láminas delgadas está presentada en forma de clasificación de microfacies que intenta sistematizar los datos del análisis de las microfacies para su ordenación y jerarquización. Una vez que esta clasificación ha adquirido un valor sistemático, capaz de englobar modelos estáticos explicativos de los procesos edafosedimentarios, establecemos interpretaciones dinámicas, hipotéticas deductivas, que refinan la clasificación misma y intervienen en la argumentación de nuestras interpretaciones.

Gran parte del trabajo de investigación presentado en esta tesis doctoral está dedicada a el análisis de microfacies y tiene como resultado la elaboración de tres clasificaciones.

La clasificación de microfacies sedimentarias del nivel J del Abric Romaní ha sido un útil muy preciado para entender la singularidad del modo de registro de los procesos edafosedimentarios naturales, principalmente mediante mecanismos biológicos, en este yacimiento del Pleistoceno Superior. Esta investigación ha sido un paso obligado para identificar los procesos sedimentarios culturales y caracterizarlos adecuadamente. La clasificación de microfacies antrópicas ha conseguido tener un nivel alto de sistematización al ser una importante guía para la interpretación espacial del registro antrópico exógeno coordinado del subnivel J-Ja. Este modelo de ocupación del paleolítico medio documenta procesos sedimentarios culturales parecidos a los registrados en yacimientos con modelos de ocupación formados por grupos humanos modernos.

La clasificación de microfacies sedimentarias de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca pretende iniciar una aproximación diferente y complementaria a las observaciones de secuencias estratigráficas durante los trabajos de campo. Además de la clasificación de microfacies, datos procedentes de la observación microscópica tales como rasgos y procesos, especialmente edáficos y altereológicos, nos han permitido complementar la descripción y el análisis de los procesos edafosedimentarios registrados en la esta colección de referencia de facies sedimentarias del Pleistoceno Inferior y Medio de la Sierra. Los resultados aportados al proyecto de investigación son fundamentalmente analíticos y las hipótesis que desarrollamos sólo tienen un valor seminal.

Esta tesis doctoral dedicada al análisis y a la clasificación de microfacies presenta resultados sobre procesos edafosedimentarios naturales y su interpretación ambiental de períodos glaciales del Pleistoceno ibérico, de mal a comparar, pertenecientes al Abric Romaní y Atapuerca; y de períodos interglaciales del registro sedimentario de la Sierra de Atapuerca. Los procesos sedimentarios antrópicos están singularizados en mecanismos-procesos, y definidos conceptualmente por actividades de dispersión por circulación, el recubrimiento y el traslado de sedimentos.

Palabras clave. Micromorfología, procesos edafosedimentarios, Pleistoceno, Arqueología, rellenos sedimentarios de cuevas y abrigos

ABSTRACT

This thesis is based on the micromorphological analysis of thin section of sediments from the Sierra de Atapuerca (Burgos Spain) and from Abric Romani (Capellades, Barcelona, España). The micromorphological observation is completed with other data and with the acquired knowledge during the fieldwork, and from the interdisciplinary works of the researchers working on the projects from the Sierra de Atapuerca and Abric Romani.

The geoarchaeological and palaeoethnographical approach to the sedimentological record has been developed from two points of view:

The distinction between sedimentary processes and anthropic sedimentary processes in the formation of archaeological levels

The paleoenvironmental analysis and interpretation of the sedimentary record of the stratigraphic sequences

The formation processes analysis needs a high knowledge of other disciplines. Geosciences have become more important in the analytical research of the sedimentary record. For the analyses of Quaternary caves and rock shelters deposits the biological sedimentary processes seem to offer a greater resolution to develop a better interpretation of the stratigraphic sequences. In this way, we call pedosedimentary processes to the articulation of the analysis on the transport origin and on the postdepositional transformation of sediments that we observe in the thin sections. This observation is held on disciplines such as paleopedology and sedimentary petrography. The description of the thin sections is presented as a microfacies classification, which pretends to systematize the analyses data from microfacies in order to classify and hierarchize. When this classification has achieved a systematic value, that can include a statically explicative model of the pedosedimentary processes, we establish the dynamic interpretation, hypothetical deductive, that refine the classification itself and take part in the argumentation of the interpretation.

A great deal of this work of this Thesis is dedicated to the analysis of microfacies that has as a result the elaboration of three classifications.

The classification of the sedimentary microfacies from the level J from Abric Romani has been useful on one hand to the understanding the singularity of the type of recording of the pedosedimentary natural processes, basically through biological mechanisms, in this Upper Pleistocene site. On the other hand, has been useful to identify and characterize the cultural sedimentary processes. The classification of anthropic microfacies has a great level of systematization in the way that is a guide to the spatial interpretation of the exogenous anthropic record recorded at level J-Ja. This occupation model, attributed to Neanderthals, documents cultural sedimentary processes similar to those recorded in sites with occupation models of modern human.

The sedimentary microfacies classification of the reference collection of the Sierra de Atapuerca pretends to start a different and complementary approach to the fieldwork observations of the stratigraphic sequences. Moreover, the data from the microscopically observation of the features and processes, specially pedological and alterological processes, have permitted to complete the description and the analysis of the pedosedimentary processes recorded in this reference collection of sedimentary facies from the Middle and Lower Pleistocene of the Sierra de Atapuerca. The results provided to the research project are basically analytical and the hypothesis that we develop are still in their first stage.

This Thesis dedicated to the analyses and classification of microfacies, presents the results of the natural pedosedimentary processes and its environmental interpretation of the glacial periods in the Romani shelter and Sierra de Atapuerca sites, and of interglacial periods of the sedimentary record of the Sierra de Atapuerca. Finally, one of the most important results is that the anthropic sedimentary processes are mechanism-processes, and defined conceptually by sedimentary dispersion due to circulation and covering and translation of sediments.

Key words: Micromorphology, pedosedimentary processes, Pleistocene, Archaeology, sedimentary infillings at caves and rock-shelters.

RESUM

Aquesta tesi doctoral tracta de l'anàlisi micromorfològica de làmines primes de sediments procedents de la Sierra de Atapuerca (Burgos, Espanya) i del nivell J de l'Abric Romani (Capellades, Barcelona, Espanya). L'observació micromorfològica es complementa amb les dades i els coneixements generats dins els projectes d'investigació de la Sierra de Atapuerca i l'Abric Romani.

La nostra aproximació geoarqueològica i paleoetnogràfica a l'estudi del registre sedimentari es desenvolupa mitjançant dos eixos d'investigació:

1, el de la distinció entre els processos naturals i els processos culturals en la formació del registre sedimentari dels nivells arqueològics

2, i el de l'anàlisi i la interpretació paleoambiental mitjançant el registre sedimentari de les seqüències estratigràfiques

L'anàlisi dels processos de formació necessita d'un ampli coneixement transdisciplinar. Pels processos sedimentaris naturals són les geociències les que aporten més pes durant l'anàlisi. En l'anàlisi de sediments del Quaternari, sembla que són els processos sedimentaris biològics els que ofereixen un resolució més important per tal d'assolir una més acurada interpretació de les seqüències estratigràfiques. En aquest sentit, parlem de processos edafosedimentaris per tal d'articular l'anàlisi sobre l'origen, el transport i les transformacions postdeposicionals dels sediments observats en làmina prima. Aquesta observació en làmina prima de poblacions de mostres sedimentaries s'obté mitjançant el principis i les adquisicions de geociències com la paleoedafologia i la petrografia sedimentària. La descripció de les làmines primes es formalitza mitjançant classificacions de microfàcies que intenten sistematitzar les dades de l'anàlisi de microfàcies per tal d'ordenar-les i jerarquitzar-les. Un cop aquesta classificació ha adquirit una valor sistemàtica, capaç d'articular petits models explicatius estàtics sobre els processos edafosedimentaris, passem a formular interpretacions dinàmiques, hipotètico- deductives, que refinen la mateixa classificació.

Gran part del nostre treball d'investigació és dedicat a l'anàlisi de les microfàcies i té com a resultat l'elaboració de tres classificacions de microfàcies.

La classificació de microfàcies sedimentaries del nivell J de l'Abric Romani ha sigut una eina força important per entendre la singularitat de l'enregistrament dels processos sedimentaris naturals, sobretot mitjançant mecanismes biològics, en aquest jaciment del Pleistocè Superior. Tanmateix ha estat un pas obligat per tal d'identificar els processos sedimentaris culturals i ben distingir-los. La classificació de facies antròpiques ha adquirit un alt nivell de sistematització quan ens ha permès recolzar una interpretació espacial de les acumulacions de material antròpic exogen coordinat en el nivel Ja-J. Aquest model d'ocupació, atribuït a grups humans anteriors a l'arribada dels grups humans anatòmicament moderns, mostra processos sedimentaris culturals semblants als descrits en jaciments amb models d'ocupació de grups humans moderns.

La classificació de microfàcies sedimentaries de la col·lecció de referència de la Sierra de Atapuerca pretén iniciar una aproximació diferent i complementària a les observacions de seqüències estratigràfiques durant els treballs de camp. Junt a la classificació de microfàcies, el reconeixement en el microscopi de trets i processos, especialment edàfics i alterològics, configuren un complement analític a la descripció dels processos sedimentaris dels jaciments del pleistocè inferior i mig de la Serra d'Atapuerca. Els resultats aportats al projecte de la Serra d'Atapuerca son doncs essencialment analítics i les hipòtesis interpretatives només les apuntem com a seminals.

Aquesta tesi doctoral dedicada a l'anàlisi i a la classificació de microfàcies conté resultats sobre l'anàlisi dels processos sedimentaris naturals i la seva interpretació ambiental durant els períodes glacials, de mal comparar, a la Sierra de Atapuerca i a l'Abric Romani; i durant els interglacials a la Sierra de Atapuerca. Els processos sedimentaris antròpics estan singularitzats en mecanismes-processos i definits conceptualment mitjançant activitats com la dispersió per circulació, el recobriment i el desplaçament de sediments.

Mots clau. Micromorfologia, processos edafosedimentaris, Pleistocè, Arqueologia, reompliments sedimentaris de coves i de peu d'abric

RESUMÉ

Cette thèse doctorale s'agit de l'analyse micromorphologique des lames minces des sédiments de la Sierra de Atapuerca (Burgos, Espagne) et de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelona, Espagne). La micromorphologie des faciès sédimentaires est complétée avec les données et les connaissances acquises pendant les travaux de terrain dans ces sites, et les travaux interdisciplinaires des chercheurs des projets de recherche à l'Abric Romaní et à la Sierra de Atapuerca.

L'approche géoarchéologique et paléoethnographique du titre de la thèse attire l'attention sur deux axes de notre recherche:

- 1, celui de la distinction analytique parmi les processus sédimentaires des couches archéologiques des processus sédimentaires naturels des processus anthropiques
- 2, et celui de l'analyse et la interprétation paléoenvironnementale au moyen de l'enregistrement sédimentaire des séquences stratigraphiques

L'analyse des processus de formation a besoin d'un large connaissances transdisciplinaires. Notamment par les processus sédimentaires naturels sont les géosciences les plus invoqués à l'heure de la mise à pont des analyses, De l'analyse des sédiments quaternaires de grotte et abris, semble que sont les processus sédimentaires biologiques ceux qui offrent une finesse à l'interprétation des séquences stratigraphiques. En ce sens, nous utilisons le terme processus pédosédimentaires à fin de maîtriser l'analyse de l'origine, de la mise en place et des transformations des sédiments à l'échelle de la lame mince. Cette observation en lame mince des échantillons sédimentaires s'appuie sur les concepts de base et acquis de la palépédologie et de la pétrographie sédimentaire. La description des lames minces se formalise au moyen des classifications de microfaciès à fin de les ordonner et hiérarchiser. Une fois cette classification est capable d'avoir une valeur systématique, utilisable pour expliquer petits modèles statiques sur les processus pédosédimentaires, on formule des interprétations dynamiques, hypothétique-déductives, qui finissent par améliorer la même classification de microfaciès et attirer des interprétations.

La grande partie du travail de la thèse est dédié à l'analyse des microfaciès et il a comme résultat l'élaboration de trois classifications de microfaciès liés au sujet de recherche.

La classification des microfaciès sédimentaires de la couche J de l'Abric Romaní a été un outil très performant pour la compréhension de la singularité du mode d'enregistrement des processus sédimentaires naturels, surtout au moyen des mécanismes biologiques, dans ce site du Pléistocène Supérieur. Cette classification des microfaciès naturelles a été un pas obligé par l'identification des processus sédimentaires culturels et les bien distinguer. La classification des faciès anthropiques a acquis un haut niveau systématique quand elle nous a permis nous guider l'interprétation spatiale des accumulations du matériel anthropique allochtone de la couche archéologique Ja-J. Ce modèle d'occupation de l'Abric Romaní, attribué aux groupes humains antérieurs à l'arrivée de l'anatomie moderne, montre des processus sédimentaires culturels semblables à autres modèles d'occupation des sites occupés par les groupes humains modernes de longue durée temporelle.

La classification des microfaciès sédimentaires de la collection de référence de la Sierra de Atapuerca agit de commencer une approche différente et complémentaire à la documentation et l'analyse des séquences sédimentaires pendant les travaux de terrain. En plus de la classification de microfaciès,, l'observation sur le microscope des traits et des processus, notamment sur les pédologiques et altérologiques, constituent un bon outil pour compléter la description et l'analyse des processus sédimentaires aussi comme la définition des géométries des corps sédimentaires des séquences stratigraphiques de ces sites du Pléistocène Inférieur et Moyen.

Cette thèse doctorale consacré à l'analyse et à la classification des microfaciès contient résultats sur la définition des processus sédimentaires naturels, de mal à comparer, pendant les périodes de sédimentation glaciaire à l'Abric Romaní et à la Sierra de Atapuerca ; et les processus de sédimentation pendant les périodes interglaciaires à la Sierra de Atapuerca. Les processus sédimentaires culturels ou anthropiques sont décrits et interprétés au moyen des mécanismes de la dispersion, couverture et déplacement des sédiments.

Mots clé. Micromorphologie, processus pédosédimentaires, Pléistocène, archéologie, remplissages sédimentaires de grottes et abris sous roche.

OBJETIVOS

Esta tesis doctoral es una aproximación geoarqueológica a los yacimientos de la Sierra de Atapuerca y del nivel J del Abric Romaní mediante la aplicación de la micromorfología de suelos y sedimentos. La noción de geoarqueología es un concepto con unos componentes primarios caracterizados por Butzer (1989) como: 1, la definición del microambiente del yacimiento que influyó en la selección del sitio de ocupación en el paisaje; 2, la reconstrucción de los acontecimientos naturales registrados por unidades sedimentológicas de detalle (microestratigrafía); 3, la definición de los procesos de formación del yacimiento que Schiffer (1987) ha establecido mediante la distinción en procesos naturales y culturales.

En el Abric Romaní hemos tratado de establecer diferentes escalas de observación del nivel arqueológico. Esta cadena escalar de observaciones produce una nueva aproximación al estudio de los niveles arqueológicas mediante técnicas micromorfológicas. El objetivo es establecer un modelo de ocupación de grupos humanos anteriores al hombre moderno. Este modelo se ha articulado entre la interacción de la naturaleza del registro espacial y la naturaleza del registro sedimentario del nivel J. Para este nivel arqueológico hemos desarrollado un estudio de los procesos de formación naturales y culturales registrados en el sedimento. Pero para llegara formar un cuerpo de características coherentes de la antropización del sedimento era obligado un conocimiento preciso de los procesos naturales. Significativamente los mecanismos de formación de facies antrópicas (macroscópicas) son un registro muy común de la arqueología histórica. La aportación de la arqueología histórica a los mecanismos de registro sedimentario de las actividades humanas es un tema que presenta un gran potencial de investigación. Por delante queda una innumerable cantidad de microvestigios y información aún por explotar que complementa la microarqueología del nivel J y la caracterización del impacto humano en el registro sedimentario.

El conocimiento de los procesos naturales de formación del registro sedimentario es un tema de investigación situado en la raíz de la arqueología prehistórica, la paleontología y la geología (Cuvier 1992). Nuestra aportación mediante la observación de láminas delgadas establece la integración de las ciencias de la Tierra y la investigación del Cuaternario de la Sierra de Atapuerca. Intentamos incorporar a la investigación pluridisciplinar de la Sierra las disciplinas que tienen su origen en las ciencias del Suelo, especialmente, la Paleopedología. Esta aproximación es un intento inicial de caracterizar la interpretación paleoambiental y la evolución paleogeográfica de los rellenos y el paisaje de la Sierra de Atapuerca mediante los

Micromorfología de las facies sedimentarias...

procesos de formación edáficos y geogénicos identificados en las microfacies. Esta aportación supone un enfoque tradicional de los estudios geoarqueológicos de yacimientos arqueológicos, caracterizado por unos resultados que sugieren información paleoambiental a partir del registro sedimentario (Butzer 1989).

A continuación presentamos los muestreos realizados para articular la coherencia necesaria entre objetivos y características del muestreo.

1.1. OBJETIVOS DEL MUESTREO SEDIMENTARIO EN EL NIVEL J DEL ABRIC ROMANÍ

El muestreo sedimentario del nivel J tiene una estrategia horizontal. Por estrategia horizontal entendemos la obtención de muestras sedimentarias en diferentes puntos de su superficie excavada (foto 1.1.1). La obtención de estos sedimentos se realizó durante la excavación en extensión, a medida que iban apareciendo los materiales arqueológicos. La práctica de muestrear los sedimentos es común para las Intrusiones Antrópicas Caloríficas Estructuradas (IACE) en los trabajos de intervención arqueológica del Laboratorio de Arqueología en el Abric Romaní. Pero también completamos este muestreo sedimentario con la obtención de 2 transec microestratigráficos para el nivel J. La obtención de muestras de IACE implican el muestreo con una hipótesis bien establecida, la caracterización de estructuras evidentes (Leroi-Gourhan 1976), mientras que los transec microestratigráficos fueron diseñados para completar las descripciones de campo del nivel arqueológico J en el

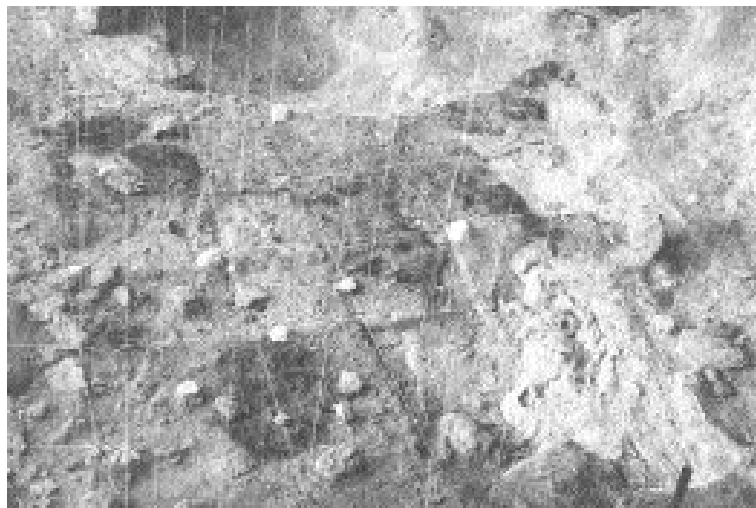


Foto 1.1.1. Vista desde el Este arqueológico de la superficie del nivel Ja y las muestras para la fabricación de láminas delgadas. En primer plano la IACE de O48, hacia la derecha, los depósitos cercanos a la pared, una vez excavados, de color más claro y formando un escalón. En el centro, existen IACE con mala delimitación, parcialmente excavadas.

<i>Año</i>	<i>Nivel</i>	<i>Cuadro</i>	<i>Número</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Zsup</i>	<i>Zinf</i>	<i>Nº de láminas</i>
AR94	Ja	V49	141	35	65	68	78	1
AR94	Ja	R49	10	10	15	292	310	1
AR94	J	Q49	12	10	12	305	325	1
AR94	Ja	P49	87	52	0	300	316	1
AR94	Ja	O49	146	5	10	305	325	2
AR94	Ja	N49	157	7	10	309	329	2
AR94	Ja	M49	67	7	33	301	320	2
AR94	Ja	L54	45	10	90	383	400	1
AR94	Ja	K54	80	10	85	394	410	1

Tabla 1.1.1. Muestras micromorfológicas del transec microestratigráfico Ja y J.

plano analítico.

En los trabajos de campo, las muestras sedimentarias quedan inventariadas, con alguna excepción, y se realizan descripciones de su contenido. Dos tipos de muestras fueron recogidas fundamentalmente: muestras de sedimento suelto, procedentes de IACE; y muestras sin perturbar, para realizar láminas delgadas de gran formato. Para este trabajo contamos con la ayuda activa de los excavadores.

Los materiales sedimentarios utilizados para desarrollar esta tesis doctoral pertenecen a las muestras sedimentarias para realizar láminas de gran formato. En la figura 1.1.1 y 1.1.2 presentamos su localización espacial por niveles. También en las tablas 1.1.1 a 1.1.6 indicamos el registro de campo y el número de láminas obtenido en cada muestra, agrupadas según su problemática-objetivo en el campo. Con estos muestreos llegamos a obtener una cantidad de muestras que posibilitaba el plantear una investigación en extensión de las características petrográficas y micromorfológicas del nivel J. Priorizamos un área en la que se documentó una importante acumulación de restos coordinados, pero fundamentalmente de estructuras evidentes como las IACE y acumulaciones organominerales amarillas. Ya en los trabajos de campo consideramos que la caracterización de los impactos térmicos mediante una aproximación microestratigráfica podría intervenir en la formulación de hipótesis sobre los procesos diacrónicos de formación del nivel J.

De esta manera, este cuerpo de datos incluye las muestras tomadas para la caracterización de IACE, pero serán explotadas para el desarrollo de la perspectiva microestratigráfica del nivel arqueológico J.

La inclusión de las IACE en esta aproximación mediante láminas delgadas del nivel J sin duda favorece la contextualización de los procesos de formación de las IACE. Sin embargo, como ya desarrollamos posteriormente, no profundizamos prioritariamente

<i>Año</i>	<i>Nivel</i>	<i>Cuadro</i>	<i>Número</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Zsup</i>	<i>Zinf</i>	<i>Nº de láminas</i>
AR94	Ja	U53	87	85,0	70,0	278,0	284,0	1
AR94	Ja	U53	85	70,0	45,0	270,0	282,0	1
AR93	Ja	S42						1
AR94	Ja	R52	7	60,0	85,0	324,0	330,0	1
AR94	J	Q50		60	50		314	1
AR93	J	Q58						1
AR94	Ja	P50	185	100,0	80,0	310,0	320,0	1
AR95	JA/JB	P50		10	60		330	1
AR93	J	P58						1
AR93	J	O46-1	Este				269	1
AR93	J	O46-2	Oeste				271	1
AR93	J	O50		34	19,5		325	1
AR94	Ja	N49	149	30,0	95,0	300,0	307,0	1
AR94	Ja	N51	497	52,0	53,0	331,5	341,0	1
AR94	Ja	N51	504	61,0	88,0	331,5	342,5	1
AR94	Ja	M57						1
AR94	Ja	M56	116					1
AR94	Ja	L47						1

Tabla 1.1.2. Muestras micromorfológicas de IACE J y Ja.

<i>Año</i>	<i>Nivel</i>	<i>Cuadro</i>	<i>Número</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Zsup</i>	<i>Zinf</i>	<i>Nº de láminas</i>
AR94	J	O49	119					1
AR94	J	O51	390	70	80	332	342	1
AR94	Ja	N48	119	55	65	293	305	1
AR94	Ja	N49	35	22	89		313	1
AR94	Ja	M55						1
AR95	Jb	M57						1
AR94	Ja	M59						1

Tabla 1.1.3. Muestras micromorfológicas de complemento Ja y Jb

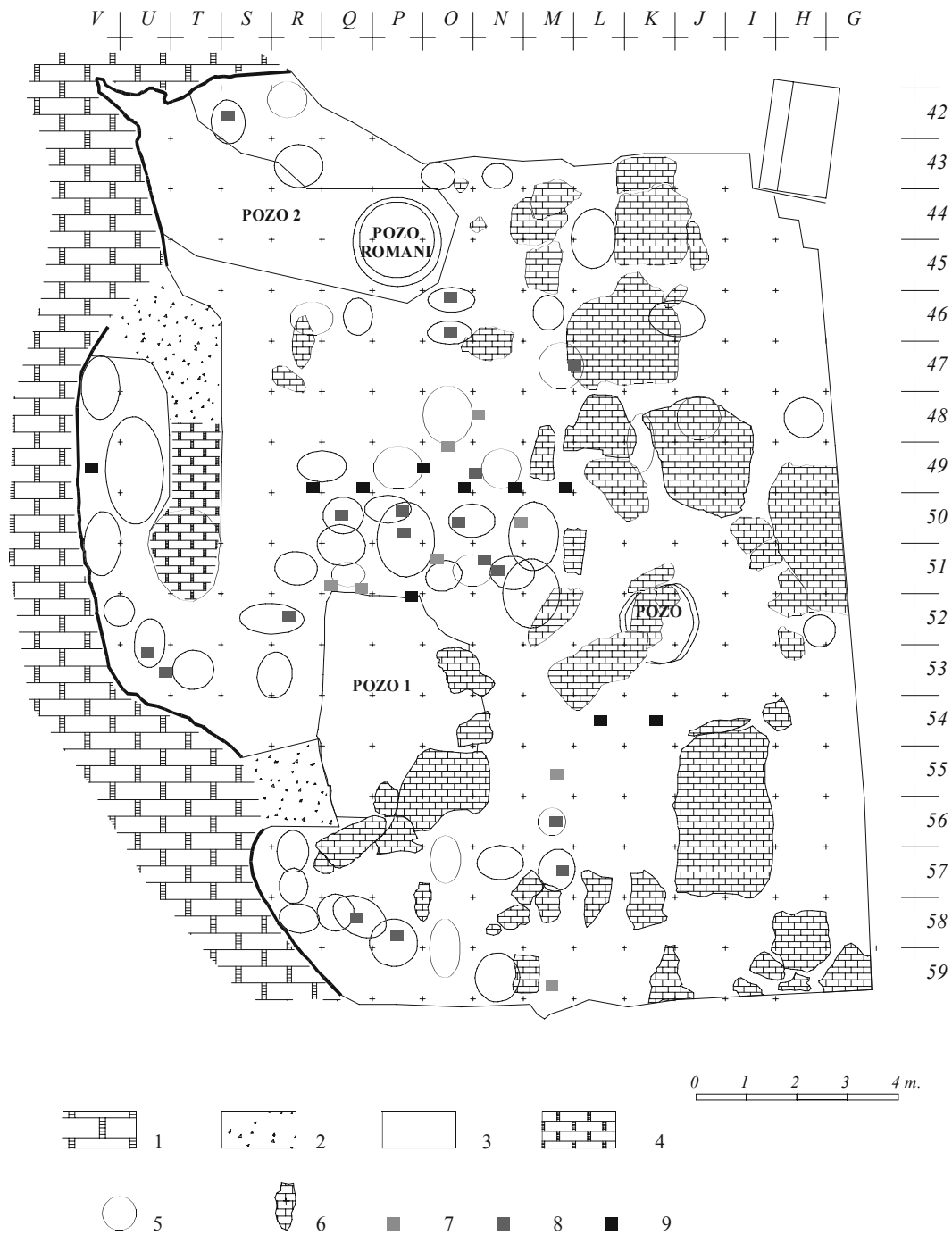


Figura 1.1.1. Localización de muestras de sedimentos sin perturbar en el nivel Ja y las IACE delimitadas durante los trabajos de campo (representadas en Vaquero, 1997).

Leyenda. 1, cornisa travertínica. 2, testimonios estratigráficos. 3, superficie intervenida 4, estalagmita que delimita la coveta Ripoll. 5, Intrusiones Antrópicas Caloríficas Estructurales (IACE). 6, bloques estructurales, 7, muestras complementarias no perturbadas. 8, muestras destinadas para la caracterización de IACE. 9, muestras del transec microestratigráfico y de control estratigráfico.

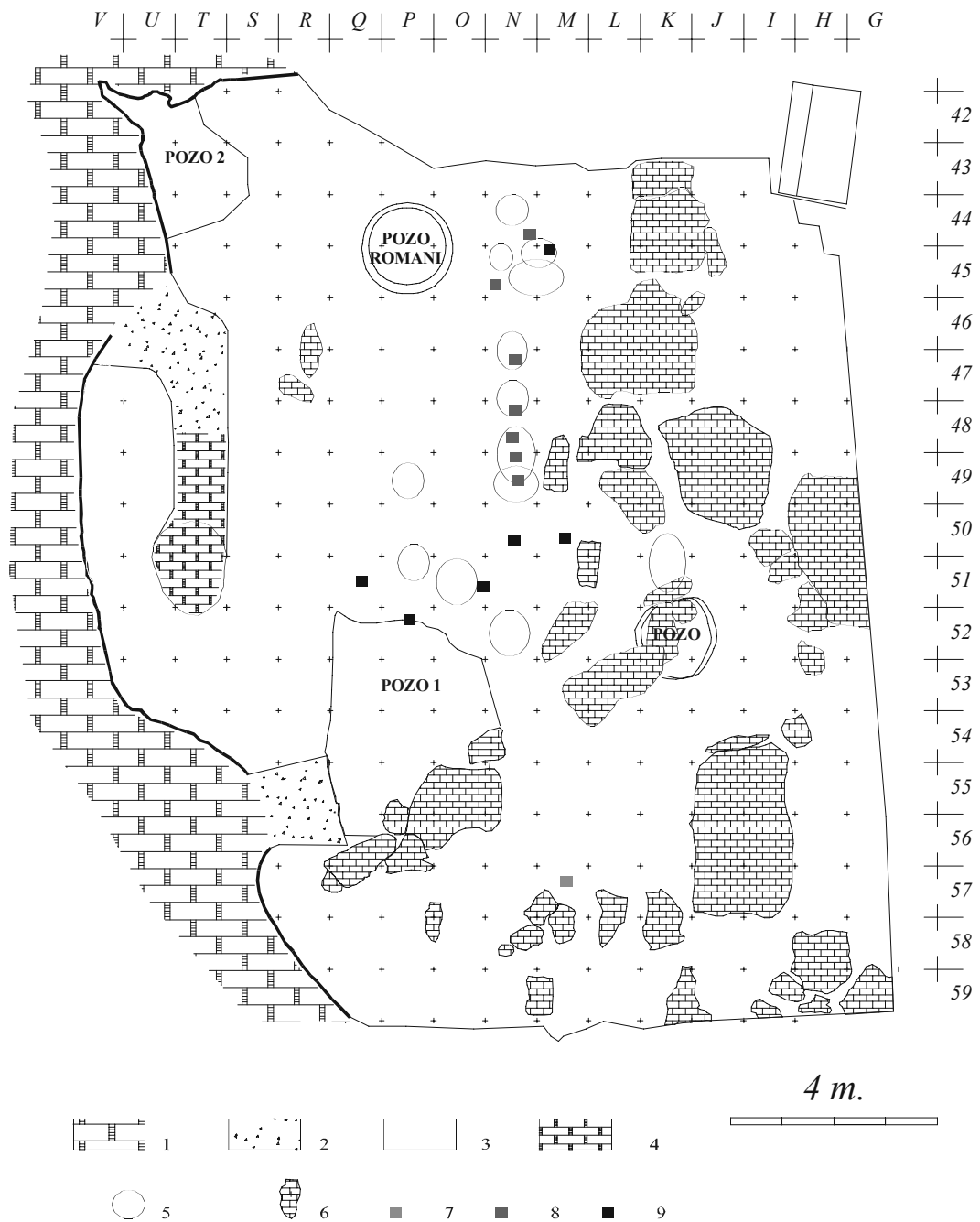


Figura 1.1.2. Localización de muestras de sedimentos sin perturbar en el nivel Jb y las IACE delimitadas durante los trabajos de campo (representadas en Vaquero, 1997).

Leyenda. 1, cornisa travertínica. 2, testimonios estratigráficos. 3, superficie intervenida. 4, estalagmita que delimita la coveta Ripoll. 5, Intrusiones Antrópicas Caloríficas Estructurales (IACE). 6, bloques estructurales, 7, muestras complementarias no perturbadas. 8, muestras destinadas para la caracterización de IACE. 9, muestras el transec microestratigráfico y de control estratigráfico.

Micromorfología de las facies sedimentarias...

<i>Año</i>	<i>Nivel</i>	<i>Cuadro</i>	<i>Número</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Zsup</i>	<i>Zinf</i>	<i>Nº de láminas</i>
AR94-95	Jb	M45	30	100	90	264	294	2
AR94-95	Ja-Jb	P52		95	20	322	352	3

Tabla 1.1.4. Muestras micromorfológicas para el control estratigráfico Ja y Jb

<i>Año</i>	<i>Nivel</i>	<i>Cuadro</i>	<i>Número</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Zsup</i>	<i>Zinf</i>	<i>Nº de láminas</i>
AR95	Ja-Jb	Q51						1
AR95	Ja-Jb	O51						2
AR95	Jb	N51						1
AR95	Jb	M50						1

Tabla 1.1.5. Muestras micromorfológicas del transec microestratigráfico Jb

<i>Año</i>	<i>Nivel</i>	<i>Cuadro</i>	<i>Número</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Zsup</i>	<i>Zinf</i>	<i>Nº de láminas</i>
AR95	Ja-b	N44	165	15	28	285	293	1
AR95	Jb	N45		40	90		292	1
AR95	Jb	N47	321	82,	63	312	321	1
AR95	Jb	N48	212	92	40	321	332	1
AR95	Jb	N48	213	35	56	322	332	1
AR95	Jb	N49	226	98	52,	324	334	1
AR95	Jb	N49	227	36	43	336	343	1

Tabla 1.1.6. Muestras micromorfológicas de IACE - Jb

en la realidad micromorfológica de las IACE y sus implicaciones pirotécnicas (Rigaud et al., 1995; Wattez 1988; Wattez 1990; Wattez et al. 1989). En este sentido, es necesaria una aproximación multiescalar, y con la complementariedad de muestras perturbadas, para establecer un análisis de IACE en profundidad ya sea desde el análisis morfoscópico (Brochier 1983b; Schiegl et al. 1996; Wattez 1988; Wattez y Courty 1987) como el estructural (March 1996; Olive y Taborin 1989; Schiegl et al. 1996).

Esta estrategia microestratigráfica y espacial del muestreo sedimentario del nivel J se inició para caracterizar sólo el nivel Ja en el año 1994. Pero a medida que avanzaban los trabajos de intervención, al considerar las dificultades de separación entre el nivel Ja y el nivel Jb en ciertas áreas de la superficie excavada, nos llevó a reconfigurar el

muestreo para ampliarlo y abarcar el nivel Jb. Quizás por la falta de experiencia en un muestreo de este tipo, la caracterización microestratigráfica del nivel J se ejecutó a medida que avanzaba la excavación, sin poder delimitar problemas tan “evidentes” como es una IACE o las acumulaciones lenticulares organominerales amarillas. Ha sido posteriormente, una vez familiarizados con el material muestreado, cuando hemos podido redefinir los objetivos.

Como ya hemos adelantado las muestras del nivel Ja provienen en su mayoría de un área concreta, la zona central limitada por la columna 48 a 51 y las líneas M a R (figura 1.1.1). La acumulación y la imbricación de IACE y otras estructuras evidentes complicaron la interpretación y la asignación estratigráfica de campo. Los materiales sedimentarios que disponemos se han integrado para evaluar la técnica de la micromorfología en arqueología de contextos antrópicos de difícil interpretación y fuerte acumulación antrópica como el nivel J.

Microestratigrafía y planigrafía

La planimetría del material antrópico exógeno del nivel Ja va a ser articulada para establecer un salto de escala entre el análisis sedimentario de las microfacies antrópicas y las acumulaciones de material antrópico. La conexión entre el muestreo sedimentario y la interpretación de las acumulaciones de restos antrópicos es necesaria para contrastar la identificación de mecanismos antrópicos realizada en las microfacies.

La aproximación a la planigrafía de las superficies excavadas, especialmente las del paleolítico superior, fue establecida para el análisis de las estructuras del espacio ocupado (“conjunto de testimonios relacionados entre ellos de forma significativa” de Leroi-Gourham). Esta aproximación contrasta con la discusión que encuadra la noción de suelo de ocupación y nivel arqueológico establecida por Bordes (Bordes 1975) en la que persiste aún una visión estratigráfica, temporal, de la representación en planta de los vestigios coordinados. Esta visión estratigráfica está relacionada con la falta de adopción de la metodología de intervención arqueológica en extensión. Aunque la preocupación estratigráfica de las secuencias de los yacimientos fue parcialmente solventada por el avance de las técnicas de dataciones absolutas, aún persiste una escasa documentación de las superficies excavadas en la arqueología prehistórica española. Esta ausencia de planimetría, sea por la presencia de niveles arqueológicos en yacimientos con una mala delimitación arqueoestratigráfica, o por las dificultades logísticas para realizar una intervención arqueológica en extensión, está en relación con los escasos resultados de la arqueología prehistórica española en la documentación de espacios ocupados restituídos con una aproximación paleoetnográfica. Las aportaciones más destacadas se refieren a las estructuras más “evidentes” como hogares, empedrados y sepulturas que poco han cambiado los resultados obtenidos mediante una intervención arqueológica estratigráfica.

Las recientes intervenciones en el Abric Romaní se han realizado mediante la intervención arqueológica en extensión para la reconstrucción paleoetnográfica (Allué et al. 1993). En este sentido, hemos evitado la simplificación de caracterizar el medio histórico con las observaciones sino evidenciar la existencia de asociaciones

significativas de elementos del registro fósil (Carbonell et al. 1983; Carbonell et al. 1986; Mora 1988; Mora et al. 1988b): IACE (Intrusiones Antrópicas Caloríficas Estructuradas); OIT (Organización Interna de Travertinos); APCL (Área de Procesamiento y Configuración Lítica); AFSF (Área de Fracturación Sistemática de Fauna)... La identificación de estas asociaciones significativas, obviamente, se realiza mediante un conocimiento contextual y analítico, transdisciplinar, de los procesos de formación culturales y naturales del registro arqueológico (Butzer 1989; Lyman 1994; Schiffer 1987; Schiffer 1995a).

En los diez últimos años de intervención arqueológica en el Abric Romaní hemos documentado en extensión los niveles arqueológicos H, I, J, K, L. Esto nos ha proporcionado un abundante registro arqueológico en extensión para la investigación articulada mediante la elaboración de tesis, tesinas y publicaciones. La caracterización de la complejidad de las asociaciones significativas, especialmente en los niveles H, I y J, han sido sintetizadas en diversas publicaciones (Carbonell et al. 1996a; Carbonell et al. 1996b).

La información derivada del estudio de las microfacies antrópicas y, en menor medida las naturales, intenta ser una contribución a la interpretación del registro arqueológico mediante el estudio de los sedimentos. Estas observaciones y interpretaciones merecen su contrastación desde campos de análisis externos a la geoarqueología. La arqueología ha generado técnicas de análisis como las proyecciones o la experimentación y documentado analogías etnoarqueológicas para verificar las interpretaciones sobre los procesos de formación del registro arqueológico (Rigaud 1994; Villa y Courtin 1983). En arqueología prehistórica es común el utilizar la estratigrafía para establecer un contexto y después formalizar la cuantificación o el análisis espacial. La interacción estratigrafía y análisis espacial está en el centro de la discusión sobre el nivel arqueológico y el suelo de ocupación (Bordes 1975). Sin embargo, un excesivo control estratigráfico puede conducir a la confusión, materializado en la identificación de falsas estratigrafías producidas por las transformaciones postdeposicionales o las actividades antrópicas (Villa 1982).

En las relaciones entre estratigrafía y análisis espacial hay un común acuerdo en alertar sobre las dificultades de establecer relaciones temporales entre vestigios o estructuras y la necesidad de explicitar las condiciones que limitan la interpretación espacial del registro arqueológico. Esta discusión se puede resumir fundamentalmente en la necesidad de metodologías arqueológicas para definir límites de acumulaciones i/o agrupaciones antrópicas (Kroll 1997).

Las dificultades en establecer relaciones temporales entre vestigios fueron explicitadas por Bordes (Bordes 1975), con la preocupación del control estratigráfico como articulador de la validez de las reconstrucciones espaciales. Esta aproximación se ha visto superada paulatinamente con los resultados de las excavaciones en extensión y con la discusión de los procesos culturales de formación de registro arqueológico (Hughes y Lampert 1977; Schiffer 1972; Schiffer 1995a). Los resultados de las excavaciones en extensión han alimentado toda una investigación espacial cualitativa basada en la presencia de condiciones favorables a la "alta resolución" (Adouze y Enloe 1997), al registro de estructuras (Leroi-Gourham 1982;

Leroi-Gourhan 1976; Leroi-Gourhan 1985). Estas condiciones favorables consideran los remontajes, el escaso espesor del nivel arqueológico, los restos faunísticos, los hogares, las acumulaciones con límites claros de baja densidad, etc. que gran parte del registro espacial y arqueológico del Abric Romaní posee (Allué et al. 1993; Carbonell et al. 1996a; Carbonell et al. 1996b; Carbonell 1992). Sin embargo, es necesario también una buena orientación de las observaciones y bases sólidas para la interpretación (Villa 1977; Villa 1988). La observación de estas condiciones favorables ha permitido trazar una importante vía de investigación en arqueología experimental sobre los procesos de formación (Schick 1997; Villa y Courtin 1983), y aproximaciones cuantitativas y cualitativas a la interpretación espacial del registro coordinado en forma de modelos y investigaciones etnoarqueológicas (Adouze 1987; Gifford y Behrensmeyer 1977; Kroll y Price 1991a).

Los modelos y las investigaciones etnoarqueológicas sobre los procesos de formación culturales han legitimado estudios espaciales de medios sedimentarios antrópicos con estratigrafías complejas como los concheros (Chenorkian 1994; Stein 1992). La evidencia de la antropización como agente geomorfológico, cuestiona algunas de las posiciones basadas en condiciones, como el carácter de no acumulación de algunos niveles arqueológicos o yacimientos, como premisa par la validez de las reconstrucciones espaciales (Bordes 1975). Sin embargo, los estudios contextuales desde las geociencias se han ocupado de las modificaciones postdeposicionales o transformaciones por agentes naturales de los yacimientos y niveles arqueológicos (Bertran 1994; Bracco 1994; Isaac 1997; Schiffer 1987; Schiffer 1995b). El carácter acumulativo retoma las dificultades de establecer relaciones temporales en niveles arqueológicos de yacimientos, especialmente de ocupaciones breves y repetidas (Brochier 1999) o modificaciones postdeposicionales, mientras que los mecanismos de formación de depósitos antrópicos aún es un tema poco frecuente en las discusiones sobre el análisis espacial de estructuras evidentes. Entre las modificaciones postdeposicionales destaca la sutil importancia de la actividad biológica, que afecta a la investigación microarqueológica (Adouze y Enloe 1997; Bergadà 1993) hasta las acusadas transformaciones postdeposicionales, que pueden reconocerse ya desde el perfil de campo, sin necesidad de análisis microscópicos (Bertran 1993; Bertran y Texier 1995).

La organización del espacio en el paleolítico medio

La naturaleza de las ocupaciones en los yacimientos merece especial atención ya que es un útil para contextualizar las observaciones microscópicas y geoarqueológicas. Es evidente que las diferencias entre ocupaciones acumuladas (Brochier 1999) respecto a, por ejemplo, acumulaciones producidas por un impacto antrópico importante en un nivel arqueológico pueden registrarse en los sedimentos cuando existen condiciones de alta resolución como en el Abric Romaní.

La constatación de la organización espacial de los neandertales es un hecho sujeto a discusión periódicamente (Yar y Dubois 1999). La distribución espacial en el Paleolítico Medio ha sido uno de los argumentos para diferenciar el registro arqueológico de los hombres anatómicamente modernos de los neandertales. El Abric

Romaní es uno de los pocos yacimientos que por su estrategia de excavación y por sus procesos de formación antrópicos y naturales han aportado evidencias de la estructuración en el espacio del registro musteriense (Martínez Molina y Rando Moral 2000; Vaquero et al. 1997). La escasez de interpretaciones espaciales de ocupaciones del paleolítico medio, y sus dificultades, puede resultar de la ausencia de intervenciones en extensión suficiente (la dependencia del área excavada respecto al área del yacimiento, en intervenciones en sondeo) pero pueden considerarse otras dificultades como los procesos de formación y ocupación o la misma no existencia, debida a una ausencia de estructuración (Meignen 1994). La aparición de estructuras en contextos del paleolítico medio permite establecer un umbral mínimo de configuración del espacio: las actividades entorno a hogar. El registro entorno al hogar de los neandertales puede ser considerado un esquema biomecánico, con un fuerte paralelismo con el registro espacial de las actividades de carnívoros, caracterizados por densos desechos concentrados en ciertas áreas (Pettit 1997). Otra hipótesis reciente (Bindford 1998) muestra que la existencia de un patrón modular, denominado unidad espacial para calentarse y dormir ("familiar"), es desconocida en los patrones espaciales del paleolítico medio y, por tanto, específico de hombres anatómicamente modernos.

Una visión menos restrictiva de la interpretación del registro espacial de los yacimientos del paleolítico medio es la basada en la observación de estructuras (Leroi-Gourhan 1982; Lumley y Boone 1976). Esta aproximación está basada principalmente en los resultados de yacimientos al aire libre y fundamentada en la elaboración de una documentación planigráfica. Para cuevas y abrigos con depósitos homogéneos, se ha promovido la investigación de las constantes paleoetnológicas (Meignen 1994). La búsqueda de estos esquemas globales de instalación en cavidades y abrigos muestra en algunos yacimientos la repetición de los esquemas de ocupación determinados por la configuración de las paleosuperficies o estructuras de acogida (Meignen 1993; Rigaud y Geneste 1988). Otros sistemas más empíricos aplicados a yacimientos con palimpsestos poco desarrollados al aire libre es la aplicación del ring and sector method around hearths (Stapert 1990) para la determinación de efectos pared y otras estructuras.

Esta visión muy breve y parcial de la documentación y a la interpretación de la organización del espacio en el paleolítico medio pone de manifiesto el gran salto cualitativo que existe entre la arqueología prehistórica del paleolítico medio y el superior. La intervención arqueológica de estructuras en la arqueología del Paleolítico Superior es mucho más abundante y sistemática (Adouze 1987; Leroi-Gourhan 1976). Además, pone de manifiesto la escasa recepción en la arqueología del Paleolítico Medio de modelos etnoarqueológicos y la arqueología conductual (Schiffer 1987; Schiffer 1995a). De esta manera, en buena parte de los yacimientos del paleolítico medio consultados no existe la determinación de zonas de desechos, dumped zones, como estructura espacial. Los yacimientos del paleolítico medio, especialmente en cueva, son considerados fundamentalmente acumulaciones de ocupaciones repetidas imposibles o difíciles de interpretar. Sólo en Kebara (Bar-Yosef et al., 1992) han sido documentados procesos, aunque contestados, de formación cultural como los desechos secundarios tan explícitos en la literatura etnoarqueológica y conductual

(Bindford 1988; Schiffer 1995b; Staski y Sutro 1991). Además, como también ocurre con la interpretación del espacio ocupado en el paleolítico superior, existe una asignación de las actividades antrópicas fundamentalmente entorno a hogares (Adouze y Enloe 1997).

La utilización del registro sedimentario para la identificación y interpretación de mecanismos de formación de estructuras evidentes y latentes promueve la posibilidad innovar metodologías para la interpretaciones de acumulaciones y asociaciones significativas del registro espacial. El nivel J por su complejidad observada durante los trabajos de campo y revelada por los análisis de los trabajos de investigación, es un registro sedimentario con una alta resolución. Un muestreo orientado para completar el aumento de observaciones y las interpretaciones de las ocupaciones humanas del nivel J explota las condiciones favorables que ofrece este yacimiento para una investigación desde muchos puntos de vista (Isaac 1989).

Uno de los objetivos que planteamos con el análisis arqueostratigráfico y planigráfico es la de aportar más evidencias para argumentar que el nivel J no es un palimpsesto desarrollado. La distribución por tamaños es un procedimiento para distinguir donde las actividades productoras de desechos se localizan (Kroll y Price 1991b). Esta localización se ha realizado con la ayuda previa de la posición espacial de las microfacies antrópicas en las que se ha identificado este mecanismo de formación. Nuestro interés en la identificación de procesos de acumulación secundaria (Bindford 1988; Schiffer 1972) es doble: la verificación de los caracteres diagnósticos de las microfacies antrópicas; y la caracterización del impacto antrópico del nivel Ja, ya que es obvio su relación con las actividades de mantenimiento y la concatenación de actividades, relacionado con una aproximación cualitativa para determinar la duración de la ocupación.

Mediante la identificación de las microfacies antrópicas, vamos a establecer un modelo de superficie de ocupación que resulta de la integración crítica de estructuras evidentes y latentes mediante el análisis micromorfológico de las microfacies del nivel Ja. La asociación significativa entre microfacies antrópicas y naturaleza de la distribución del registro arqueológico aporta las bases para establecer una reconstrucción del espacio ocupado, susceptible de ser mejorado cuando se realice la discusión transdisciplinar.

1.2. OBJETIVOS DEL MUESTREO SEDIMENTARIO PARA LA COLECCIÓN DE REFERENCIA DE MICROFACIES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA

La colección de referencia de microfacies sedimentarias de la Sierra de Atapuerca es un proyecto de investigación basado en la observación microscópica. La clasificación de microfacies pretende ser un útil para ordenar las observaciones sobre el origen, el transporte y la evolución postdeposicional del registro sedimentario.

El diseño sistémico de una colección de referencia y el análisis de microfacies nos permite empezar a situar los principales procesos sedimentarios (Arche 1989). Este cuadro es relativamente parcial ya que el potencial de la investigación en los rellenos sedimentarios de cuevas de la Sierra es tan sólo seminal. Entre los yacimientos de la Trincheras del Ferrocarril de la Sierra de Atapuerca, sólo Galería presenta una importante articulación transdisciplinar (Carbonell et al., 1999; Rosas et al., 1999). Y para este yacimiento ya hemos desarrollado una aproximación microestratigráfica detallada (Vallverdú 1999).

En la actualidad los resultados interdisciplinarios sobre los rellenos de Gran Dolina y Elefante son relativamente limitados. Y también expresamos la necesidad de un buen cuadro de datos contextuales para la integración de una problemática geoarqueológica (Butzer 1989; Waters 1992) en los objetivos de los análisis en los proyectos de investigación. Esta situación es, paradójicamente después de más de veinte años de proyecto de investigación (Aguirre 1995), producto del estado relativamente inicial de la investigación y de los trabajos de campo en la Sierra, y señala el imponente potencial para la investigación paleoecológica de la Sierra (Aguirre 1995; Aguirre 1998).

Esto nos permite considerar que los yacimientos de la Sierra de Atapuerca pueden ser abordados con objetivos de análisis relativos a dos situaciones coyunturales:

- 1, Galería, con un cuadro transdisciplinar muy elaborado.
- 2, Gran Dolina, Elefante y formaciones superficiales de la Sierra, con resultados transdisciplinares parciales.

Esta definición desigual del cuadro de resultados transdisciplinares para el diseño de objetivos para el análisis no impide un tratamiento de todos los yacimientos y perfiles estudiados. Nos hemos fijado el objetivo principal de elaborar una colección de referencia de sedimentos en lámina delgada y abordar su clasificación. Sin embargo,

hemos aprovechado el marco general de conocimiento del proyecto arqueopaleontológico de la Sierra de Atapuerca para desarrollar diversos aspectos puntuales originados de la discusión y de la integración de los resultados interdisciplinarios. Entre estos objetivos secundarios apuntamos:

1, la caracterización sedimentaria de la magnetozona Matuyama y la magnetozona Brunhes dentro del grupo de relleno I (GI) y entre GI y GII de Galería (Pérez-González et al., 1995).

2, la caracterización microestratigráfica de Aurora Stratum de Gran Dolina (Parés y Pérez-González 1999b), en el tercio superior de TD6.

3, caracterización sedimentaria de los depósitos de vertiente cercanos a los rellenos de entrada de cueva de Gran Dolina y Galería en los perfiles del Oeste de la Trinchera del Ferrocarril (TFW). También documentamos un pequeño transec-itinerario para caracterizar las litologías y modalidades de fragmentación de la ladera cretácica de la Sierra, por encima de los yacimientos de Gran Dolina y Galería.

La utilización de láminas delgadas para la observación microscópica de sedimentos de la Sierra de Atapuerca pretende complementar las observaciones de campo. A medio y largo plazo, y mediante el apoyo de más componentes del equipo de investigación, esta colección de microfacies pretende ser uno de los contenedores de información para dinamizar la reconstrucción de la cuenca paleogeográfica cuaternaria de la Sierra de Atapuerca.

A corto plazo, el objetivo de nuestra investigación es de especial interés para interrelacionar las fracciones muy gruesas (bloques y gravas), bien fundamentadas en los estudios de rellenos de cuevas (Hoyos y Aguirre 1995; Laville 1973; Miskovsky 1974; Miskovsky 1997), con las fracciones gruesas y finas (Courty 1986; Farrand 1975). El recurso al microscopio electrónico de barrido (MER) no ha sido requerido para los objetivos de nuestra investigación. El MER hubiera aportado mejores resultados para la caracterización de criptogranos, especialmente fosfatos, óxidos y arcillas, junto a otras técnicas de análisis microscópicas e instrumentales, pero esperamos desarrollar esta caracterización en posterioridad a este trabajo doctoral.

La colección de referencia de sedimentos de la Sierra de Atapuerca es una tentativa para establecer la interpretación ambiental y los procesos de formación naturales de los rellenos de cada cueva. En el estudio de los grupos de relleno GII y GIII de Galería ya pudimos observar el potencial del análisis en lámina delgada mediante la construcción de una clasificación de microfacies (Vallverdú 1996). En Galería recogimos dos líneas de evidencias para la interpretación edafosedimentaria de los rellenos de la Sierra de Atapuerca:

1, presencia de paleosuelos o procesos edáficos en cuevas. Los paleosuelos, a menudo difíciles de interpretar mediante técnicas y aproximaciones que no consideran los procesos edáficos en cuevas (Renault 1976), son de delicada separación de los fenómenos de diagénesis (Valentin y Dalrymple 1976b).

2, presencia de transformaciones en los sedimentos producidos por el hielo (Huijzer 1993; Vliet-Lanoë 1985).

El control de los procesos edáficos en la evolución sin y postdeposicional de los rellenos sedimentarios de cuevas, expresada por ejemplo por las cementaciones, es un hecho común en las zonas mediterráneas (Maire 1990). La interpretación ambiental de los sedimentos puede constituir un punto de apoyo para relacionar los depósitos de las cuevas de la Trinchera del Ferrocarril con la evolución de las formaciones superficiales de la Sierra de Atapuerca y tentativamente emplazar esta interpretación en el cuadro general de los procesos de formación y la cronología de las edafogénesis cuaternarias (Benayas et al., 1991; Catt 1986; Cornwall 1958; Fédoroff y Goldberg 1982; Gallardo et al., 1987; Guerra y Benayas 1971; Guo 1990; Holliday 1992; Kubiena 1967; Kukla 1977; Yaalon 1971).

Los resultados de la clasificación se discuten con la caracterización mediante las microfacies de las secuencias estratigráficas de Galería y Gran Dolina. Esto nos servirá para aplicar los resultados obtenidos en la clasificación. Las muestras sedimentarias sin perturbar se han referenciado en columnas litoestratigráficas convencionales de trabajo geoarqueológico, elaboradas fundamentalmente para ilustrar la procedencia de la muestra. Estas columnas tienen un valor orientativo del contexto local y por eso contienen elementos fácilmente localizables como bloques, líneas de gravas y contactos claros de cambios texturales de las arenas y los colores. Además, se han descrito sumariamente grandes unidades estratigráficas, con numeración arábica, dentro de los conjuntos estratigráficos establecidos por Gil et al. (1988), también con una numeración arábica pero con un prefijo alfabético relativo a los perfiles-yacimiento observables desde la Trinchera del Ferrocarril (por ejemplo, TD4 o Trinchera Dolina 4).

Muestreos microestratigráficos de Galería

El muestreo en continuidad vertical en varios perfiles caracteriza la investigación microestratigráfica de Galería. Este muestreo ha sido integrado en la colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca. En la figura 1.2 1 presentamos la posición de todas las muestras tratadas en este trabajo doctoral pertenecientes a Galería.

Después de la investigación microestratigráfica inicial de G.II y G.III de Galería (foto 1.2.1) y publicada (Vallverdú 1999) nos planteamos muestrear de nuevo en la secuencia en algunos puntos de interés :

1, la microestratigrafía del contacto G.IIa y G.IIb, en el perfil del cuadro H21 (figura 1.2.1), contacto que había quedado mal muestreado en la investigación anterior (Vallverdú 1999).

2, la microestratigrafía del contacto G.II y G.I en el perfil del cuadro H23 (figura 1.2.1).

3, las microfacies de las murcielaguinas y con estalagmitas de G.I, el contacto de la magnetozona Matuyama Brunhes (foto 1.2.2), la base de G.IIb de TZ (nivel IIc), el contexto microestratigráfico donde apareció el resto craneal de TZ (G.III-GSU 10-11) (Arsuaga et al., 1999) y finalmente una muestra de referencia de TG11 o G.IV (figura 1.2.1).

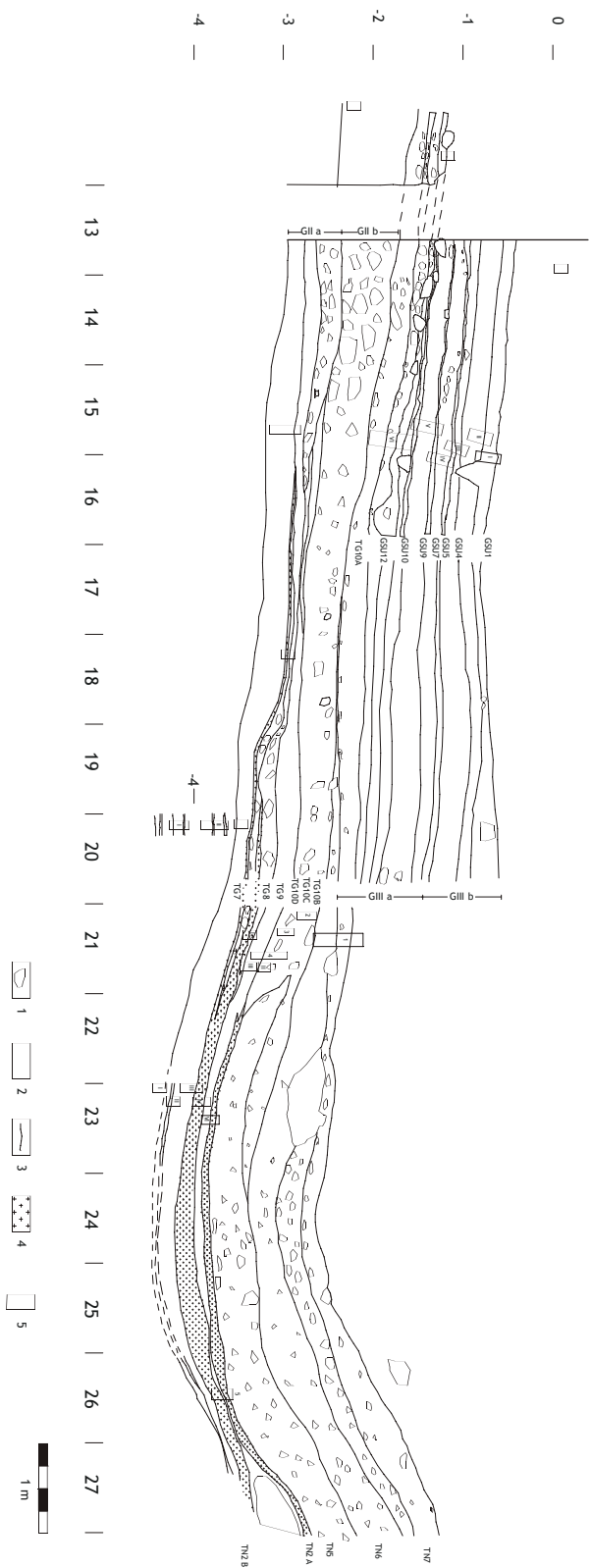


Figura 1.2.1. Posición de las muestras en el perfil parcial N-S de Galería en la línea de la letra H (dibujo de A. Ollé).
 Leyenda. 1, bloques. 2, gravas, arenas, limos y arcillas. 3, límites principales. 4, murcielaguinas. 5, muestras micromorfológicas.



Foto 1.2.1. Muestreo sin perturbar de sedimentos de G.III durante la campaña de excavaciones de 1994 (fotografía de Aguirre, 1998).

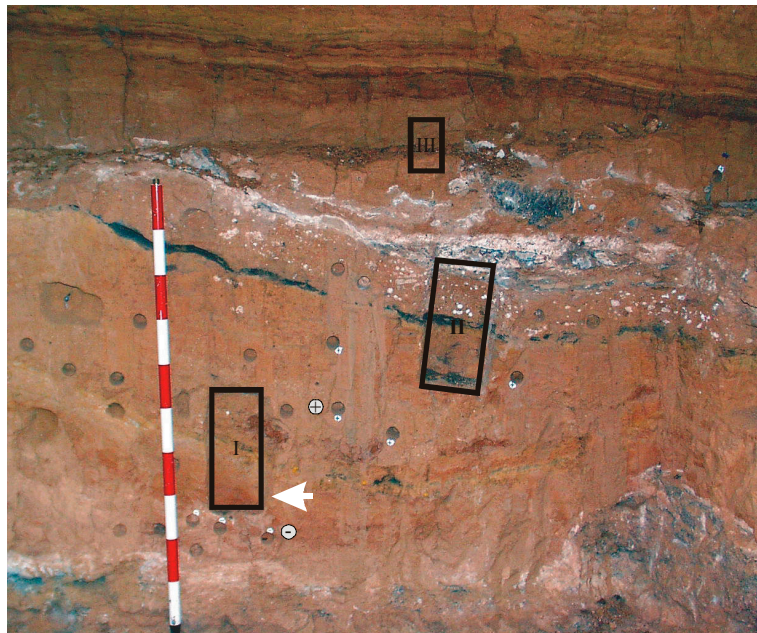


Foto 1.2.2. Perfil de G.I de Galería con la posición de las muestras. La flecha indica la localización del posible techo de la magnetozona Matuyama.

<i>Procedencia</i>	<i>Caracterización litoestratigráfica</i>	<i>Nº láminas</i>
G.IV	Limo arcillar roja	1
G.III	Alternancia de laminas de gravillas soportadas por gravillas, y limos arcillosos masivos rojo amarillentos y amarillo	10
TZ (GIIc-d)	Arena y arcilla roja limos con bloques y gravas flotantes	4
TZ GIII (base GSU10-11)	Arena limo rojo cementado con bloques y gravas	1
G.II	Bloques con gravas medias a gruesas y arena arcilla roja	8
G.I-G.II	Murcielaguinas	6
	Arenas finas, limos y arcillas rojas y amarillas	3
G.I	Arenas finas, limos y arcillas	5

Tabla 1.2.1. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias de Galería.

Las muestras de Galería, su descripción de campo y número de láminas realizadas están detalladas en la tabla 1.2.1.

Muestreo de microfacies de Gran Dolina

El muestreo en Gran Dolina pretende abarcar casi toda la variabilidad de las facies sedimentarias observadas en mano. Las muestras pertenecen a casi todos los conjuntos estratigráficos descritos en Dolina (Aguirre y Hoyos 1992; Gil et al. 1987; Hoyos y Aguirre 1995; Parés y Pérez-González 1999b). Por dificultades logísticas, inaccesibilidad o envejecimiento de los perfiles, faltan por caracterizar algunos de los conjuntos estratigráficos. Esto ha ocurrido especialmente en los conjuntos estratigráficos basales (TD 2, 2-3) y superiores (TD11-12). Sin embargo, este muestreo se ha visto facilitado por el sondeo de Gran Dolina, finalizado el 1999, sondeo también que expresa la necesidad de reformular las divisiones en conjuntos estratigráficos de Gran Dolina, tal como ocurrió con el yacimiento de Galería una vez que los trabajos de excavación posibilitaron la observación de perfiles estratigráficos limpios.

Ya hemos indicado que en TD6 hemos trazado una aproximación microestratigráfica. Este muestreo en continuidad vertical se ha puesto a punto detallar la naturaleza y los límites del Estrato Aurora (Parés y Pérez-González 1999b), y trazar una aproximación geoarqueológica para caracterizar el microambiente de las ocupaciones humanas de TD6.

Descripción de campo de las facies sedimentarias muestreadas de Gran Dolina

<i>Procedencia</i>	<i>Caracterización litoestratigráfica</i>	<i>Nº láminas</i>
TD7	Limo arena cementado marrón amarillo con gravas redondeadas	1
	Limo arena media amarilla	1
TD6	Arena arcilla roja amarilla con gravas y bloques	8
	Arena limo marrón amarilla	
	Limo arena amarillo rojo	
TD5	Arena y arcilla roja con bloques	2
TD4	Limo arcilla marrón rojiza	2

Tabla 1.2.2. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias del Pleistoceno Inferior de Gran Dolina.

Las microfacies de Gran Dolina seleccionadas pretenden representar la diversidad en mano de los constituyentes sedimentarios de la secuencia. Presentamos dibujos, fotografía y descripción de campo orientativa para la localización de las muestras en el relleno. En la tabla 1.2.2 y 1.2.3 se relacionan las muestras de Gran Dolina que contribuyen a la colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca.

Muestras de TD3-4

Una muestra sedimentaria procede de la base de TD3-4, en el contexto con un estrato espeso y caracterizado por limo arcilla marrón rojizo (figura 1.2.2). La descripción litoestratigráfica hacia la parte superior de TD3-4 muestra microfacies de gravas soportadas por gravas gruesas y bloques medios con agregación granular y prismática formando unidades separadas por límites claros de espesor decimétrico (foto 1.2.3).

Muestra de TD5

La base de TD5 muestreada es un depósito homogéneo con bloques y gravas medias soportadas (figura 1.2.4). Por encima existen depósitos con más gravas y límites planos y claros, en el que la concordancia de las superficies de los depósitos y la abundancia de bloques (foto 1.2.4 y 1.2.5) pueden indicar un registro continuo.

Muestras de TD6

La base de TD6 no ha sido muestreada ni su parte central. La base de TD6 contiene unos caracteres en mano muy parecidos a los descritos en GIIb de Galería.

Nuestra investigación microestratigráfica del tercio superior de TD6 se ha articulado mediante la evidencia de campo del carácter microestratificado de la pared Oeste del Sondeo con restos arqueopaleontológicos (foto 1.2.7). En la sección Este del sondeo los niveles sedimentarios con restos arqueopaleontológicos no existía este carácter microestratigráfico (figura 1.2.4 y foto 1.2.6). Posteriormente, mediante el estudio arqueostratigráfico de los restos coordinados, verificamos la existencia de distintos contextos sedimentarios con restos arqueopaleontológicos (Canals et al., en

publicación; Vallverdú et al. 2001). Estos contextos sedimentarios con materiales arqueopaleontológicos del terciario superior de TD6 ha sido denominado Aurora Estrato arqueostratigráfico (ASa). Esta evidencia de ocupación antrópica diacrónica (ASa) muestra también que los restos humanos se localizan en un mismo contexto sedimentario, que denominamos Aurora Estrato (AS). Mediante las microfases intentamos caracterizar los procesos de formación del registro sedimentario microestratificado de ASa. La investigación arqueostratigráfica y la identificación de la actividad caníbal indicaban una fuerte sincronía de los restos humanos (Fernández-Jalvo et al., 1996; Fernández-Jalvo et al., 1999). La investigación de las microfases en el Estrato Aurora arqueostratigráfico se realiza para discutir los procesos sedimentarios de formación, validar la interpretación sincrónica sedimentaria de los restos humanos y conocer el registro diacrónico paleoambiental adquirido por los sedimentos.

Muestras de TD7

Las muestras de TD7 pertenecen a una muestra descrita como una arena y limo amarilla microlaminada, dentro la magnetozona Matuyama, y un microconglomerado compuesto por una gravas mala seleccionadas subredondeadas y redondeadas dentro de una matriz cementada, con polaridad positiva (Parés y Pérez-González 1995) (figura 1.2.5).

Muestras de TD8.

TD8 ha sido muestreado en tres puntos (figura 1.2.6). En la parte basal corresponde a un depósito con bloques y gravas flotantes. La muestra de la parte superior está en el depósito que contiene la primera aparición de *Iberomys* (foto 1.2.8) En el llamado *cut & fill*, que se atraviesa TD7, 6 y 5, hemos recogido una muestra casi en el contacto con TD7 (foto 1.2.9).

Muestra de TD9

En la figura 1.2.7 señalamos la posición de la muestra de TD9 dentro de un contexto litológico de arenas marrones rojizos (5YR 4/6) con gravas y nódulos carbonatados a

<i>Procedencia</i>	<i>Caracterización litoestratigráfica</i>	<i>Nº láminas</i>
TD11	Limo arena y con gravas marrón claro	2
	Limos arena con gravas y bloques rojos	2
TD10	Arena arcilla marrón rojo con bloques y gravas	4
TD9	Arena marrón rojo	1
TD8	Arena gruesa y limo arcilla roja con bloques y gravas	2
	Limos marrón Amarillo con gravas	1
	Arena arcilla roja con bloques y gravas	1
	Limo arena marrón amarilla (<i>cut and fill</i>)	1

Tabla 1.2.3. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias del Pleistoceno Medio de Gran Dolina.

techo.

Muestras de TD10

Con las facilidades de acceso a los perfiles gracias a la intervención arqueopaleontológica de TD10 en extensión este conjunto estratigráfico de Gran Dolina pudo ser muestreado en diferentes puntos (figura 1.2.7). Las muestras contienen caracteres litológicos parecidos en los que respecta a la fracción fina y la fracción gruesa, principalmente arcilla y arena marrón rojizo (5YR). Destaca la variabilidad morfométrica y de intensidad de alteración de los clastos con muestras en las que hay bloques flotantes, bloques soportados por bloques, gravas y gravas flotantes (foto 1.2.10).

Muestras de TD11B y TD11

Las muestras de TD11B se han obtenido para precisar la naturaleza del contacto entre el estrato 11 y 11B caracterizados en el campo por un prominente cambio de color, con el paso de un rojo amarillo (5YR 5/6) a matrices de color marrón claro (7.5 YR 4/6) (foto 1.2.11 y 1.2.12). Las fracciones gruesas descritas en el campo indican bajos contenidos en las arcillas (figura 1.2.12) respecto al nivel infrayacente (TD10). Respecto a la fracción muy gruesa, la clasticidad se manifiesta por una abundancia hacia TD11 de gravillas homométricas, con y sin matriz (figura 1.2.13 y foto 1.2.13).

Muestreos de microfacies en las formaciones superficiales y caracterización de las alteritas de la vertiente de la Sierra de Atapuerca

La caracterización de los depósitos del pie y el afloramiento de la roca cretácica en la vertiente de la Sierra intenta incluir parte de los materiales sedimentarios visibles de las formaciones sedimentarias de la Sierra de Atapuerca. Se trata de muestras pertenecientes al pie de la Sierra, dos perfiles cercanos a Gran Dolina, localizados en la terminación más al Oeste de la Trinchera del Ferrocarril (TFW) (tabla 1.2.4).

Las muestras de las formaciones superficiales aflorantes de TFW han sido recogidas por su semejanza en mano con las microfacies con un importante contenido calcítico y carbonatado registrado en Galería (Vallverdú 1999), especialmente en el G.III (Pérez-González et al. 1995; Pérez-González et al. 1999), TD11 y TD7 de Gran Dolina. Hemos caracterizado dos perfiles (figuras 1.2.10 y 1.2.11, y fotos 1.2.14 y 1.2.15).

La documentación, mediante un transec, de la superficie cretácica aflorante por encima de los yacimientos de Galería y Gran Dolina, está encaminada a evidenciar la existencia de mecanismos elementales (fragmentación, disgregación biológica) de formación de las litologías (Pedraza 1996) observadas en los rellenos arqueopaleontológicos de la Sierra.

También hemos intentado caracterizar un perfil característico de fondo de valle de la zona de la Sierra: uno, en el interior de la Sierra, en afloramientos cretácicos, en el camino de Villalbal; y otro perfil localizado delante de la Sierra, en el inicio del Río Pico (campo de tiro-cantera, en la zona militar).

<i>Procedencia</i>	<i>Caracterización litoestratigráfica</i>	<i>Nº láminas</i>
Perfil de fondo de valle. Camino de Villalbal	Terra rossa alóctona	1
Perfil I de TFW. Muestra suelo actual	Arena gruesa y arcilla marrón con gravas	1
Perfil I de TFW. Muestra I	Limo arena marrón amarillo pálido	2
Perfil I de TFW. Muestra II	Limo arena marrón amarillo claro con gravas flotantes Gravas soportadas y limo escaso marrón amarillo	2
Perfil II de TFW. Muestra I	Arena y limos con bloques y gravas flotantes	2
Perfil II de TFW. Muestra II	Limo y arena con pocos bloques, nódulos y gravas	2

Tabla 1.2.4. Muestras para el análisis micromorfológico de las facies sedimentarias de formaciones superficiales de la Sierra de Atapuerca.

Otras microfacies de comparación

Finalmente hemos seleccionado en el nivel arqueostratigráfico de E9 de Elefante pertenece a arena arcilla marrón con gravas alteradas, para comparar con microfacies sedimentarias con matriz de color marrón. Y también con fines comparativos hemos integrado una muestra del interior de Cueva Mayor, recogida por su aspecto orgánico, parecido a las facies organominerales negras de Galería.

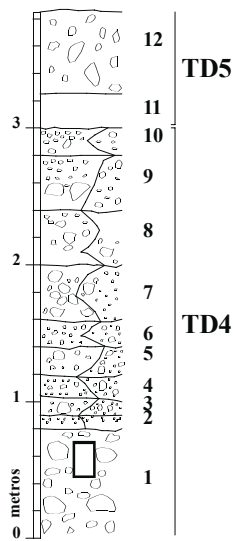


Figura 1.2.2. Croquis litoestratigráfico del contexto muestreado en TD3-4.



Foto 1.2.3. Sección de Trinchera Dolina Oeste conjunto estratigráfico 3-4 (TD3-4). Detalle de la situación de la muestra.

TD4. 1, limo arcilla marrón rojizo (5YR5/4) con bloques gruesos y medio flotantes. Fábrica cristalina de los bloques homogénea de color blanco. Alteración que forma aristas de bloques subangulares y recubrimientos negros y blancos en la superficie. Friable. Agregación prismática media. Límite de la base claro y ondulado. 2, escasa arena y limo marrón rojizo con bloques medios flotantes y bloques finos soportados. Fábrica cristalina homogéneas blanca y forma y superficie alteradas. Friable. Agregación granular gruesa- Límite de la base claro y recto. 3, arena arcilla marrón rojiza abundante con bloques medios y finos flotantes. Fábrica cristalina homogénea y forma y superficie alterada. Friable. Agregación prismática media. Límite de la base claro y recto. 4, escasa arena y arcilla marrón rojizo con bloques medios flotantes, y bloques y gravas pequeñas soportados. Bloques con fabrica cristalina homogénea con forma y superficies alteradas. Friable. Agregación granular fina. Límite de la base claro y recto. 5, arena y arcilla marrón rojizo abundante con grandes bloques, gravas medias y finas flotantes. Bloques con la fábrica cristalina homogénea blanca y alteración en la forma y en la superficie. Friable. Agregación prismática fina. Límite de la base claro y recto. 6, escasa arena arcilla con bloques medios flotantes y bloques finos y gravas gruesas soportadas. Bloques y gravas con alteración más débil y fábrica cristalina homogénea blanca. Friable. Agregación granular muy fina. Límite de la base claro y recto. 7, limo y arena rojo amarillo (5YR6/4) con bloques soportados localmente y bloques finos, gravas medias y finas flotantes. Bloques y gravas con fabrica cristalina homogénea blanca y alteración en aristas y superficies. Friable. Agregación prismática fina muy porosa. Límite de la base claro y recto. 8, escaso limo arcilla con bloques y gravas medias flotantes y gravas pequeñas soportadas. En la base, arena arcilla sin bloques y pocas gravas. Fábrica cristalina homogénea de bloques y gravas con alteración poco desarrollada. Friable. Agregación prismática. Límite de la base recto y claro. 9, arena y limo con bloques gruesos y gravas medias y pequeñas flotantes. Fábrica cristalina de los bloques homogénea de color blanco y alteración desarrollada. Agregación prismática media muy porosa. Límite de la base recto y claro.

TD5 (base). 10, escasa matriz de arena y limo con bloques medios a flotantes, y gravas medias y pequeñas soportadas. Bloques de fabrica homogénea y alteración poco desarrollada. Friable. Agregación grumosa muy fina. Límite de la base recto y claro. 11, limo arcilla. Friable. Agregación prismática media. Microlaminación?. Límite de la base claro y recto. 12, arena arcilla con bloques medios flotantes, gravas gruesas y pequeñas soportadas. Bloques y gravas con la fabrica cristalina homogénea y alteración subangular en las aristas. Friable. Agregación poliédrica angular fina. Límite de la base claro y recto.

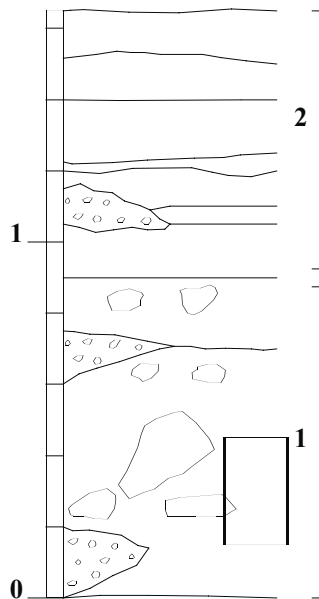


Figura 1.2.3. Croquis litoestratigráfico del contexto muestreado en TDW5 base. El rectángulo señala la posición de la muestra.

1, arena y arcilla con bloques muy gruesos con estructuras lenticulares de gravas finas poco homométricas flotantes. 2, arcilla y arena que alternan con gravas finas y arena.



Foto 1.2.4. Sección de Trinchera Dolina Oeste, conjunto estratigráfico 5 y 6 (TDW5 y TDW6).



Foto 1.2.5. Sección Trinchera Dolina Este, conjunto estratigráfico 5 y 6 (TDE5 y TDE6).

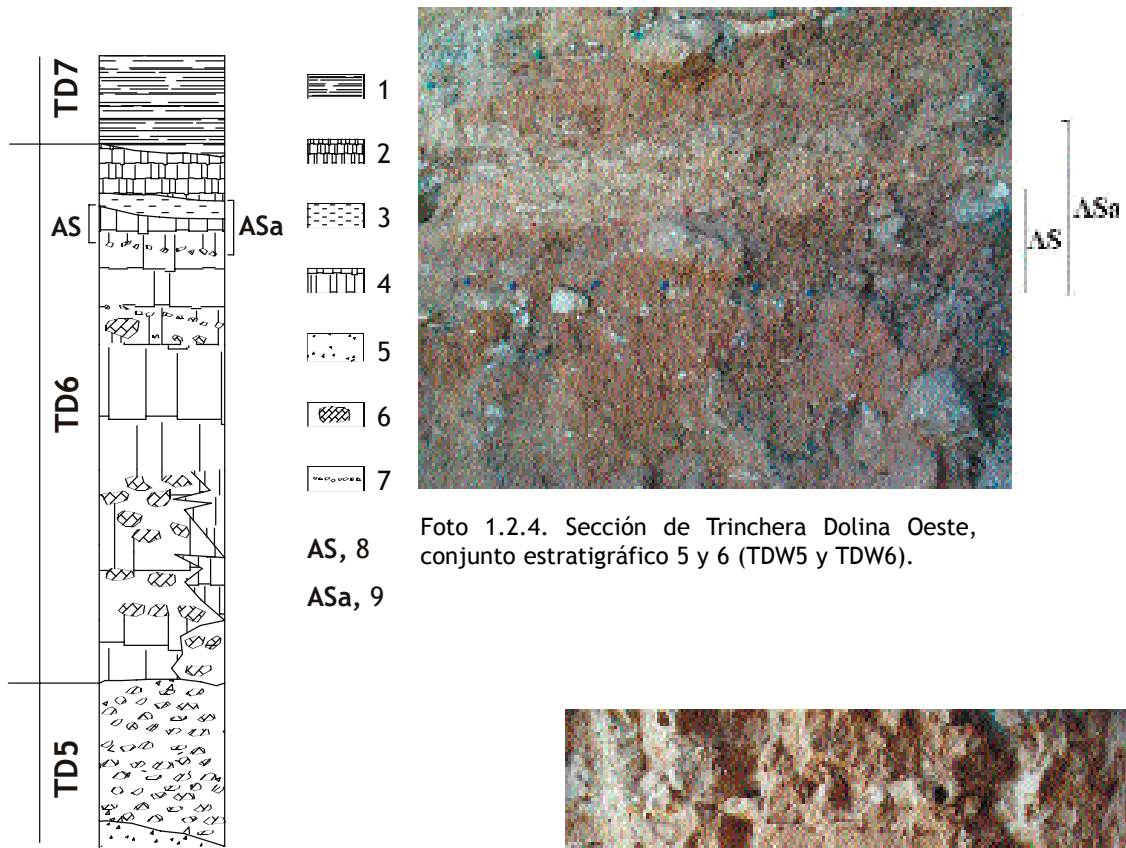


Foto 1.2.4. Sección de Trincherita Dolina Oeste, conjunto estratigráfico 5 y 6 (TDW5 y TDW6).

Figura 1.2.4. Columna litoestratigráfica del conjunto 6 (TD6) en la sección Este del sondeo de Gran Dolina.

1, limo microlaminado marrón claro (7.5R 6/4). 2, arena arcilla rojo amarilla 5YR 5/6 con agregación prismática fina con gravas flotantes y nódulos blancos (coprolitos?). 3, limo arena fina amarillo rojo (5YR 6/8) con agregación poliédrica subangular con moteado blanco. 4, arcilla roja amarilla (5YR 5/8) con agregación prismática media a grande. 5, limo arena fina marrón amarilla masiva. 6, bloques. 7, gravas en línea. 8, AS, Aurora Stratum. 9, Aurora Stratum arqueostratigráfico.



Foto 1.2.7. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Oeste. Tercio superior del conjunto estratigráfico 6 (TD6) y el conjunto estratigráfico 7 (TD7) con la posición de las muestras sedimentarias sin perturbar.

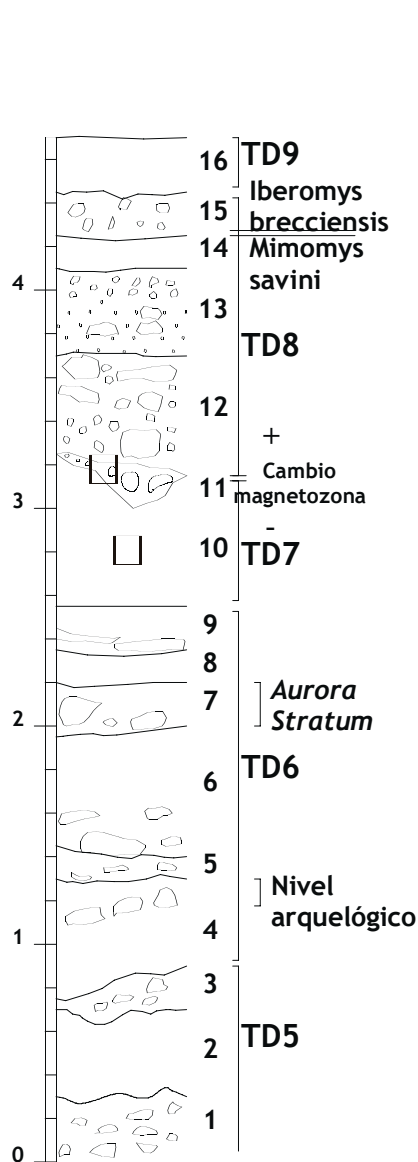


Figura 1.2.5. Sección Oeste del Sondeo de Gran Dolina de los conjuntos estratigráficos 5 (techo), 6, 7, 8, 9 (TD6,7,8,9). Descripción litoestratigráfica y posición de las muestras. Posición de las muestras de TD7.

TD5

1, limo y arena amarillo rojo (7.5YR6/6) con bloques soportados de distintas fábricas cristalinas (micritas salmón subangulares, micritas blancas y verdes angulares, fragmentos de estalagmitas). Cimentación fuerte. Agregación en poliedros finos y muy finos. Límite de la base claro y recto. 2, limo arcilla rojo amarilento (5YR5/6 en seco) con raras gravas medias y finas de distintas fábricas cristalinas. Agregación prismática media. Límite gradual ondulado. 3, limo arena fina marrón fuerte (5YR5/6 s) con bloques flotantes ocasionales de distinta fábrica cristalina. Agregación poliédrica angular media. Poco friable. Límite de la base claro y ondulado.

TD6

4, arena fina y limo marrón (5YR5/4 s) con bloques soportados localmente a techo. Poco friable. Fuerte variabilidad con la fábrica cristalina de los bloques. Agregación prismática fina. Límite de la base gradual y ondulado. 5, limo arena marrón y bloques flotantes. Poco friable. Fuerte variabilidad en la fábrica cristalina de los bloques. 6, limo y arena rojo amarillo (5YR5/6 s) con motas negras en caras de agregados, y bloques flotantes raros. Variedad alta de fábricas cristalinas de los bloques. Poco friable. Agregación prismática media. Límite de la base gradual y recto. 7, arena y limo rojo amarillo (5YR5/6 s) con bloques flotantes raros y con gravas medias y gruesas a techo (Aurora Stratum). Poco friable. Agregación prismática fina y muy fina. Límite de la base difuso y recto. 8, limo arena rojo amarillo (5YR5/6 s) con moteado blanco. Poco friable. Agregación poliédrica subangular. Límite de la base claro y recto. 9, limo arcilla rojo-amarilla prismática con nódulos blancos a techo. Poco friable. Agregación prismática fina. Límite de la base claro y recto.

TD7

10, limo y arena media amarilla. Parcialmente friable. Microlaminado. Límite de la base recto. 11, limo arena con gravas subredondeadas medias y finas. Poco friable, cenmentado. Límite de la base claro y inclinada - lenticular.

TD8

12, limo y arena fina y bloques con gravas medias soportadas. Agregación poliédrica angular. Límite de la base claro y ondulado. 13, arena y limo con gravas finas homométricas y bloques soportados. Friable. Lenticular. Límite de la base claro ondulado. A techo menos arenas y limo con abundantes cementaciones que soldan clastos formando cappings y pendants. 14, limo marrón rojo claro. Poco friable. Masivo i rico en microfauna. Límite de la base claro ondulado. 15, arena y limo con bloques localmente soportados. Fuerte variabilidad de las fábricas cristalinas de los bloques. Friable. Agregación poliédrica fina. Límite de la base claro y ondulado.

TD9.

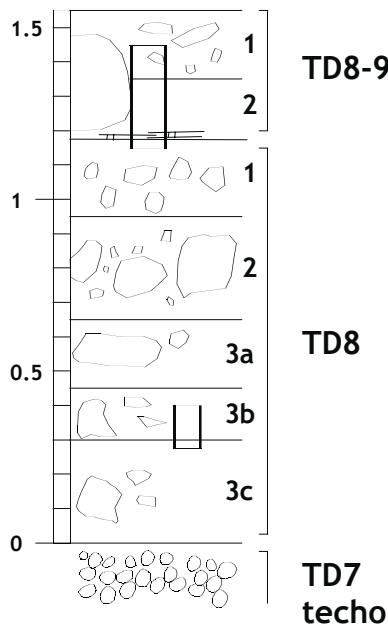


Figura 1.2.6. Croquis litoestratigráfico de la sección Oeste del conjunto estratigráfico 8 en el sondeo de Gran Dolina (TD8) y posición de las muestras.

TD8-TD9. 1, arena gruesa y limo-arcilla, rojiza, con bloques flotantes y gravas gruesas con superficie disuelta. Hay fragmentos de espeleotemas, de tamaño grava media y fina. Bloques y gravas cerca del contacto con TD9 presentan superficies de disolución desarrollada caracterizada por una macroporosidad, caras negras y friabilidad acentuada que produce partículas polvorientas blancas -limos- al ejercer presión mecánica en mano. 2, limos pardos con gravillas con alteración poco desarrollada. Contacto superior rico en microfauna. Existe en la base una concreción, un fragmento de espeleotema, dentro de un sedimento cementado.

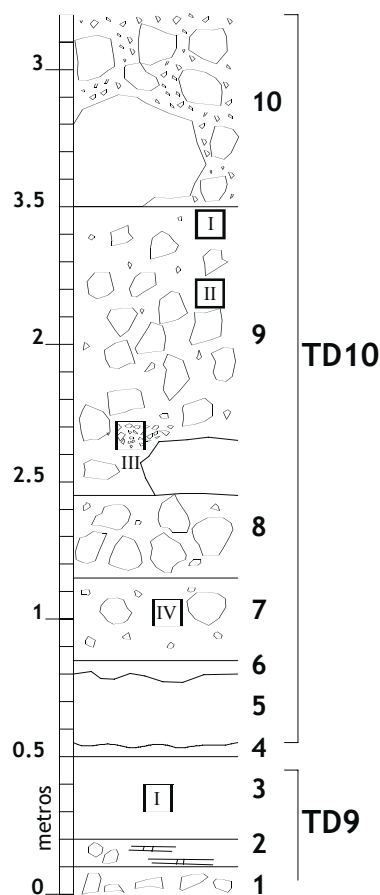
TD8. 1, bloques y gravas soportados y cementados. Estos bloques y gravas muestran una concreción que los une y señalan una cimentación continua a techo de la unidad. En la base hay abundantes huecos de empaquetamiento, sin matriz y abundantes concreciones carbonatadas que también tapizan las superficies de bloques y gravas. 2, bloques ordenados, con gravas medias y finas, y limo-arcilla variable de color rojizo. Existen zonas con gravas soportadas lenticulares con córtex de alteración poco desarrollado. 3, bloques más o menos ordenados con gravas medias y clastos soportados y matriz de arena-arcilla roja. Los bloques y gravas presentan superficies con alteración poco desarrollada, expresada por la distribución irregular de las concreciones carbonatadas.



Foto 1.2.8. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Oeste. Conjunto estratigráfico 8 (TD8) en la zona de última aparición de *Mimomys* (en la parte superior de la fotografía, señalado con la flecha blanca).



Foto 1.2.9. Detalle de la muestra sedimentaria del cut & fill de Dolina. Sección del sondeo de Gran Dolina pared Norte.



TD9. 1 ,espeleotemas con alteración desarrollada, polvorienta blanca, con recubrimientos espesos. **2**,nódulos carbonatados cimentados. **3**, arenas marrón-rojo (5YR 4/4) y más enrojecidas hacia a techo y gravas con nódulos carbonatados. Gravas esponjosas, de aspecto travertínico. Moteados verde, blanco y negro. Agregación granular de fina a gruesa cuando aumenta la cimentación. Estructura sedimentaria de microláminas. Cohesión más desarrollada en la base por cimentación y particular a techo. Límite de la base claro.

TD10. 4 , arcilla y limo rojo amarillo (5YR 4/6) con gravas flotantes. Arena y limo bien clasificado, de agregación prismática muy fina y estructura sedimentaria masiva. **5**, arcilla y arena entre bloques y gravas medias soportadas sin motas. Las arcilla-arena está mal clasificada. Las gravas no presentan imbricación. Friable. Límite de la base ondulado y claro. **6**, arcilla y arena marrón-rojo (5YR4/4) con gravas medias flotantes. Poca arena mal clasificada. Friable. Límite de la base ondulado y claro. **7**, Arcilla y arena entre bloques y gravas medias soportadas. Idem que 5. **8**, Arcilla Arena entre bloques y gravas medias soportados. Sin moteado. Mala clasificación de la arcilla y arena. Friable. Agregación prismática fina. Masiva. Límite de la base claro recto. **9**, arcilla arena entre grandes bloques soportados y interdigitaciones de gravas finas homométricas locales y estructura lenticular. Sin moteado y mala clasificación de la arena y la arcilla. Friable. Agregación prismática fina. **10**, arcilla arena rojo amarillo (5YR5/6) entre grandes bloques soportados y gravas finas homométricas. Mala clasificación de la arcilla y arena. Friable. Agregación granular fina a particular. Límite de la base claro y recto.

Figura 1.2.7. Croquis litoestratigráfico de TD10 con la procedencia de las muestras (I, II, II y IV) y la muestra de TD9 (I) para la caracterización de estos conjuntos estratigráficos mediante sus microfacies.



Foto 1.2.10. Trinchera Dolina, vista de la parte basal del conjunto estratigráfico 10 (TD10).



Foto 1.2.11 Trinchera Dolina, techo del conjunto estratigráfico 10 y conjunto estratigráfico 11 (TD11).

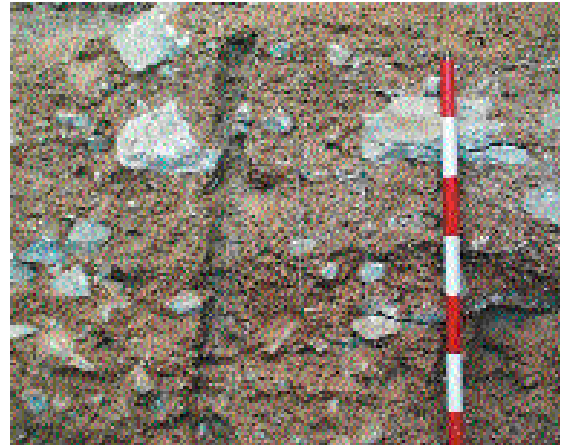


Foto 1.2.12. Trinchera Dolina, detalle de techo del conjunto estratigráfico 10 contacto con el 11 (TD11).

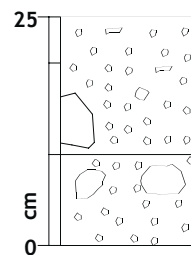


Figura 1.2.8. Croquis microestratigráfico que caracteriza el contacto. TD11- TD11B. M. II.

1, escaso limo y arena gruesa con grava fina soportadas y bloque. Moteado negro. Agregación granular. 2, limo y arena con grava fina soportadas y bloque. Moteado blanco y negro. Agregación granular.



Foto 1.2.13. Estructuras sedimentarias de superficie continuas no paralelas.

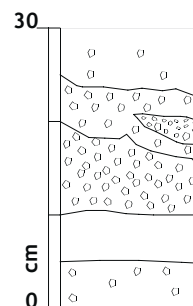


Figura 1.2.9. Croquis microestratigráfico de la muestra de TD11. TD11 superior M.I.

1, limos masivos marrón claro (7.5YR6/4 s), con raíces actuales, y gravas finas angulares. Moteado negro. Agregación laminar expresada por una porosidad subhorizontal. 2, limos laminados marrón claro (7.5YR6/4 s). 3, escaso limo y arena gruesa con gravas soportadas, homométricas, finas y angulares. 4, arena gruesa y grava fina. 5, limo y arena marrones (7.5YR4/6) poco friable con gravas flotantes.

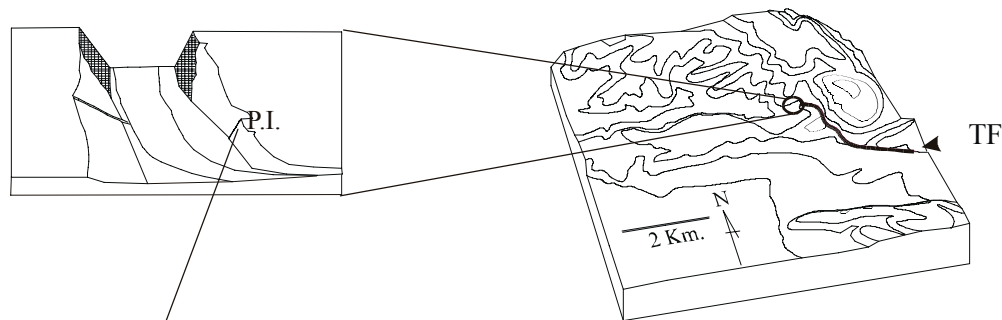


Foto 1.2.14. Perfil I de la Trincher del Ferrocarril Oeste.

Figura 1.2.14. Perfil I de la Trincher del Ferrocarril Oeste. Situación de las muestras y descripción de las principales unidades litoestratigráficas.

Leyenda. 1 , horizonte orgánico. Restos vegetales en vida y con microcarbones. Textura arena gruesa y arcilla de color marrón (10YR5/3 s) con gravas finas y medias. Límite de la base recto y claro. Muestra micromorfológica. 2, limo arena marrón amarillo claro (10YR6/4 s) con bloques flotantes. Alteración de los bloques desarrollada en las aristas subangulares. Friable. Agregación laminar. Límite de la base recto y claro. 3, limo y arena marrón pálido (10YR 8/3 s). Poco friable, especialmente bandas más carbonatadas. Contiene agregados limosos, de color marrón claro, cementados y de forma laminar y distribuidos en banda. Límite de la base recto y claro. Muestra micromorfológica en la base. 4, arena y limo de color marrón claro con gravas finas y medias soportadas. Parcialmente friable. Agregación granular. Límite de la base recto y claro. 5, arena y limo marrón claro con gravas medias y escasas finas flotando. 6, escaso limo y arena marrón claro con gravas finas soportadas. Poco friable. Límite de la base recto y claro. 7, limo y arena marrón amarillo claro con gravas medias y escasas finas flotantes. Parcialmente friable. 8, escaso limo arena con gravas finas soportadas. Cementada. Muestra micromorfológica. 9, limo y arena marrón amarillo claro con gravas medias y escasas finas flotantes. Parcialmente friable. Muestra micromorfológica en la base. 10, escaso limo arena con gravas finas soportadas. Nada friable. Muestra micromorfológica. 11, limo arena marrón amarilla oscura con escasas gravas medias y finas. 12, escasa arena gruesa y gravas finas soportadas. Parcialmente friable. 13, arena y limo con gravas flotantes. 14, escasa arena gruesa con gravas medias y finas soportadas. Parcialmente friable.

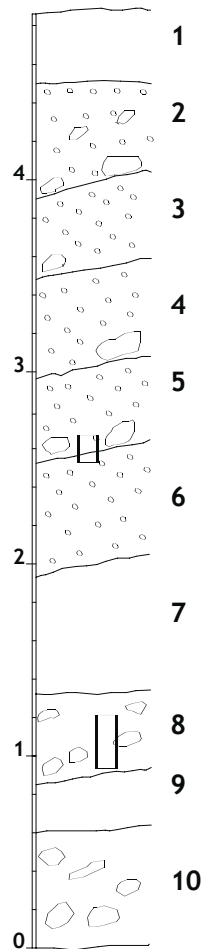
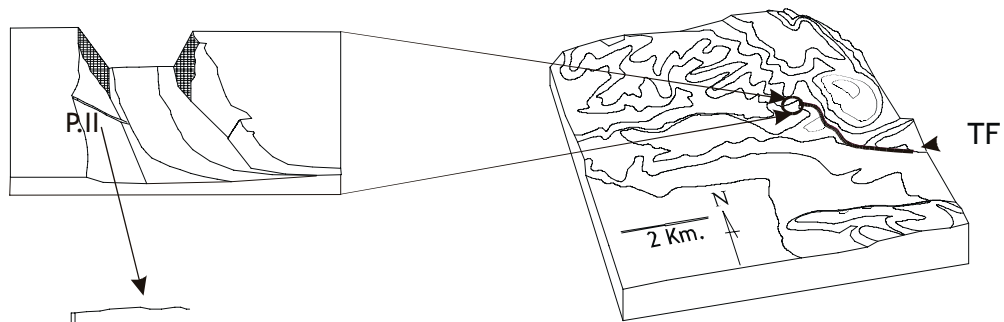


Foto 1.2.15. Perfil II de la Trinchera del Ferrocarril Oeste.

Figura 1.2.15. Perfil II de la Trinchera del Ferrocarril Oeste. Situación de las muestras y descripción de las principales unidades litoestratigráficas.

Leyenda. 1, horizonte orgánico con abundantes restos vegetales mal descompuestos mezclados con arena y arcilla con gravas finas y bloques con alteración en las aristas subangulares. 2, arena y limo con bloques ocasionales, gravas finas y medias flotantes. Alteración subangular en las aristas de los componentes gruesos. Localmente friable. 3, arena y limos con bloques y gravas, finas y medias, flotantes. Parcialmente friable. 4, idem que 3. 5, idem que 3. Muestra micromorfológica en el contacto con 6. 6, idem que 3. 7, limo y arena con pocas gravas finas y medias. 8, limo y arena con pocos bloques, nódulos de carbonatos gruesos, y gravas, finas y medias. 9, idem que 7. 10, idem que 8.

1.3. DISCUSIÓN

El Abric Romaní y los yacimientos del complejo arqueopaleontológico de la Sierra de Atapuerca forman uno de los núcleos de intervención arqueológica transdisciplinar del Área de Prehistòria del Departament d'Història i Geografia de la URV. La posibilidad de adecuar los trabajos de investigación dentro de este marco operacional conduce a formalizar propuestas de investigación transdisciplinarias como la que aquí presentamos. Una ojeada rápida al índice de la tesis doctoral muestra una evidente dicotomía. ¿Es posible construir un continuo entre los objetivos de una colección de referencia de microfácies de la Sierra de Atapuerca y las microfácies del nivel J del Abric Romaní? Esta discontinuidad en los objetivos queda parcialmente integrada con la aproximación geoarqueológica (Butzer 1989) y más cuando los resultados son fundamentalmente microscópicos. La utilización de datos procedentes de la observación de sedimentos en lámina delgada de gran formato permite precisar que esta técnica es la base de nuestra investigación doctoral. Así, estos resultados reflejan la especialización en microfácies por parte del doctorando.

En un principio nos planteamos la caracterización sedimentaria de las muestras mediante técnicas complementarias pero el tiempo y principalmente la dedicación a la observación microscópica nos ha decidido a emplearla como técnica exclusiva. La utilización de la observación microscópica de muestras no perturbadas precisa de cierta infraestructura tanto durante el muestreo de los rellenos kársticos como los depósitos de gravedad muy friables del Abric Romaní. Sencillamente hemos conseguido tener un abundante número de muestras que nos ha permitido esbozar los resultados plasmados en esta tesis doctoral. También es cierto que nuestra preocupación es la formación o la generación de problemáticas en el que insertar los resultados de la observación microscópica de sedimentos.

Uno de las adquisiciones más apreciadas en la observación de sedimentos en lámina delgadas la formalizamos mediante la construcción de clasificaciones de microfácies. Las microfácies expresan la caracterización de sedimentos mediante la observación microscópica de propiedades como la textura, composición mineralógica, estructura sedimentaria y el color teniendo en cuenta su pertenencia a un cuerpo sedimentario y unos procesos sedimentarios (Arche 1989). La determinación de estas propiedades a menudo no son fáciles durante las observaciones de campo. Y la clasificación de microfácies es un recurso que aparece en la raíz del pensamiento sistemático de lo desconocido: la necesidad de ordenar y contener una inmensa matriz de información.

Esta adecuación de trabajar sobre la información que necesitas es un límite que trazan los hechos sobre los modelos.

Por esta razón las muestras sedimentarias no han sido englobadas con técnicas de análisis complementarias de sedimentos. Este contexto se ha promovido la voluntad de emplazar las muestras en su contexto espacial y generar problemáticas desde el punto de vista del arqueólogo. De esta forma, dada las problemáticas y los objetivos independientes trazados para los dos núcleos de investigación desarrollados, en esta tesis doctoral no desarrollaremos un síntesis comparativa de los resultados obtenidos por su escaso interés en el marco operacional de los proyectos de investigación desarrollados en la Cinglera del Capelló y en la Sierra de Atapuerca.

CONCLUSIONES II

10. INTERPRETACIÓN AMBIENTAL DE LAS MICROFACIES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA

La elaboración de la clasificación de microfacies sedimentarias de los rellenos de la Sierra de Atapuerca es un esquema de partida para ir emplazando las futuras investigaciones sobre las microfacies de la Sierra. El avance del proyecto de intervención en extensión en la Gran Dolina, y los sondeos en Elefante y otras cavidades abre las puertas para empezar a argumentar la interpretación ambiental y antrópica registrada en sus sedimentos durante el millón de años de presencia humana en la Sierra.

Los resultados discutidos mediante esta clasificación de microfacies han sido parcialmente explotados en las interpretaciones sobre la formación y evolución de los rellenos de Galería y Gran Dolina. Una caracterización global de los 5 grupos de microfacies generados en la clasificación pueden observarse en la tabla 15.1.

En Galería hemos planteado una visión más dinámica de la historia del relleno en su parte basal. También hemos intentado explicitar en nuestra investigación es si era posible, con la caracterización mediante el análisis de sus microfacies, contextualizar las diferentes disconformidades que separan los Grupos de Relleno de Galería.

La semejanza entre las microfacies entre GI y GIIa la podemos argumentar mediante la oposición definida por el hecho estructural de la abertura de la Sima de Trinchera Norte. La relevancia de la apertura en términos paleogeográficos y ambiental está por discutir. En el estudio de las microfacies, la apertura de la cavidad muestra cambios acusados en el régimen de la humedad registrada en los procesos de intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados y en los rasgos texturales. El cambio hacia un régimen de la humedad con más contraste indicado por los caracteres vérticos de TG10 y el buen a moderado drenaje de la superficie de los depósitos son argumentos para explicar un cambio en la posición en el paisaje del sistema freático-vadoso del esquema paleohidrológico Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca.

Tenemos que reconocer que la valoración de los regímenes humedad y el drenaje de la superficie de los depósitos es uno de los puntos más estimativos de nuestras interpretaciones basadas en la observación en lámina delgada. En el análisis de microfacies que contienen el cambio de GI a GII de Galería hemos sistematizado las diferentes modificaciones postdeposicionales que apuntan, sin embargo, a procesos edáficos de hidromorfía y oxidación-reducción anteriores a los cambios del citado cambio paleohidrológico del sistema karstico de la Sierra. Estos fenómenos de

hidromorfía junto con el fenómeno geogénico de paludificación de las microfacies microlaminares organominerales (F.4.3), se localizan en la zona de microfacies que forman G1 y G1a. La estimación de la existencia del cambio en la evolución del sistema freático-vadoso del karst se ha abordado mediante la evolución del sistema de terrazas. La terraza de +60 metros del Pleistoceno inferior ha sido interpretada como la de inicio de la fase senil o de relleno de las cavidades (Zazo et al. 1987). Estos fenómenos de hidromorfía de Galería, y posiblemente de TD9 en Gran Dolina, son posteriores a la terraza +60 y por lo tanto reciben otro tipo de recarga freática.

Siguiendo el hilo de las microfacies de microestructura fisural organomineral y su origen estas se alternan con materiales sedimentarios redistribuidos. Los fenómenos de redistribución de facies de interior de la magnetozona Bruhnes de G1 señala una fase con una tasa de sedimentación detrítica-clástica muy baja. Este carácter de procesos sedimentarios lentos se acentúa cuando recientemente se ha evidenciado la inversión Matuyama en los limos no redistribuidos de G1. La interpretación de las microfacies organominerales a parte de su relación con las recargas freático-vadosas del sistema, que explican la conservación de las acumulaciones de materia orgánica, también nos puede indicar la evolución de la profundidad de la alterita cretácica. Esta marca su punto final con la abertura de la Sima de Trinchera Norte. Esta alterita, por su proximidad métrica, es la misma que provoca la abertura de Dolina en TD9. La adquisición del carácter senil de la alterita cretácica a la altura de Dolina y Galería puede ser formalizada con el progresivo hundimiento del valle Riopico, favorecida por los realzados neotectónicos señalados por Alfredo Pérez González (Pérez-González et al, 1999).

Para finalizar la discusión, las relaciones de G1 y G1a versus el resto del relleno de Galería pueden caracterizarse como el registro de un cambio en la posición en el paisaje del sistema de recarga freático-vadoso, que si aceptamos los datos relativos a la cronología de la terraza +60 (tabla 7.1.1) (Zazo et al. 1987), parece ser de origen pluvial. El fin de los procesos de acumulación organomineral y el desarrollo del contraste de la humedad más acentuado hacia a techo del relleno a partir de G1b es vivamente expresado por la clasticidad de la sedimentación.

La existencia de esta sobreposición de medios sedimentarios, regímenes de humedad-drenaje, establecidos mediante la zonación de microfacies descrita para Galería, puede servir de esquema para la comprensión de la evolución de Gran Dolina. Este esquema arranca de la aproximación en "catena" de los procesos de modificación postdeposicional entre los rellenos de las bocas de las cuevas de la Sierra. A efectos prácticos es un útil inicial para correlacionar los depósitos de Gran Dolina-Galería y promover una descripción de la evolución del paisaje y los rellenos. Dado el carácter limitado del muestreo en Gran Dolina este esquema que a continuación desarrollamos merece su consideración como hipótesis seminal.

En la clasificación de microfacies hemos hecho ocasional referencia a horizontes diagnósticos para contextualizar la interpretación de las microfacies de la colección de referencia. También hemos destacado, como en el caso de los procesos de paludificación, procesos geogénicos y discutido sedimentos derivados de suelos, especialmente de suelos rojos. La contrastación de estas observaciones en el marco

Conclusión II: microfacies y restitución paleoecológica

Facies sedimentaria	Condiciones de formación del medio sedimentario	Fases y ciclos de evolución edáfica postdeposicional	Régimen hídrico y drenaje	Estimación ombrotérmica
F.1. Arenas y limos marrón amarillos calcíticos y carbonatados y gravas	Fragmentación mecánica próxima gravitacional. Transporte hídrico. Sedimentación discontinua y rápida.	Evolución bifásica. Carbonatación. Decarbonatación. Desferrificación. Cumulación.	Bueno a moderado. Ústico-arídico	Templado seco
F.2. Arena y limo rojo amarillo calcítico decarbonatado con bloques y gravas	Fragmentación mecánica. Transporte hídrico de largo recorrido. Sedimentación más regular y rápida.	Evolución monofásica. Crioturbação. Decarbonatación. Cumulación.	Buen drenaje. Ústico-ústico.	Frio húmedo
F.3. Arena y arcilla rojo decarbonatado y bloques	Fragmentación mecánica próxima y disolución. Transporte hídrico de escaso recorrido. Sedimentación discontinua y lenta.	Evolución polifásica. Decarbonatación. Carbonatación. Edafoturbação. Translocación. Rubefacción. Cumulización.	Drenaje bueno a moderado. Xerico a ústico.	Cálido seco
F.4. Arena y arcilla marrón totalmente decarbonatada	Disolución bioquímica. Redistribución hídrica de escaso recorrido. Acumulación <i>in situ</i> . Sedimentación lenta y menos discontinua. Erosión.	Evolución policíclica. Decarbonatación. Edafoturbação. Brunificación. Paludificación. Gleificación. Crioturbação.	Drenaje moderado a malo. Ústico a áquico.	Templado y cálido húmedo
F.5. Arena y limo amarillo lavado	Disolución bioquímica. Transporte hídrico y redistribución de largo recorrido. Sedimentación muy lenta y discontinua. Erosión.	Evolución policíclica. Leucinización. Lixivación. Translocación. Crioturbação.	Drenaje malo a moderado. Áquico.	Frío húmedo

Tabla 10.1. Síntesis de la interpretación de las microfacies sedimentarias de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca.

cronológico y cronoestratigráfico de Gran Dolina y Galería muestra al menos dos ciclos de karst de resurgencia ascendente (ascensión del nivel de saturación) y de karst rejuvenecido. Maire (Maire 1990) distingue dos etapas en la evolución de los rellenos sedimentarios de las cavidades: una etapa de karst confinado, durante fases pre-tectónicas, y un karst rejuvenecido durante fases post-tectónicas.

Este esquema de ciclo para caracterizar la evolución del karst de la Sierra coloca a las microfacies 1,2 y 3 dentro de la fase del karst rejuvenecido mientras que las microfacies 4 y 5 en la fase de karst confinado.

Durante las fases antetectónicas en la elaboración de microfacies 4 y 5 interviene una sedimentación muy lenta señalada por la yuxtaposición de rasgos que muestran

evoluciones postdeposicionales policíclicas del registro sedimentario. Este policiclismo está registrado en el procesos de decarboxilación total que muestran las microfases 4, decarboxilación total que se registra incluso en microfases en las que existe renovación de fragmentos carbonatados. Estas microfases también muestran el proceso postdeposicional, caracterizado como segunda iluvación (Bornand 1987) o albización (Benayas 1997). La estimación ombrotérmica no es fácil de evidenciar. La baja sedimentación, el señalado envejecimiento policíclico y fundamentalmente los procesos de redistribución de los materiales sedimentarios en el interior de la cavidad ocasionan un modo de registro paleoambiental muy discontinuo o homogeneizado por los procesos de reelaboración y de poca resolución.

Las microfases de arena arcilla marrón totalmente decarboxilada (F.4) han sido caracterizadas por su filiación con las terra rossa pero ya hemos distinguido su singularidad al mostrar un registro de la humedad regular. Parece que sus procesos de formación no son los mismos ya que la rubefacción de estas microfases de arena y arcilla marrón totalmente decarboxilada no se produce. La caracterización de estas microfases marrón totalmente decarboxilada con un drenaje moderado a malo explica su evolución hacia caracteres xánticos que indican su filiación con los suelos pardo rojizos. Esto no quiere decir que durante la formación de estas microfases de arena y arcilla marrón en perfiles bien drenados no existan los procesos de formación característicos de la terra rossa. El que es apreciable es que los procesos de sedimentación de estas microfases (F.4), muy especialmente las que tienen estructura sedimentarias microlaminar y fisural (F.4.3), señalan a una gran retención hídrica de los suelos y los rellenos de la Sierra. Esta interpretación sobre la capacidad de retención hídrica de las microfases 4 apoya la hipótesis del establecimiento de un clima de tipo templado y húmedo, como es el que caracteriza la cornisa cantábrica y la cercana Sierra de la Demanda (Ibañez et al. 1997). Esta estimación ombrotérmica templada y húmeda para las microfases 4 y la evolución de los procesos postdeposicionales, con el señalado paralelismo de los suelos pardo rojizos, concuerdan con los procesos de formación de suelo en equilibrio con el clima atlántico (Duchaufour y Souchier 1984).

Las microfases 5 de arena y limo lavados caracterizan también un registro policíclico en su evolución postdeposicional expresado por los rasgos texturales. La translocación al exterior del perfil de los materiales finos está señalado por la ausencia de la fracción fina sólo presente en forma de rasgos texturales y criptocristalinos. Los más desarrollados son los rasgos texturales eluviales señalados por grandes rellenos casi completos bien y mal lavados. Estos rasgos eluviales se yuxtaponen a rasgos iluviales que indican el mal drenaje al que hemos caracterizado a estas facies. A menudo estos rasgos texturales iluviales aparecen fisurados y señalan fases repetidas (ciclos) de crioturbación. Esta fragmentación forma pápulas criptocristalinas. Esta fragmentación de los rasgos edáficos más la naturaleza de las microestructuras (granulares esféricas y vesiculares con fisuras de desecación) indican una estimación ombrotérmica fría y húmeda durante los procesos de formación de las microfases 5.1.

Los grupos de microfases que se forman durante la fase de rejuvenecimiento del

karst las hemos caracterizado mediante un régimen de la humedad más contrastado y un drenaje moderado a bueno de la superficie de los depósitos. Estos procesos de formación caracterizan las microfacies 1 2 y 3. En estos procesos de formación pueden distinguirse dos evoluciones: la que registra varias fases edáficas en el registro sedimentario; y las que muestran una fase simple. Esta distinción acoge a tasas de sedimentación altas regulares o discontinuas para las microfacies con pocas modificaciones postdeposicionales, microfacies 1 y 2. Las microfacies con polifases en los procesos postdeposicionales, microfacies 3, caracterizan una sedimentación más lenta y discontinua, y la larga duración de los procesos de transformación postdeposicional traducen una gran estabilidad del cuerpo sedimentario.

Las microfacies 3 de arena y arcilla roja decarbonatada caracterizan estas geoformas muy estables que generalmente se establecen en desprendimientos de bloques. Las microfacies 3 las hemos caracterizado por mostrar procesos de autoacumulación texturales que favorecen el cambio hacia condiciones de drenaje moderado. Estos procesos de autoacumulación y formación de un drenaje moderado nos ha permitido relacionarlos con los suelos rojos mediterráneos, con horizontes diagnósticos vérticos o con caracteres tixotrópicos cuando la posición de la geoforma está limitada por los obstáculos o la configuración de las cavidades. La estimación ombrotérmica cálida y seca la deducimos para significar la presencia de un contraste estacional en el régimen de la humedad. Los procesos de evolución postdeposicional de varias fases están registradas en los procesos de decarbonatación de la fracción fina que no llega a ser total en las microfacies con gravas. Los mecanismos de renovación en fragmentos carbonatados son un proceso bien documentado en la literatura de los suelos rojos mediterráneos (Lamouroux 1970). Las frecuentes truncaduras, señaladas por líneas de gravas o gravas con gravas soportadas lenticulares, en los depósitos sedimentarios de donde provienen estas microfacies 3 es un proceso clásico de rejuvenecimiento de los suelos rojos mediterráneos (Vallejo 1995). Hemos también incluido en estas microfacies 3, sedimentos con una fase postdeposicional -la decarbonatación- y los hemos interpretado como el registro sedimentario de etapas de erosión de suelos rojos en la superficie de la Sierra. Pero la mayoría de estas microfacies 3 muestran polifases indicativas de un enterramiento lento y reelaboración. Estas evoluciones postdeposicionales, principalmente carbonatación y decarbonatación de varias fases, ocurren en las cavidades. La ausencia de rasgos texturales establece un paralelo con los horizontes paleoargílicos de las regiones áridas y semiáridas (Fedoroff y Courty 1987a). Significativamente las geoformas con microfacies 3 muestran raramente zonación de microfacies, de manera que el cuerpo sedimentario muestreado exhibe una microestratigrafía homogénea.

Las microfacies 1 y 2 muestran una fase edáfica en su evolución postdeposicional. La evolución de las microfacies 2 de arena y limo rojo calcítico decarbonatado ha sido caracterizada por las modificaciones mecánicas criogénicas. Las microfacies 1 muestran el proceso mayor de la carbonatación y la decarbonatación parcial en el interior del perfil. La escasa incidencia de los procesos postdeposicionales indican sedimentaciones y enterramientos rápidos. Las microfacies 2 señalan procesos de sedimentación rítmicos en las que las aguas de fusión nival de la Sierra, formadoras de rasgos texturales eluviales como las costras deposicionales relativamente bien

lavadas, inundan las cavidades. La circulación de agua en las cavidades puede explicar la concentración en microláminas de micas en estas microfacies 2. Esta riqueza en componentes micácicos puede explicarse por la llegada de componentes eólicos a las vertientes de la Sierra cuestión que tendrá que confirmarse mediante investigaciones morfoescópicas. En estas facies 2 es clara la aparición de figuras sedimentarias ligadas a la crioturbación que ayudan a la estimación ombrotérmica de unas condiciones frías. La decarbonatación de estas microfacies señalan cierta humedad, pero consideramos que esta decarbonatación es un proceso heredado. Una intensidad de alteración fuerte de los fragmentos carbonatados de la FMG y la FG sin rasgos calcíticos muestra un enterramiento rápido. Además estos limos carbonatados también muestran los caracteres ópticos de la corrosión (Courty 1986).

Las microfacies 1 contienen el proceso mayor de la carbonatación en su evolución postdeposicional. Esta carbonatación es indicativa del régimen de la humedad más contrastado de todas las microfacies de la colección. Este régimen caracteriza los regímenes hídricos áridos y señalan que los procesos de humectación y desecación muestran una variabilidad extrema. Esto nos ha permitido distinguir en las microfacies 1: microfacies con una recarbonatación adquirida en la cavidad; otras microfacies 1 con procesos de redistribución en el interior del perfil; y microfacies 1 con un contenido en calcita y carbonatos como componentes, sin evolución postdeposicional. Esta variabilidad en estas microfacies señalan, por un lado enterramientos rápidos ya que registran una fase o como mucho dos fases de modificación postdeposicional. Y por otro, sedimentación discontinua ya que su sedimentación está sometida a las oscilaciones acusadas del régimen hídrico. Hemos estimado las condiciones de formación ombrotérmica de estas microfacies como frías o templadas, pero fundamentalmente son secas ya que estas oscilaciones en el régimen de la humedad señalada por la carbonatación-decarbonatación in situ muestran una escasa capacidad de retención hídrica de los sedimentos. Esta escasa capacidad de retención hídrica está señalada por la inundación discontinua de la cavidad y expresa la ausencia de formaciones vegetales densas en la vertiente de la Sierra. La expresión de procesos mecánicos como la formación de paellas gravitacionales en los procesos de formación de microfacies de arena limo marrón amarilla calcítica y carbonatada (F.1) también señalan el registro de estas condiciones secas o amplitud en las variaciones de la humedad para señalar al crioclastismo máximo. El carácter frío o templado es relacionada con la escasez de la actividad biológica, que en las microfacies de los perfiles de la Trinchera del Ferrocarril Oeste muestran abundancia de biomineralizaciones calcíticas (Jaillard 1984) características de formaciones vegetales herbáceas de suelos de estepas (Becze-Déak et al. 1997).

CONCLUSIONES GENERALES

11. CONCLUSIONES

Los registros sedimentarios de la Sierra de Atapuerca y el nivel J del Abric Romaní han sido tratados de acuerdo con la explotación de unas problemáticas generadas en el marco de investigación de cada proyecto. Las problemáticas geoarqueológicas y paleoetnográficas abordadas mediante el análisis de microfacies ha desarrollado:

1, en el registro sedimentario del nivel J del Abric Romaní, la distinción clave de procesos naturales y procesos culturales.

2, en el registro sedimentario de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca, la caracterización de los procesos sedimentarios y edáficos para la interpretación paleoambiental.

El análisis de las microfacies se ha formalizado con el uso de clasificaciones que pretenden sintetizar las descripciones y las interpretaciones para desarrollar modelos con un alto alcance sistemático. La construcción de estas clasificaciones de microfacies ha ocupado una gran parte de nuestra investigación doctoral, ya que su carácter sistemático se ha realizado mediante la elaboración de múltiples aproximaciones para comprobar su validez sistémica como clasificación natural (Hempel 1988). En la construcción de estas clasificaciones hemos tenido en cuenta también datos que provienen de la descripción del campo como los procedentes de la fracción muy gruesa y eventualmente el color. La economía generada por su carácter sintético y la posibilidad de uso durante las observaciones de campo hace de estas clasificaciones un útil de gran interés para mejorar la intervención y el registro arqueopaleontológico de los yacimientos muestreados.

Objetivos y resultados del análisis de microfacies del nivel J del Abric Romaní

La distinción entre procesos naturales y culturales registrados en el sedimento es actualmente un tema de gran potencial en la investigación geoarqueológica de yacimientos y paisajes. En el caso del Abric Romaní esta distinción contiene un doble interés ya que los procesos de registro ambiental y antrópico son extremadamente singulares.

Los resultados del análisis de las microfacies del nivel J ha identificado el origen dominante de los sedimentos en la cornisa travertínica; su transporte dominante mediante la gravedad y sus transformaciones postdeposicionales verticales y horizontales. La elaboración de un modelo, en el que se restituye el registro de la

humedad entre el subsistema relleno de pie de cornisa-suelo y el subsistema pared-cornisa del Abric, nos ha permitido emplazar 3 secuencias de intensidad de alteración en la microestratigrafía que contiene el nivel J. Cada secuencia de intensidad de alteración está formado por dos estratos-unidades microestratigráficas con litología diferenciada. Las dataciones U/Th situadas a base y a techo de la secuencia sedimentaria que contiene el nivel J está situada entorno los 49.3 ± 1.6 y los 50.4 ± 1.6 (Bischoff et al., 1988). Estos 1000 años que contienen las 3 secuencias de intensidad de alteración del nivel J indican que cada secuencia de intensidad de alteración tiene una duración de 300 años. La secuencia de intensidad de alteración descrita en la microestratigrafía del nivel J muestra como los procesos sedimentarios biológicos pueden caracterizar el sistema deposicional del nivel J. El control de los procesos de sedimentación por mecanismos biológicos es coherente con el registro polínico que muestra repentinas expansiones de taxones arbóreos en la zona polínica en la que se encuentra el nivel J (Burjachs y Julià 1994).

La caracterización y interpretación del registro sedimentario formado por procesos naturales ha sido formulado como una condición previa para la caracterización del registro antrópico en el sedimento (Stein y Rapp 1985). Hemos identificado 3 mecanismos, procesos sedimentarios antrópicos, mayores: la dispersión de sedimentos por circulación; la cobertura de sedimentos; y el desplazamiento de sedimentos. Además hemos contrastado la interpretación de los 3 procesos sedimentarios culturales mediante el análisis y la interpretación espacial del nivel Ja. Esto ha sugerido la formulación de un modelo de ocupación antrópico de larga duración de grupos humanos anteriores al hombre anatómicamente moderno. Esto nos ha permitido esbozar una perspectiva paleoetnográfica del nivel Ja mediante el estudio de las microfases sedimentarias, la caracterización del paleorrelieve y la distribución espacial del registro antrópico exógeno coordinado. Este modelo de interpretación espacial del paleolítico medio muestra que las ocupaciones del nivel J contienen actividades de mantenimiento y configuración del espacio ocupado muy parecidos al registro de yacimientos arqueológicos ocupados por el hombre anatómicamente moderno. Esto nos ha llevado a plasmar la conceptualización de los suelos de ocupación mediante la perspectiva geoarqueológica de los niveles arqueológicos.

Los objetivos y los resultados de la construcción de una colección de referencia de microfases de la Sierra de Atapuerca.

La construcción de esta colección es un proyecto de investigación seminal. Este carácter inicial se debe a la paradójica situación inicial en que se encuentran rellenos de entrada de cueva muestreados como Gran Dolina o Sima del Elefante después de más de veinte años de proyecto de investigación. De hecho, esta colección de referencia se nutre de los muestreos del yacimiento mesopleistocénico de Galería, para el cual ya hemos comentado que hemos desarrollado una investigación microestratigráfica (Vallverdú 1999). La caracterización mediante las microfases de las secuencias muestreadas de Gran Dolina es una aproximación de difícil desarrollo, aunque la hemos abordado con resultados y interpretaciones estimativos. Esta precaución surge de la posibilidad real de una redefinición de la estratigrafía de Gran

Dolina a medida que avance la excavación en extensión.

La clasificación de microfacies elaborada mediante los sedimentarios muestreados de la Sierra de Atapuerca tiene una aproximación clásica de los estudios geoarqueológicos dedicados a los yacimientos: es el de aportar una interpretación del paleoambiente y de la evolución paleogeográfica mediante el análisis de las microfacies. Este análisis de las microfacies se basa en la aplicación de contenidos de geociencias tales como la paleoedafología y la petrografía sedimentaria.

En nuestra investigación microestratigráfica inicial de Galería destacamos procesos sedimentarios registrados en los grupos de relleno II y III tales como la crioturbación o la formación de suelos en la entrada de cuevas expresada por procesos edáficos en la evolución postdeposicional. Estos procesos edafosedimentarios han sido ordenados para caracterizar y interpretar las microfacies sedimentarias establecidas en la clasificación. Hemos establecido 5 grandes grupos de microfacies: una microfacies engloba a depósitos sedimentarios de interior; y las 4 microfacies restantes pertenecen a depósitos con componentes sedimentarios derivados del exterior dispuestos en rellenos de entrada de cueva.

Nuestros resultados formalizan que los rellenos sedimentarios de entrada de cueva de la Sierra de Atapuerca registran procesos de formación paralelos a los que ocurren en la superficie de la Sierra. En este sentido hemos presentado la caracterización de algunas formaciones superficiales de la Sierra, unas secuencias sedimentarias cartografiadas como conos aluviales (Pérez González et al., 1995) y realizado un transec a través de la Sierra para describir las diferentes alteritas aflorantes en la ladera cretácica.

Además de la constitución de una colección de referencia de microfacies como complementario escalar de las observaciones de campo, los muestreos para la elaboración de esta colección también se han aprovechado para caracterizar la microestratigrafía de ciertas secuencias estratigráficas de los yacimientos de Galería y Gran Dolina.

Concretamente hemos desarrollado una aproximación microestratigráfica para el Estrato Aurora, en el techo de TD6 (Vallverdú et al., 2001), la microestratigrafía del contacto G.I y G.II., y la interpretación ambiental de los grupos de relleno de G.II y G.III de Galería (Pérez González et al., 1995).

1. La secuencia estratigráfica del Estrato Aurora tiene especial interés para contextualizar el microambiente de las ocupaciones humanas de *homo antecessor*. Este microambiente ha sido caracterizado como el de ocupaciones humanas durante fases glaciales del Pleistoceno Inferior entorno a un punto de agua permanente.

2. La microestratigrafía del contacto GI y GII ha sido detallada por tal de referenciar los procesos de registro ambiental y caracterización de la discordancia angular mediante las microfacies. La base de GII está caracterizada por una sedimentación microlaminar de facies organominerales en las que se registran procesos de formación de suelo una vez se produce la abertura de la sima de Trinchera Norte. Esta abertura es discutida en términos paleogeográficos como la expresión de la evolución de la

alterita de la superficie de la Sierra y el valle del Rio Pico. En el techo de G.I hemos discutido la formación *ex situ* de unas costras estalagmíticas. Estas costras estalagmíticas datadas (Grün y Aguirre 1987) señalan el contexto cronoestratigráfico de la entrada de facies de exterior en Galería. Esta discusión sobre el carácter redistribuido de las costras estalagmíticas datadas señala la necesidad de una reformulación de la cronoestratigrafía del techo de G.I Galería.

3. La interpretación ambiental de grupos de relleno II y III (G.II y G.III) de Galería (Pérez González et al., 1995) mediante el análisis de las microfacies señala a procesos sedimentarios bien diferenciados a escala microscópica. Los depósitos de desprendimiento de bloques y entrada de fangos de GII se han identificado procesos edafosedimentarios como la descarbonatación parcial y total y el empardecimiento que sugieren procesos sedimentarios lentos y de equilibrio. Mientras, los depósitos aluviales subterráneos y de desprendimiento de gravas de GIII son procesos edafosedimentarios erosivos y rápidos como la crioturbación. Estos procesos edafosedimentarios han servido para establecer un modelo de formación durante períodos glaciares para la secuencia de GIII y períodos interglaciares durante la formación de GII. Esta hipótesis cronoclimática se apoya con los resultados transdisciplinarios desarrollados en Galería (Rosas et al. 1999). La presencia de procesos sedimentarios y edáficos en cuevas durante períodos glaciares es abordada para caracterizar las discordancias entre G.II y G.III. La presencia de importantes erosiones en la continuidad sedimentaria en rellenos de cuevas parece ser que está relacionada con la proximidad de los frentes glaciares y su capacidad de arrastre durante las fases de deglaciación (Campy et al., 1994). Esta interpretación mediante el análisis de las microfacies de G.II y G.III de Galería se ha utilizado para esbozar un modelo de interpretación inicial de la secuencia de Gran Dolina. Este modelo propone simplificar la secuencia estratigráfica con facies de exterior o entrada, mediante el establecimiento de un ciclo con los dos medios de sedimentación evidenciados en G.II y G.III de Galería con geometrías y superficies más o menos conservadas según la naturaleza de sus contactos.

Finalmente, hemos emplazado la atribución ombrotérmica y el tipo de drenaje de la superficie del depósito las 5 microfacies en un modelo que considera las fases de confinamiento, pretectónicas, y las fases de abertura posttectónicas o carst rejuvenecido (Maire 1990). Este esquema permite emplazar las interpretaciones sobre el drenaje de la superficie del depósito y las estimaciones de la humedad de las microfacies 5 y 4 dentro de fases carst cerrado y las microfacies 3, 2 y 1 en los procesos de formación de microfacies de carst abierto. Este esquema emplazado en las secuencias de Gran Dolina y Galería nos ha permitido establecer al menos dos ciclos de formación de microfacies de carst abierto y carst confinado.

Aportaciones y perspectivas

La investigación y los resultados geoarqueológicos en los proyectos de intervención arqueopaleontológicos precisan de una clara definición de las problemáticas a trazar. Los resultados que suponen una aplicación empírica, en el sentido arqueométrico *sensu stricto*, no favorecen la transdisciplinariedad ni la interdisciplinariedad

necesaria para la colaboración del que podríamos denominar la interacción entre aproximaciones naturalistas y humanistas del registro arqueopaleontológico.

Nuestra corta experiencia personal postula la necesidad de la construcción de sólidos marcos interdisciplinarios y transdisciplinarios para dinamizar los procedimientos de investigación y análisis. Pensamos que es en este contexto donde hace falta emplazar los resultados presentados y discutidos en esta tesis doctoral. La posibilidad de disponer de un escenario bien delimitado para generar y resolver problemáticas nos ha permitido superar las dificultades de una aproximación geoarqueológica meramente mecanicista.

La aportación del estudio de los sedimentos a la discusión de los procesos naturales y antrópicos registrados en los yacimientos que forman parte de los proyectos de investigación del Àrea de Prehistòria de la Univeritat Rovira i Virgili se genera en este marco multidisciplinar. Nuestros resultados son largamente susceptibles de ser mejorados con la interacción de nuevas oportunidades para reconocer aspectos que no han sido resueltos por simple ignorancia, o han sido observados pero no han sido profundizados por las limitaciones de los objetivos de la tesis doctoral. Destaca la ausencia de un enfoque más global de la caracterización de los yacimientos tratados en esta tesis doctoral. Una síntesis de los procesos evidenciados en nuestra investigación en el Abric Romaní y en el complejo de yacimientos de la Sierra de Atapuerca podría ciertamente tener un interés. Pero este trabajo supone un desarrollo que no creemos oportuno por las diferencias en los objetivos presentados al inicio de este trabajo.

En los yacimientos de la Sierra de Atapuerca hemos aportado una aproximación generalista al registro sedimentario relacionado con el objetivo empírico de construir una colección de referencias de microfacies. Este planteamiento señala que nuestra investigación sobre las microfacies está en fase inicial y es más bien un esquema sistémico que necesita de diversas reubicaciones para mejorar su aplicación y implicación en el discurso interdisciplinar de las problemáticas del proyecto de investigación en la Sierra de Atapuerca. Este proceso esperamos poder realizarlo próximamente en la caracterización local de rellenos virtualmente inéditos como los de Dolina o Elefante.

Los resultados sobre el nivel J presentan una aportación con varios frentes fruto de la confluencia de un escenario transdisciplinar favorable a la formación de objetivos. Por un lado, la singularidad de las secuencias de sedimentación clástica de gravedad y de sedimentación bioquímica de la Cinglera del Capelló y sus relaciones con los registros globales marinos y glaciológicos del Pleistoceno Superior (Burjachs y Julià 1994), indica las posibilidades de plantear investigaciones de alta resolución paleoambiental en yacimientos arqueológicos continentales. Un segundo aspecto es nuestra aportación en el análisis de las microfacies antrópicas del nivel J. Esta aproximación es relativamente inédita en la investigación geoarqueológica española. Los resultados de las microfacies antrópicas se sitúan en el paradigma de la arqueología como sedimentología de M.B. Schiffer (Schiffer 1987). Sus connotaciones sistémicas han sido aplicadas a un contexto local como es el nivel J. Los resultados desarrollados mediante el análisis de las microfacies antrópicas, permiten obtener

pistas para interpretar el registro espacial y las actividades desarrolladas durante ocupaciones de larga duración de grupos de neandertales en el NE peninsular.

El tratamiento microestratigráfico del nivel J ha planteado construir un útil, la arqueosedimentología, para tratar de analizar acumulaciones densas y sobrepuestas de materiales antrópicos (palimpsestos) y resolver problemáticas estratigráficas no resueltas en el campo, como es por ejemplo la asignación estratigráfica de estructuras evidentes como las IACE. Esta aproximación geoarqueológica mediante la micromorfología a los suelos de ocupación ha contribuido a un análisis crítico de la documentación de campo basada en la retroalimentación entre las observaciones de campo y de laboratorio. El análisis de estructuras evidentes (suelo/s de ocupación/es, IACE) nos ha conducido hacia el lado latente de estas estructuras en forma de mecanismos-actividades. Este movimiento mediante la investigación del registro sedimentario antrópico ha permitido una retroalimentación con las observaciones de campo que esperamos que contribuya a mejorar la excavación y el registro de campo de los yacimientos.

Estos resultados muestran la necesidad de establecer mecanismos de verificación mediante el diseño experimental. Es cierto que hemos establecido un control de nuestras observaciones micromorfológicas, especialmente las antrópicas, mediante el desarrollo de una metodología escalar apoyada en el análisis arqueostratigráfico y espacial. Sin embargo la interacción entre el registro sedimentario y la arqueología experimental es una vía de investigación imperativa para mejorar la calidad del registro sedimentario como contenedor de información arqueológica (Stein y Rapp 1985). Esta interacción asegura pues una retroalimentación positiva entre la experimentación y el registro antrópico, y en definitiva el saber que hay que experimentar.

Finalmente emplazar el papel del análisis en la investigación arqueopaleontológica en un cuadro permanente de interacción con los hechos de campo (Leroi-Gourham 1982) y así profundizar las observaciones, plantear nuevas metodologías, mejorar los muestreos y las estrategias técnicas analíticas.

BIBLIOGRAFIA

A

- Abdessadok, S., Maâtouk, M., Laafar, S. y de Lumley, H. (1997). Approche sédimentologique et micromorphologique de l'ensemble stratigraphique CIII de la grotte du Lazaret (Nice, Alpes-Maritimes). *Quaternaire.*, 8, (2-3), 189-196.
- Adams, A. E., MacKenzie, W. S. y Guilford, C. (1997). *Atlas de rocas sedimentarias*. Masson., Barcelona. 106. pp.
- Adouze, F. (1987). Des modèles et des faits: les modèles de A. Leroi-Gourham et de L. Bindford confrontés aux résultats récents. *Bulletin de la Société Préhistorique Française.*, 84, (10-12), 343-352.
- Adouze, F. y Enloe, J. (1997). High resolution archaeology at Verberie; limits and interpretations. *World Archaeology. High Definition Archaeology.*, 29, (2), 195-207.
- Aguirre, E. (1989). Vertebrados del Pleistoceno continental. En: *Mapa del Cuaternario de España . Escala 1:1.000.000*. E. Lorente (ed.). ITGME, Madrid.
- Aguirre, E. (1995). Atapuerca y ciencias del Cuaternario. *Revista Española de Paleontología*, 10, (1), 58-82.
- Aguirre, E. (1998). El proyecto de Atapuerca. Propósito, estrategia y primeros resultados. En: *Atapuerca y la Evolución humana*. E. Aguirre (ed.). Centro de estudios Ramón Areces, Madrid, 15-48.
- Aguirre, E., Gil, E., Morales, J., Sese, C. y Soto, E. (1987). Situación bioestratigráfica de los yacimientos de Atapuerca e Ibeas. En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno Medio de Atapuerca*. E. Aguirre; E. Carbonell y J. M. Bermudez (ed.). Junta de Castilla y León,, 189-191.
- Aguirre, E. y Hoyos, M. (1992). Climate Record in Cave Deposits: the Atapuerca TD Case. En: *Start of Glacial*. G. J. Kukla y E. Went (ed.). Springer - Verlag, Heidelberg, 127 - 136.

- Allen, J. R., Brandt, U., Brauer, A., Hubbertens, H. W., Huntley, B., Keller, J., Negendank, J. F., Nowaczyk, J., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S. y Zolitschka, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400, (19 August), 740-743.
- Allue, E. (1994). Les chasseurs-cuilleurs de l'abri Romani (Capellades, Espagne) et leur environnement. L'analyse anthracologique de l'ensemble III (44.9 - 50.4 Ka BP). Université de Montpellier II, Montpellier, 60 pp.
- Allué, E., Boj, I. C., I.; Carbonell, E., Castro, Z., Cebrià, A., Díaz, R., Esteban, M., Gabarró, J. M., García-Antón, D., Huguet, R., Ibañez, N., Jové, A., Lorenzo, C., Ollé, A., Pastó, I., Pinto, A., Planes, C., Prats, J. M., Rodríguez, X. P., Rosell, J., Vallverdú, J., Vaquero, M., Vergès, J. M. y Zaragoza, J. (1993). Abric Romaní. Modelo paleo-etnográfico para el pleistoceno superior. *Revista de Arqueología*, 15, 6-15.
- Andel, T. H. y Tzedakis, C. (1996). European Palaeolithic landscapes: 140.000 - 30.000 years ago - A summary. Coloquium X: the origin of modern man. The colloquia of the XIII International Confress of Prehistoric and protohistoric Sciences. The Lower and Middle palaeolithic, (M. Piperno; O. Bar-Yosef y L. L. Cavalli-Sforza, ed.). Forli, 191-204.
- Arche, A. (1989). Análisis de facies y cuencas sedimentarias. En: *Sedimentología. Vol. I*. A. Arche (ed.). CSiC, Madrid, 13-49.
- Aristoteles. (1995). *Parties des animaux. Livre I*. GF-Flammarion, Paris. 123 pp.
- Arnold, R. W. (1983). Concepts of Soils and Pedology. En: *Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions*. L. P. Wilding; N. E. Smeck y G. F. Hall (ed.). Elsevier, Amsterdam, 1-21.
- Arsuaga, J. L., Gracia, A., Lorenzo, C., Martínez, I. y Pérez, P. J. (1999). Resto craneal humano de Galería /Cueva de los Zarpazos (Sierra de Atapuerca). En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología el yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Diez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 233-235.
- Arteaga, I., Angelucci, D. E., Carbonell, E., Courty, M. A. y Vallverdú, J. (en preparación). Microfacies and sedimentary environment of the Upper-Middle Palaeolithic Boundary at Abric Romani (Capellades, Barcelona).
- Asensio, I., González, M. J., González, J. A., Lozano, M. V. y Peña, J. L. (1994). Formas y procesos de ambientes fríos en la cordillera Ibérica y la submeseta sur. *Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. SEG. Granada. Pp. 119-146.

B

- Babel, U. (1975). Micromorphology of Soil Organic Matter. En: *Soil Components*.

- Organic Components*. J. E. Gieseking (ed.). Springer-Verlag, Berlin, 369-473.
- Baize, D. y Girard, M. C. (1995). Définition des horizons de référence. En: *Référentiel pédologique 1995*. D. Baize y M. C. Girard (ed.). INRA, Paris, 27-55.
- Baize, D. y Jabiol, B. (1995). *Guide pour la description des sols*. INRA., Paris. 375. pp.
- Bartroli, R., Cebrià, R., Muro, I., Riu, E. y Vaquero, M. (1995). *A frec de ciència. L'Atlas d'Amador Romani i Guerra*. Ajuntament de Capellades., Capellades. 232 pp.
- Bar-Yosef, O., Vandermeersch, B., Arensburg, B., Belfer-Cohen, A., Goldberg, P., Laville, H., Meignen, L., Rak, Y., Speth, J. D., Tchernov, E., Tillier, A. M. y Weiner, S. (1992). The excavations in Kebara Cave, Mt. Carmel. *Current Anthropology*, 33, (5), 497-550.
- Becze-Déak, J., Langohr, R. y Verrecchia, E. (1997). Small scale secondary CaCO₃ accumulation in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 76, 221-252.
- Benayas, J. (1997). Soil forming processes in the mediterranean environment. *Fourth European Intensive Course on Soil Micromorphology. II Application to Soil Micromorphology*. Granada. Pp. 42-60.
- Benayas, J., Alcalá del Olmo, B., Monturiol, F. y Guerra, A. (1991). Paleoprocesos edáficos en superficies pliocuaternarias del centro de España. *Suelo y Planta*, 1, 287-301.
- Bergadà, M. (1993). Aproximación experimental a la actividad postdeposicional de los lumbricidos sobre los niveles arqueológicos. *Arqueología espacial. Procesos postdeposicionales.*, 16-17., 363-369.
- Berger, J. F. (1991). Caractérisation des transformations des matières organiques en contexte archéologique. Approche méthodologique. INA P-G, Paris, 60 pp.
- Bertran, P. (1993). Deformation-Induced microstructures in soils affected by mass movements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 645-660.
- Bertran, P. (1994). Dégradation des niveaux d'occupation paléolithiques en contexte périglaciaire: exemples et implications archéologiques. *Paléo.*, 6, 285-302.
- Bertran, P. y Texier, J. P. (1995). Fabric Analysis: Application to Paleolithic Sites. *Journal of Archaeological Science*, 22, 521-535.
- Billaud, Y. (1982). Les paragenèse phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy. Université de Lyon, Lyon, 136 pp.
- Bindford, L. R. (1988). En busca del pasado. Descifrando el registro arqueológico. Crítica., Barcelona. 282 pp.

- Bindford, L. R. (1998). Hearth and home: the spatial analysis of ethnographically documented rock shelter occupations as a template for distinguishing between human and hominid use of sheltered space. *Proceedings of the XIII UISPP Congress*, Forli, ABACO, 229-239.
- Bischoff, J. L., Julià, R. y Mora, R. (1988). Uranium-Series Dating of the Mousterian Occupation at Abric Romani, Spain. *Nature*, 332, 68 - 70.
- Bischoff, J. L., Ludwing, K., Garcia, J. F., Carbonell, E., Vaquero, M. y Stafford, T. W. (1994). Dating of the basal Aurignacian Sandwich at Abric Romani (Catalunya, Spain) by Radiocarbon and Uranium-Series. *Journal of Archaeological Science*, 21, 541-551.
- Blackwell, B. (1993). Archaeochronology and scale. En: *Effects of Scale on Archaeological and Geoscientific Perspectives*. J. K. Stein y A. R. Linse (ed.). Geological Society of America, Boulder, Colorado., 39-58.
- Boiffin, J. y Bresson, L. M. (1987). Dynamique de formation des croûtes superficielles: apport de l'analyse microscopique. En: *Micromorphologie des sols. Actes de la VII Réunion Internationale de Micromorphologie des sols*. N. Fedoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty (ed.). AFES, Paris, 393 - 399.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., Labeyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, (365), 143-147.
- Bond, G. C. y Lotti, R. (1995). Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267, (267), 1005-1010.
- Bordes, F. (1975). Sur la notion de sol d'habitat en préhistoire paléolithique. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 72, 139-144.
- Bornand, M. (1978). Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Université des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 329 pp.
- Bornand, M. (1987). Transformations d'un cailloutis au cours du Quaternaire. Genèse des paléosols associés (Vallée du Rhône). *VII Réunion de Micromorphologie des Sols*, (N. Fedoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty, ed.). Plaisir - Grignon, AFES, 569-576.
- Bracco, J. P. (1994). Formation, déformations et informations d'une couche archéologique: La Roche à Travernat, Locus 1. *Préhistoire, Anthropologie Méditerranéennes*, 3, 25-37.
- Bravo, P. (2001). Análisis zooarqueológico y de los remontages del subnivel Ja del Abric Romani (Capellades, Barcelona). Universitat Rovira y Virgili, Tarragona, 177 pp.

- Bresson, L. M. (1987). Comportement hydrique d'un sol argileux acide. Étude aux différents niveaux d'organisation. *VII Réunion de Micromorphologie des Sols*, (N. Fédoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty, ed.). Plaisir - Grignon, AFES, 513 - 520.
- Brewer, R. (1964). *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley & Sons, New York, 470 pp.
- Brewer, R. y Sleeman, J. R. (1969). The arrangement of constituents in Quaternary Soils. *Soil Science*, 107, (6), 435-441.
- Brochier, J. E. (1983b). Bergeries et feux de bois néolithiques dans le midi de la France. Caractérisation et incidence sur le raisonnement sédimentologique. *Quatär.*, 33/34, 181-193.
- Brochier, J. É. (1999). Couche archéologique, sol archéologique et distributions spatiales: quelques réflexions (géo)archéologiques sur un vieux problème. En: *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. (ed.). Departament de Geografia. Universitat de Valencia., Valencia., 91-96.
- Broecker, W. S. (1994). Ocean circulation: an unstable superconveyor. *Nature*, 367, 414-415.
- Broughton, P. L. (1972). Secondary mineralization in the cavern environment. *Studies in Speleology*, 2, (5), 191-207.
- Buffon, J. C. (1905). De la manière d'étudier et de traiter l'Histoire naturelle. En: *Buffon. Extraits, discours, vues générales*. J. Calvet (ed.). Librairie V Ch. Poussielgue, Paris, 35-45.
- Bullock, P. (1985). The role of micromorphology in the study of Quaternary soil processes. En: *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. J. Boardman (ed.). John Wiley & Sons, Chichester, 45-68.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jonguerius, A., Stoops, G. y Tursina, T. (1985). *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications., Wolverhampton. 152 pp.
- Burjachs, F., Giralt, S., Riera, S., Roca, J. R. y Julià, R. (1996). Evolución paleoclimática durante el último ciclo glacial en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. *Notes de Geografia Física*, 25, 21-29.
- Burjachs, F. y Julià, R. (1994). Abrupt Climatic Changes during the Last Glaciation Based on Pollen Analysis of the Abric Romani, Catalonia, Spain. *Quaternary Research*, 42, 308 - 315.
- Burjachs, F. y Julià, R. (1996). Palaeoenvironmental Evolution during the Middle-Upper Palaeolithic Transition in the NE of Iberian Peninsula. En: *The Last Neandertals. The First Anatomically Modern Humans*. E. Carbonell y M. Vaquero

(ed.). Universitat Rovira i Virgili., Tarragona., 377-383.

Butzer, K. W. (1981). Cave Sediments, Upper Pleistocene Stratigraphy, and Mousterian Facies in Cantabrian Spain. *Journal of Archaeological Science*, 8, 133-183.

Butzer, K. W. (1989). *Arqueología. Una ecología del hombre*. Bellaterra, Barcelona. 345 pp.

C

Cáceres, I., Canyelles, J., Esteban, M., Giralt, S., González, F., Huguet, R., Ibañez, N., Lorenzo, C., Mata, M., Pinto, A., Revilla, A., Rosell, J., Santiago, A., Segura, E., Vallverdú, J. y Zaragoza, J. (1993). Estudi d'un exemplar de *Pantera Pardus* i un de *Panthera leo Spelaea* localitzats a l'Abric Romaní (Capellades, Anoia) i anàlisi de la problemàtica en aquest jaciment. *Estrat*, 6, 31-41.

Cacho, I. G., J.O.; Pelerejo, C.; Canals, M.; Sierro, F. J.; Flores, J.A. & Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, (6), 689-705.

Cailleux, A. (1946). Application de la pétrographie sédimentaire aux recherches préhistoriques. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, XLIII, (5-6), 182-191.

Callot, G., Mousain, D. y Plassard, C. (1985). Concentration de carbonate de calcium sur les parois des hyphes mycéliens. *Agronomie.*, 5, (2), 143 - 150.

Calzada, S. (1975). Desembocaba el río Anoia directamente en el mediterráneo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural.*, Especial Centenario I, 61-70.

Cammas, C. (1999). Dynamique pédo-sédimentaire urbaine. Modes de construction et d'occupation à Lattes au IVe s. av. n. è. *Lattara*, 12, 211-227.

Campbell, C. V. (1967). Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 7-26.

Campillo, D., Casanovas, A., Chimenos, E. y Nadal, J. (1999). Materiales paleolíticos y fragmento craneal humano de Agut-Romaní en la colección Vidal del Museu d'Arqueologia de Barcelona. *Complutum*, 10, 25-45.

Campy, M., Bintz, P., Evin, J., Laville, H. y Chaline, J. (1994). Sedimentary record in french karstic infillings during the last climatic cycle. *Quaternaire*, 5, (3-4), 157-163.

Canal, J. y Carbonell, E. (1989). *Catalunya paleolítica*. Patronat Francesc Eiximenis, Girona. 446 pp.

Canals, A. (1993). Méthode et techniques archéostratigraphiques pour l'étude des gisements archéologiques en sédiment homogène: application au complexe CIII de

- la Grotte de Lazaret, Nice (Alpes Maritimes)., Paris, 128 pp.
- Canals, A., Vallverdú, J. y Carbonell, E. (submitted). New Archaeo-stratigraphic data of the TD6 level in the site of Atapuerca (Spain) in relation to *Homo antecessor* (Lower Pleistocene).
- Canals, A. S., R.; Vaquero, M. Carbonell, E. (1996). Diachronical variation of the occupational strategies in Abric Romani. Levels H, I, and J. *Proceedings of the XIII UISPP Congress*, ed.). Forli., ABACO.
- Carbonell, E. (1998a). Cómo ocupaban la Sierra de Atapuerca los homínidos del Pleistoceno. En: *Los primeros pobladores de Europa: últimos descubrimientos y debate actual*. E. Carbonell; J. M. Bermúdez de Castro; J. L. Arsuaga y X. P. Rodríguez (ed.). Diario de Burgos-Caja de Burgos, Burgos, 11-44.
- Carbonell, E., Bermudez, J. M., Arsuaga, J. L., Diez, J. C., Rosas, A., Cuenca, G., Sala, R., Mosquera, M. y Rodríguez, X. P. (1995a). Lower Pleistocene Hominids and Artifacts from Atapuerca - TD6 (Spain). *Science*, 269, 826 - 830.
- Carbonell, E. y Castro - Curiel, Z. (1995). Wood pseudomorphs from level I at Abric Romani (Barcelona, Spain). *Journal of Field Archaeology*, 22, 376 -384.
- Carbonell, E. y Castro Curiel, Z. (1992). Palaeolithic Wooden Artefacts from the Abric Romani (Capellades, Barcelona, Spain). *Journal of Archaeological Science*., 19, 707-719.
- Carbonell, E., Cebrià, A., Allué, E., Caceres, I., Castro, Z., Diaz, R., Esteban, M., Ollé, A., Pasto, I., Rodriguez, X. P., Rosell, J., Sala, R., Vallverdu, J., Vaquero, M. y Vergés, J. M. (1996a). Behavioural and Organizational Complexity in the Middle Palaeolithic From The Abric Romani. En: *The Last Neandertals. The First Anatomically Modern Humans*. E. Carbonell y M. Vaquero (ed.). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 385 - 434.
- Carbonell, E., Cebrià, A., Esteban, A., Móra, R. y Parra, I. (1983). Aproximació crítica a l'estudi dels espais prehistòrics. *Estudis d'Història Agrària*, 3, 87-99.
- Carbonell, E., Cebrià, A., Rosell, J., Sala, R. y Vaquero, M. (1996b). Els conjunts III i IV de l'Abric Romaní de Capellades (campanyes 1988-1994). Una seqüència d'ocupacions del paleolític mitjà. *Tribuna d'Arqueologia*., 1994-1995., 27-38.
- Carbonell, E., Giralt, S., Márquez, B., Matín, A., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X. P., Sala, R., Vaquero, M., Vergés, J. M. y Zaragoza, J. (1995b). The lithotechnical assemblage of the Sierra de Atapuerca in the frame of the Iberian Middle Pleistocene. *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, (J. M. Bermúdez de Castro; J. L. Arsuaga y E. Carbonell, ed.). 2 Medina del Campo, Valladolid, Junta de Castilla y León., 445-555.
- Carbonell, E., Giralt, S. y Vaquero, M. (1994). Abric Romaní (Capellades, Barcelone,

- Espagne): une importante séquence anthropisée du Pleistocène Supérieur. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 91, (1), 47 - 55.
- Carbonell, E., Martínez, J., Móra, R. y Muro, I. (1986). Conceptos básicos en el análisis espacial. *Arqueología espacial. Coloquio sobre el microespacio.*, ed.). I, Seminario de Arqueología y Etnología Turolense., 33-42.
- Carbonell, E., Rosas, A. y Díez, J. C. (editores). (1999). *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoeología el yacimiento de Galería.*. Junta de Castilla y León. Valladolid. 379 pp.
- Carbonell, E. A., J.L.; Bermúdez, J.M^a.; Caceres, I.; Díez, J.C.; Fernández-Jalvo, Y.; Mosquera, M.; Rodríguez, X.P.; Rosell, J.; Sala, R.; Vallverdú, J. (1998b). *Homo Antecesor* y su medio natural. *Mundo Científico*, 192, (Julio/Agosto), 42-49.
- Carbonell, E. c. (1992). Abric Romani, nivell H: un model d'estratègia ocupacional al Plistocè superior mediterrani. *Estrat*, 5, 159-308.
- Castelletti, L. y Cremaschi, M. (1996). Colloquim VI. Micromorphology of Deposits of Anthropogenic Origin. *XIII Congress IUSPP. Section 3. Paleoecology*. Forlì., Abaco, 59-187.
- Catt, J. A. (1986). *Soils and Quaternary Geology*. Clarendon Press, Oxford. 267 pp.
- Catt, J. A. (1989). Relict properties in soils of the central and north-west european temperate region. *Catena. Paleopedology. Nature and Applications*, Supplement 16, 41-58.
- Caudwell, C. (1987). Étude expérimentale de la formation de micrite et sparite dans les stromatolithes d'eau douce à Rivularia. *Bulletin de la Société Géologique de France.*, 8, (2), 229-306.
- Chartres, C. J., Bresson, L. M., Valentin, C. y Norton, L. D. (1994). Micromorphological indicators of anthropogenically induced soil structural degradation. *Micromorphological Indicators of Anthropogenic Effects on Soils*, (L. Wilding y K. Oleshko, ed.). 6a 15th International Conference of soil Science, Acapulco, Mexico., ISSS, 206 - 228.
- Chenorkian, R. (1994). Étude spatiale en milieux de rejets. *Préhistoire, Anthropologie Méditerranéennes*, 3, 43-56.
- Cornwall, I. W. (1958). *Soils for the Archaeologist*. Phoenix House., London..
- Cortijo, E. L., L.; Elliot, M; Balbon E., Tisnerat, N. (2000). Rapid climatic variability of the North Atlantic Ocean and global climate: a focus of the IMAGES program. *Quaternaire Science Reviewa*, 19, 227-241.
- Courty, M. A. (1984). Formation et évolution des accumulations cendreuses: approche

- micromorfológica. Les influences méridionales dans l'Est et le Centre-Est de la France au Néolithique: le rôle du Massif Central. Actes du Colloque Interrégional sur le Néolithique. Le Puy, C.R.E.P.A., 341 - 353.
- Courty, M. A. (1986). Quelques faciès d'altération de fragments carbonatés en grottes et abris sous roche préhistoriques. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3-4, 281-289.
- Courty, M. A. (1990). Environnements géologiques dans le nord-ouest de l'Inde. Contraintes géodynamiques au peuplement protohistorique (Cassin de la Ghaggar - Saraswati -Chautang). Université de Bourdeaux I.
- Courty, M. A. (1992). Soil Micromorphology in Archaeology. *Proceedings of the British Academy*, 77, 39-59.
- Courty, M. A., Fédoroff, N. y Guilloché, P. (1987). Etude micromorphologique des sédiments archéologiques. En: *Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications*. J. C. Miskovsky (ed.). Association pour l'Étude de l'Environnement Géologique de la Préhistoire, Paris, 439-476.
- Courty, M. A., Goldberg, P. y Macphail, R. I. (1989). *Soils and Micromorphology in Archaeology*. Cambridge University Press, Cambridge. 344 pp.
- Courty, M. A., Goldberg, P. y Macphail, R. I. (1994a). Ancient People - Lifestyles and Cultural Patterns. *Micromorphological Indicators of Anthropogenic Effects on Soils*. (L. Wilding y K. Oleshko, ed.). 15th International Conference of Soil Science, Acapulco, Mexico, ISSS, 250-269.
- Courty, M. A., Marlin, C., Dever, L., Tremblay, P. y Vachier, P. (1994b). The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from the High Arctic (Spitsbergen). *Geoderma*, 61, 71-102.
- Courty, M. A. y Raynal, J. P. (1984). L'empreinte humaine sur les paléomilieux à l'échelle de l'unité morphologique ou à celle du gisement: le sédiment témoin des activités humaines. *Les influences méridionales dans l'Est et le Centre-Est de la France au Néolithique: le rôle du Massif Central*. Actes du Colloque Interrégional sur le Néolithique. Le Puy, C.R.E.P.A., 371 - 373.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. y Laplana, C. (1995). Análisis bioestratigráfico de los roedores del Pleistoceno medio del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos). En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología el yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Díez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 189-210.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. y Laplana, C. (1998). Importancia biocronológica y paleoclimática de los roedores en los yacimientos de homínidos del Pleistoceno Inferior y Medio de Atapuerca (Burgos). En: *Atapuerca y la Evolución humana*. E.

Aguirre (ed.). Centro de estudios Ramón Areces, Madrid, 75-96.

Cuenca-Bescós, G., Laplana, C. y Canudo, J. I. (1999). Biochronological implications of the Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) from the Lower Pleistocene hominid-bearing level of Trinchera Dolina 6 (TD6, Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 353-373.

Curmi, P. (1987). Sur la signification des revêtements complexes argileux et limoneux dans les sols lessives acides. *VII Réunion de Micromorphologie des Sols*, (N. Fédoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty, ed.). Plaisir - Grignon, AFES, 251-255.

Cuvier, G. (1992). Recherches sur les ossements fossiles de quadrupèdes. Discours préliminaire. G-F Flamarion, Paris. 189 pp.

D

Dalrymple, J. B. (1958). The application of soil micromorphology to fossil soils and other deposits from archaeological sites. *Journal of Soil Science*, 9, (2), 199-209.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Svelnbjornsdottir, A. E., Jouzel, J. y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from 250- yr core record. *Nature*, 364, 218-220.

Davidson, D. A., Carter, S. P. y Quine, T. A. (1992). An evaluation of micromorphology as an aid to archaeological interpretation. *Geoarchaeology*, 7, 55-65.

Davidson, D. A. y Shackley, M. A. (editores). (1976). *Geoarchaeology. Earth Science and the Past*. Vol. Duckworth. London.

Díez, J. C., Fernández -Jalvo, Y., Rosell, J. y Cáceres, I. (1999). Zooarchaeology and Taphonomy of Aurora Stratum (Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 623-652.

Douglas, L. A. y Thompson, M. L. (editores). (1985). *Soil Micromorphology and Classification*. Vol. 15. SSSA. Madison. 216 pp.

Duchaufour, P. y Souchier, B. (editores). (1984). *Edafología. 1. Edafogénesis y clasificación*. Vol. Masson. Barcelona. 493 pp.

E

Edwards, K. J. y Whittington, G. (2000). Multiple charcoal profiles in a Scottish lake: taphonomy, fire, ecology, human impact and inference. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164, 67-86.

Elf-Aquitaine. (1975). *Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Éléments d'analyse*. Elf-Aquitaine, Centres de Recherches de Bousens et de Pau. 173 pp.

Falgueres, C. (1986). Datation des sites acheléens et mousterien par la méthode la la Resonance Spin Electronique. MNHN, Paris, 345 pp.

F

Falguères, C., Bahain, J. J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J. L., Bermúdez, J. M., Carbonell, E., Bischoff, J. L. y Dolo, J. M. (1999). Earliest humans in Europe: the age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 343-352.

Farrand, W. R. (1975). Sediment analysis of prehistoric rock shelter: The Abri Pataud. *Quaternary Research.*, 5, 1-26.

Fedoroff, N. y Courty, M. A. (1989). Indicateurs pédologiques d'aridification. *Bull. Soc. géol. France*, 8, (1), 43-53.

Fedoroff, N. y Courty, M. A. (1987a). Morphology and distribution of textural features in arid and semi-arid regions. *VII Réunion de Micromorphologie des Sols*, (N. Fedoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty, ed.). Plaisir - Grignon, AFES, 213-220.

Fedoroff, N. y Courty, M. A. (1987b). Paleosols. En: *Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications*. J. C. Miskovsky (ed.). Association pour l'Étude de l'Environnement Géologique de la Préhistoire, Paris, 251-280.

Fedoroff, N., Courty, M. A., Lacroix, E. y Oleschko, K. (1994). Calcitic Accretion on indurated Volcanic Materials (Exemple of Tepetates, Altiplano, Mexico). *15th World Congress of Soil Science.*, ed.). Acapulco, 460-473.

Fedoroff, N., Courty, M. A. y Thompson, M. L. (1989). Micromorphological evidence of palaeoenvironmental change in Pleistocene and Holocene paleosols. En: *Soil Micromorphology. A Basic and Applied Science*. L. A. Douglas (ed.). Elsevier,, 653-655.

Fedoroff, N. y Eswaran, H. (1985). Micromorphology of Ultisols. En: *Soil Micromorphology and Soil Classification*. L. A. Douglas y M. L. Thompson (ed.). SSSA, Madison, 145-164.

Fedoroff, N. y Goldberg, P. (1982). Comparative micromorphology of two late Pleistocene paleosols (in the Paris bassin). *Catena*, 9, 227-251.

Fernandez Jalvo, Y. (1992). Tafonomia de microvertebrados de Dolina. Revisión de un estudio previo. En: *Evolución Humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*. J. M. Bermudez; J. L. Arsuaga y E. Carbonell (ed.). Junta de Castilla y León,, 167-201.

Fernández -Jalvo, Y., Díez, J. C., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E. y Arsuaga, J. L. (1996). Evidence of Early Cannibalism. *Science*, 271, 277-278.

Fernández -Jalvo, Y., Díez, J. C., Cáceres, I. y Rosell, J. (1999). Human cannibalism

- in the Early Pleistocene of Europe (Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 591-622.
- FitzPatrick, E. A. (1990). *Micromorfología de suelos*. Compañía editorial continental, S.A. de C.V., México. 476 pp.
- FitzPatrick, E. A. (1993). *Soil microscopy and micromorphology*. John Wiley and Sons., Chichester. 304 pp.
- Flicoteaux, R. y Lucas, J. (1984). Wathering of Phosphate Minerals. En: *Phosphate Minerals*. J. O. Nriagu y P. B. Moore (ed.). Springer-Verlag, Berlin, 292-317.
- Folk, R. L. (1951). Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal Sedimentary Petrology*, 21, 127-130.
- Foss, J. E., Timpson, M. E. y Morris, M. W. (editores). (1992). *Proceedings of the First International Conference on Pedo-Archaeology*. University of Tennessee. 210 pp.
- Freytet, P. (1990). Contribution a l'étude des tufs calcaires (édifices stromatolitiques) du bassin de Paris: les organismes constructeurs, aspects microscopiques. *Bulletin du centre de géomorphologie de Caen. Les tufs et travertins quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme, et des régions limitrophes.*, (F. Lecolle, ed.). 38 Actes du Colloque de Rouen. 14 Novembre de 1989, Centre de géomorphologie de Caen, 35 - 54.
- Freytet, P. y Verrecchia, E. (1989). Les carbonates du pourtour méditerranéen: microfaciès et milieux de formation. *Méditerranée*, 2-3, (2-3), 5-28.
- G**
- Gallardo, J., Perez Gonzalez, A. y Benayas, J. (1987). Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la Region del valle de Henares, alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98, 27-39.
- Gallart, F. (1980). Estudi geomorfològic del Penedès, sector Anoia i Riudebitlles. Universitat de Barcelona,, 250 pp.
- Gallart, F. (1981). Neógeno superior y Cuaternario del Penedès (Catalunya, España). *Acta geológica hispánica*, 16, (3), 151-157.
- Gallart, F. (1985). Nuevos datos sobre la terminación del relleno sedimentario en las fosas meridionales de los Catalánides: Depresiones de Reus-Valls y Penedès. *Acta Geológica Hispánica*, 20, (2), 141-144.
- Gallart, F. (1991). Estudi geomorfològic de la Conca d'Òdena. *Estrat*, 3, 9-45.
- García Antón, M. (1992). Paleovegetación del Pleistoceno Medio de Atapuerca a través del análisis polínico. *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, (J. M. Bermúdez de Castro; J. L. Arsuaga y E. Carbonell, ed.). 1 Medina

- del Campo, Valladolid, Junta de Castilla y León., 147-166.
- García Antón, M. (1995). Paleovegetación del Pleistoceno Medio de Atapuerca a través del análisis polínico. *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, (J. L. Arsuaga; J. M. Bermúdez de Castro y E. Carbonell, ed.). 1 Medina del Campo. Valladolid, Junta de Castilla y León. Consejería de Cultura y Turismo, 147-165.
- García Antón, M. (1999). Análisis polínico de las unidades GIII y GIV del yacimiento mesopleistoceno de Galería (Sierra de Atapuerca). En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoeología el yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Díez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 135-141.
- García de Pedraza, L. (1975). El clima de las cavernas como un invariante secular a través de los tiempos. *VII Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, ed.). Tarragona, 65 - 70.
- García, M. y Sainz, H. (1991). Pollen records from the Middle Pleistocene Atapuerca sites (Burgos, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85, 199-206.
- García Rodrigo, B. (1957). El valle del Anoya. *Memorias comisión Instituto Geológico Provincial*, XVI, 45 - 80.
- García-Antón, M. y Sainz, H. (1991). Pollen records from the Middle Pleistocene Atapuerca sites (Burgos, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85, 199-206.
- Gasche, H. y Önhan, T. (1983). Guide to Archaeostratigraphic Classification and Terminology: Definitions and Principales. *Journal of Field Archaeology*, 10, (3), 325-335.
- Gé, T., Courty, M. A., Matthews, W. y Watzek, J. (1993). Sedimentary Formation Processes of Occupation Surfaces. En: *Formation Processes in Archaeological Context*. P. Goldberg; D. Nash y M. D. Petraglia (ed.). Prehistory Press, Madison, 149 - 163.
- Gibbard, P. L., West, R. G., Zagwijn, W. H., Balson, P. S., Burger, A. W., Funnell, B. M., Jeffery, D. H., de Jong, J., van Kolfschoten, T., Lister, A. M., Meijer, R., Norton, P. E. P., Preece, R. c., Rose, J., Stuart, A. J., Whiteman, C. A. y Zalasiewica, J. A. (1991). Early and early middle Pleistocene correlations in the southern north sea basin. *Quaternary Science Reviews*, 10, 13-52.
- Gifford, D., Stewart, K. M. y Rybczynski, N. (1999). Human Activities and Site Formation at Modern Lake Margin Foraging Camps in Kenya. *Journal of Anthropological Archaeology*, 18, 397-440.
- Gifford, D. P. y Behrensmeier, A. K. (1977). Observed Formation and Burial of a Recent

- Human Occupation site in Kenya. *Quaternary Research*, 8, 245-266.
- Gil, E., Aguirre, E. y Hoyos, M. (1987). Contexto estratigráfico. En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno Medio de Atapuerca*. E. Aguirre; E. Carbonell y J. M. Bermudez (ed.). Junta ed Castilla y León,, 47-54.
- Giralt, S. y Julià, R. (1996). The Sedimentary Record of the Middle-Upper Palaeolithic transition in the Capellades Area (NE Spain). En: *The Last Neandhertals. The First Anatomically Modern Humans*. E. Carbonell y M. Vaquero (ed.). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona., 365 - 376.
- Goldberg, P. (1979). Micromorphology of sediments from Hayonim cave, Israel. *Catena*., 6, 157-181.
- Goldberg, P. (1980). Micromorphology in Archaeology and Prehistory. *Paleorient*., 6, 159-164.
- Goldberg, P. (1983). Application of micromorphology in archaeology. En: *Soil Micromorphology*. P. Bullock y C. P. Murphy (ed.). AB Academi Publishers, Berkhamsted, 139-150.
- Goldberg, P. (1992). Micromorphology, Soils and Arcaheological Sites. En: *Soils in Archaeology. Landscape Evolution and Human Occupation*. V. T. Holliday (ed.). Smithsonian Institution Press, Washington, 145-167.
- Goldberg, P. (2000). Micromorphology and site formation at Die Kelders Cave I, South Africa. *Journal of Human Evolution*., 38, 43-90.
- Goldberg, P. y Laville, H. (1991). Étude géologique des dépôts de la grotte de Kébara (Mont-Carmel): campagnes 1982-1984. En: *Le Squelette Moutérien de Kébara 2*. O. Bar Yosef y B. Vandermeersch (ed.). Editions du CNRS, Paris.
- Goldberg, P., Lev-Yadun, S. y Bar-Yosef, O. (1994). Petrographic Thin Sections of Archaeological Sediments: A New Method for Paleobotanical Studies. *Geoarcheology*, 9, (3), 243-257.
- Goldberg, P. y Nathan, Y. (1975). The Phosphate Mineralogy of et Tabum Cave, Mount Carmel, Israel. *Mineralogical Magazin*, 40, 253-258.
- Goldberg, P. y Whitbread, I. (1993). Micromorphological studies of Bedouin tent floors. En: *Formation Process in Archaeological Context*. P. Goldberg; D. T. Nash y M. D. Petraglia (ed.). Prehistory Press, Madison., 165-188.
- Gómez Gras, D. (1997). Estudi de les roques clàstiques amb el microscopi. En: *Atles d'associacions minerals en làmina prima*. J. C. Melgarejo (ed.). Edicions de la U.B. Fundació Bosch, Barcelona, 167-182.
- González, J. y Freeman, L. G. (1998). *Le paléolithique Inférieur et Moyen en Espagne*.

Jérôme Millon, Grenoble. 510 pp.

Greene, R. S. B., Chartres, C. J. y Hodgkinson, K. C. (1990). The Effects of Fire on the Soil in a Degraded Semi-arid Woodland. I. Criptogam Cover and Physical and Micromorphological Properties. *Australian Journal of Soil Research.*, 28, 755-777.

Grün, R. y Aguirre, E. (1987). Datación por ESR y po la serie de U, en los depósitos cársticos de Atapuerca. En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno Medio de Atapuerca*. E. Aguirre; E. Carbonell y J. M. Bermudez (ed.). Junta de Castilla y León,, 201-204.

Guerra, A. y Benayas, J. (1971). Phenomena of Iron Mobilization Overlying Buried Alfisols in some Soils of Central Spain. En: *Paleopedology. Origin, nature ansd dating of paleosols*. D. H. Yaalon (ed.). ISSS and IUP, Jerusalem, 283-292.

Guimerà, J. y Santanach, P. F. (1978). Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geológica Hispánica*, 13, (2), 33-42.

Guo, Z. T. (1990). Succession des paleosols et des loess du centre-ouest de la Chine: approche micromorphologique. Université Paris - 6, Paris.

H

Handel, T. H. v. (1997). Middle and Upper Palaeolithic environments and the calibrations of ^{14}C dates beyond 10.000 BP. *Antiquity.*, 72., (72.), 26-33.

Handel, T. H. v. y Tzedakis, C. (1996). European Palaeolithic Landscapes 140.000-30.000 Years Ago - A Summary. *XIII IUSPP Congress. Colloquim X.*, ed.). Forlí, ABACO, 251-275.

Hempel, C. G. (1988). Fundamentos de la formación de conceptos en ciencia empírica. Alianza Editorial, Madrid. 124 pp.

Herrero, J. y Porta, J. (1987). Gypsiferous soils in the north-east of Spain. *VII Réunion de Micromorphologie des Sols*, (N. Fédoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty, ed.). Plaisir - Grignon, AFES, 187-192.

Holliday, V. T. (editor). (1992). *Soils in Archaeology. Landscape Evolution and Human Occupation*. Vol. Smithsonian Institution Press. Washington.

Holliday, V. T., Ferring, C. R. y Goldberg, P. (1993). The scale of soil investigations in archaeology. En: *Effets of Scale on Archaeological and Geoscientific Perspectives*. J. K. Stein y A. R. Linse (ed.). Geological Society of America, Boulder, Colorado., 29-37.

Hoyos, M. y Aguirre, E. (1995). El registro paleoclimático Pleistoceno en la evolución del karst de Atapuerca (Burgos): el corte de Gran Dolina. *Trabajos de Prehistoria*, 52, (2), 31 - 45.

Hughes, P. J. y Lampert, R. J. (1977). Occupational Disturbance and Types of Archaeological Deposit. *Journal of Archaeological Science.*, (4.), 135-140.

Huijzer, A. S. (1993). Cryogenic microfabrics and macrostructures: interrelation, processes, and palaeoenvironmental significance. Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, 245 pp.

Humbert, L. (1976). Éléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Tome II. Technip, Paris.

I

Ibañez, J. J., González-Rebollar, J. L., García-Álvarez, A. y Saldaña, A. (1997). Los geosistemas mediterráneos en el espacio y el tiempo. En: *La evolución del paisaje mediterráneo en el espacio y el tiempo. Implicaciones en la desertificación*. J. J. Ibañez; B. L. Valero-Garcés y C. Machado (ed.). Geofoma, Logrono, 478.

Isaac, G. L. (1989). Chronology and the tempo of cultural change during the Pleistocene. En: *The archaeology of human origin*. B. Isaac (ed.). Cambridge University Press, New York, 33-76.

Isaac, G. L. (1997). Site Formation Processes. Introduction. En: *Koobi Fora. Plio-Pleistocene Archaeology*. G. L. Isaac y B. Isaac (ed.). Oxford University Press., New York, 237-238.

J

Jaillard, B. (1983). Mise en évidence de la cristallisation des cellules corticales des racines de graminées en milieu carbonaté. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 297, (II), 293 - 296.

Jaillard, B. (1984). Mise en évidence de la néogénèse de sables calcaires sous l'influence des racines: incidence sur la granulométrie du sol. *Agronomie*, 4, (1), 91 - 100.

Jenkins, D. A. (1994). Interpretation of interglacial cave sediments from a hominid site in North Wales: translocation of Ca-Fe-phosphates. En: *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. A. J. Ringrose-Voase y G. S. Humphreys (ed.). Elsevier, Amsterdam, 293-305.

Joly, J. (1976). Les systèmes de base de corniche en Bourgogne. En: *La Préhistoire française*. H. de Lumley (ed.). CNRS., Paris., 281-282.

Jonguerius, A. (1970). Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *Geoderma*, (4), 311-331.

Josa. (1985). Estudi conseqüencial dels sòls sobre les terrasses de l'Anoia. Universitat de Barcelona.

Julià, R. (1983). Travertines. En: *Carbonate Depositional Environments*. P. Scholle; D. Bebout y C. Moore (ed.). The American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, 64-72.

K

Kahle, C. F. (1977). Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation. *Sedimentology*, 24, (13), 413-435.

Karkanias, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P. y Weiner, S. (2000). Diagenesis in Prehistoric Caves: the Use of Minerals that Form *In Situ* to Assess the Completeness of the Archaeological Record. *Journal of Archaeological Science*, 27, 915-929.

Kroll, E. M. (1997). Lithic and Faunal distributions at eighth archaeological excavations. En: *Koobi Fora. Plio-Pleistocene Archaeology*. G. L. Isaac y B. Isaac (ed.). Oxford University Press., New York, 459-543.

Kroll, E. M. y Price, T. D. (editores). (1991a). *The interpretation of archaeological spatial patterning*. Vol. Plenum Press. New York. 315 pp.

Kroll, E. M. y Price, T. D. (1991b). Postscript. The End of Spatial Analysis. En: *The Interpretation of Archaeological Spatial Patterning*. E. M. Kroll y T. D. Price (ed.). Plenum Press., New York., 301-305.

Kubiena, W. L. (1952). *Claves sistemáticas de suelos*. CSIC, Madrid. 388 pp.

Kubiena, W. L. (1967). On the hypsometric change of morphology and micromorphology of terrestrial soils. *Anales de Edafología y Agrobiología*, XXVI, (1-4), 500-524.

Kukla, G. J. (1977). Pleistocene Land-sea correlation I. Europe. *Earth Science Review*, 13, 307-374.

Kwaad, F. J. P. M. y Múcher, H. J. (1994). Degradation of soil structure by welding - a micromorphological study. *Catena*, 253-268.

L

Lamouroux, M. (1970). Influence des alternances saisonnières sur la dissolution des roches carbonatées (en régions méditerranéennes). *Science du sol*, (1), 43-52.

Laville, H. (1973). Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord: étude sédimentologique de dépôts de grottes et sous abris. Université de Bordeaux, Bordeaux.

Le Ber, M. O.-D., L. (1987). Désagrégation des parois rocheuses et climats. Approche thermique et thermodynamique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 3, 147-159.

- Legros, J. P., Poch, R. M., Porta, J. y Védy, J. C. (1995). Sòls que comencen. En: *Biosfera*, 9. *Tundra i insularitat*. R. Folch (ed.). Fundació Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 204-210.
- Leighton, M. M. (1937). The significacie of profiles of weathering in stratigraphic archaeology. En: *Early man*. G. G. MacGurdy (ed.). J.P. Lippincott, New York.
- Leighton, M. V. y Pendexter, C. (1962). Carbonate Rock Types. En: *Classification of Carbonate Rocks*. W. E. Ham (ed.). American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, 33 - 61.
- Leroi-Gourham, A. (1982). Leçon inaugurale faite le vendredi 5 décembre de 1969. Collège de France. En: *Les racines du monde*. A. Leroi-Gourham (ed.). Pierre Belfond, Paris, 262-284.
- Leroi-Gourhan, A. (1976). Les structures d'habitat au Paléolithique supérieur. En: *La Préhistoire Française: Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France*. H. de Lumley (ed.). Editions du C.N.R.S., Paris, 656-663.
- Leroi-Gourhan, A. (1985). Las excavaciones y la doctrina de investigación. En: *La Prehistoria*. A. Leroi-Gourhan (ed.). Labor, Barcelona, 149-154.
- Letavernier, G. y Ozouf, J. C. (1987). La gélifraction des roches et des parois calcaires. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 3, 139-145.
- Limbrey, S. (1975). *Soil Science and Archaeology*. Academic Press., London. 383 pp.
- Louis, M. (1945). Pédologie et Prehistoire. *Bulletin de la Société Préhistorique Française.*, XLII, (Oct.-Déc.), 213-216.
- Lumley, H. d. y Boone, Y. (1976). Les structures d'habitat au Paléolithique moyen. En: *La Préhistoire française*. H. d. Lumley (ed.). CNRS, Paris, 644-655.
- Lyman, R. L. (1994). *Vertebrate Taphonomy*. Cambridge Universtity Press., Cambridge. 524 pp.

M

- Macphail, R. I., Courty, M. A., Hather, J. y Watez, J. (1997). The soil micromorphological evidence of domestic occupation and stabling activities. En: *Arene Candide: a functional and environmental assessment of the Holocene secuence. (Excavations Bernarbo' Brea-Cardini 1940-1950)*. R. Maggi (ed.). Memorie dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana, Roma, 53-88.
- Macphail, R. I. y Goldberg, P. (1999). The soil micromorphological investigation of Westbury Cave. En: *Westbury Cave. The Natural History Museum Excavation 1976-1984*. P. Andrews; J. Cook; A. Carrant y C. Stringer (ed.). CHERUB. Western

- Academic & Specialist Press Limited, 59-86.
- Made, J. v. d. (1998). Unglados de Gran Dolina, Atapuerca: nuevos datos e interpretaciones. En: *Atapuerca y la Evolución humana*. E. Aguirre (ed.). Centro de estudios Ramón Areces, Madrid, 99-109.
- Made, J. v. d. (1999). Unglates from Atapuerca TD6. *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 389-413.
- Made, J. v. d. (1999b). Artiodactyla del yacimiento mesopleistoceno de Galería (Sierra de Atapuerca). En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología del yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Diez. (editores). Junta de Castilla y León, Valladolid, 143-167.
- Maire, R. (1990). *La haute montagne calcaire*. Association Française de Karstologie - Association Française de Spéologie. 752 pp.
- Mangerud, J. (1991). The last interglacial/glacial cycle in northern Europe. En: *Quaternary landscapes*. L. C. K. Shane y E. J. Cushing (ed.). Belhaven Press, London, 38-75.
- March, R. J. (1996). L'étude des structures de combustion préhistoriques: une approche interdisciplinaire. *XIII IUSPP Congress. Colloquim IX.*, ed.). 5 Forlí, ABACO, 251-275.
- Martínez Molina, K. (1999). *Organización y funcionalidad de la producción lítica*. Universitat Rovira i Virgili., Tarragona.
- Martínez Molina, K. y Rando Moral, J. M. (2000). Organización espacial y de la producción lítica en el desarrollo de las actividades durante las ocupaciones del Paleolítico Medio. Nivel Ja del Abric Romaní. *3º Congreso de Arqueología Peninsular. Paleolítico da Península Ibérica.*, ed.). Il Porto, ADECAP.
- Martini, I. P. y Chesworth, W. (1992). Reflection on soils and paleosols. En: *Weathering, soils and paleosols*. I. P. Martini y W. Chesworth (ed.). Elsevier, Amsterdam, 3-16.
- Mattews, W. (1994). The imprint of living in a Mesopotamian city: questions and answers. En: *Whither Environmental Archaeology?* R. Luff y P. Rowley Conwy (ed.). Oxbow Books., Oxford., 171-212.
- Matthews, W., French, C. A. I., Lawrence, T., Cutler, D. F. y Jones, M. K. (1997). Microstratigraphic traces of site formation processes and human activities. *World Archaeology*, 29, (2), 281-308.
- Meignen, L. (editor). (1993). Un habitat du Paléolithique moyen sur les Grands Causses: l'abri des Canalettes (Nant, Aveyron). Monographies du CRA. Vol. 10. CNRS. Paris. 359 pp.

- Meignen, L. (1994). L'analyse de l'organisation spatiale dans les sites du paléolithique moyen: structures évidentes, structures latentes. *Préhistoire Anthropologie Méditerranéennes*, 3, 7 - 23.
- Melgarejo, J. C. (editor). (1997). *Atles d'associacions minerals en làmina prima*. Vol. Universitat de Barcelona i Fundació Folch. Barcelona. 1076 pp.
- Melgarejo, J. C., Fontan, F., Alfonso, P., Camprubí, A., Costa, F., Salvany, M. C., Sáez, G. y Arcas, A. (1997). Associacions minerals de roques fosfàtiques sedimentàries i dels seus derivats metamòrfics. En: *Atles d'associacions minerals en làmina prima*. J. C. Melgarejo (ed.). Edicions de la U.B. Fundació Bosch, Barcelona, 323-332.
- Mestour, B. (1996). Contribution a l'étude des mécanismes de mise en place et de l'évolution du Remplissage de la Baume-Bonne (Quinson, Alpes-de-Haute-Provence, France): Apports de l'analyse minéralogique et micromorphologique des dépôts phosphatés et des dépôts carbonatés. MNHN, Paris, 241 pp.
- Meyer, R. (1987). Paléoaoltérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. BRGM, Orleans. 163 pp.
- Miedema, R. (1997). Applications of Micromorphology of Revelance to Agronomy. *Advances in Agronomy*, 59., 119-169.
- Miskovsky, J. C. (1974). Le Quaternaire du Midi méditerranéen. Stratigraphie et paléoclimatologie d'après l'étude sédimentologie du remplissage des grottes et abris-sous-roche (Ligurie, Provence, Bas Languedoc, roussillon, Catalogne). Éditions du Laboratoire de Pléontologie Humaine et Préhistoire. Université de Provence., Marseille. 331 pp.
- Miskovsky, J. C. (1997). Paléoenvironnements de l'homme préhistorique d'après l'étude de karst et des remplissages de grotte et abris. *Quaternaire*, 8, (2-3), 319-327.
- Molina, E. y Pérez-González, A. (1989). Depresión del Duero. En: *Mapa del Cuaternario de España. Escala 1: 1.000.000*. E. Lorente (ed.). ITGME, Madrid.
- Mora, R. (1988). *El paleolítico Medio en Catalunya*. Universitat Autònoma de Barcelona,, pp.
- Mora, R., Carbonell, E., Cebrià, A. y Martínez, J. (1988b). Els sòls d'ocupació a l'abric Romaní (Capellades, Anoia). *Tribuna d'Arqueologia*, 1987 - 1988, 115 - 123.
- Mücher, H. J. y De Ploey, J. (1989). Sedimentary structures formed in eolian-deposited silt loams under simulated conditions on dry, moist and wet surfaces. En: *Soil Micromorphology. A Basic and Applied Science*. L. A. Douglas (ed.). Elsevier, Amsterdam, 155-160.
- Muro, I., Mora, R., Carbonell, E. y Cebria, A. (1987). Ensayo de interpretación del marco geomorfológico de un yacimiento del Paleolítico Medio Catalán: Abric

Romaní (Capellades, Anoià). *Cypsela*, VI, 125 - 131.

Murphy, C. P. (1986). *Thin section preparation of soils and sediments*. A B Academic Press, Berkhamsted. 149 pp.

N

Nichols, G. J., Cripps, J. A., Collinson, M. E. y Scott, A. C. (2000). Experiments in waterlogging and sedimentology of charcoal: results and implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164, 43-56.

Nicod, J. (1997). Les canyons karstiques. "Nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques" (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux). *Quaternaire*, 8, (2-3), 71-89.

Nuet i Badia, J. (1987). *Flòrula vascular de la muntanya dels Mollons (La Pobla de Claramunt, Anoià)*. Fundació Salvador Vives Casajuana., Barcelona.

O

Olive, M. y Taborin, Y. (1989). Nature et fonction des foyers préhistoriques. *Actes du Colloque International de Nemours. 12, 13, 14 mai de 1987*. (M. Olive y Y. Taborin, ed.). Nemours, APRAIF.

Ollé, A. (1996). Estructura litotècnica y patrons funcionals al Plistocè mitjà. El nivell TN2 (Complexde Galería, Sierra de Atapuerca, Burgos). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona.

Oppo, D. W., McNanus, J. F. y Cullen, J. L. (1998). Abrupt Climatic Events 540.000 to 340.000 Years Ago: Evidence from Subpolar North Atlantic Sediments. *Science*, 279, 1335-1338.

P

Parés, J. M. y Pérez-González, A. (1995). Paleomagnetic Age for Hominid Fossils at Atapuerca Archaeological Site, Spain. *Science*, 269, 830 - 832.

Parés, J. M. y Pérez-González, A. (1999a). Magnetostratigraphy and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca, Burgos. *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 325-344.

Parés, J. M. y Pérez-González, A. (1999b). Magnetostratigraphy and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 325-342.

Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P. Y. y Duplessy, J. C. (1986). Tyrrhenian sea tephrochronology of the Oxygen isotope record for the past 60.000 years. *Marine Geology*, 72, (72), 259-285.

- Pedraza, J. (1996). Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Madrid, Editorial Rueda. 414 pp.
- Pénaud, D. (1979). La paragenèse phosphatée de la grotte de l'Aragó (Pyrénées Orientales). Université de Paris VII, Paris, 162 pp.
- Pentecost, A. y Riding, R. (1986.). Calcification in Cyanobacteria. En: *Biomíneralization in lower plants and animals: systematics association*. B. S. C. Leadbeater y R. Riding (ed.). Clarendon Press., Oxford., 73 - 90.
- Pérez-González, A. (1982). El cuaternario de la región central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *I Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*, 717-740.
- Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M. J. y Ortega, A. I. (1995). Aproximación a la estratigrafía de Galería en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, (J. L. Arsuaga; J. M. Bermúdez de Castro y E. Carbonell, ed.). 1 Medina del Campo. Valladolid, Junta de Castilla y León. Consejería de Cultura y Turismo, 99-122.
- Pérez-González, A., Parés, J. M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Ortega, A. I. y Pinilla, A. (1999). Geología y estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En: *Atapuerca: ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Díez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 31 - 42.
- Perrenoud, C. (1993). Origine et mise en place des paragenèses phosphatées de remplissages karstiques quaternaires. Etude micromorphologique des sédiments de la Caune de l'Aragó (Tautavel, Pyrénées-Orientales) et de la Baume-Bonne (Quinson, Alpes-de-Haute-Provence). MNHN, Paris, 181 pp.
- Perrenoud, C. (1996). La phosphatogenèse de la Caune de l'Aragó (Tautavel, France). Approche micromorphologique. *XIII International Congress Of IUPPS. Proceedings. Section 3. Paleoecology.*, (C. Arias; A. Bietti; L. Castelletti y C. Peretto, ed.). Forli, ABACO, 369-376.
- Petraglia, M. D. (1992). Stone artifact refitting and formation processes at the Abri Dufaure, an Upper Palaeolithic site in southwest France. En: *Piecing Together the Past: Applications of Refitting Studies in Archaeology*. J. L. Hofman y J. G. Enloe (ed.). BAR International Series, Oxford, 163-178.
- Pettit, P. B. (1997). High resolution Neanderthals? Interpreting Middle Palaeolithic intrasite spatial data. *World Archaeology. High Definition Archaeology*, 29, (2), 208-224.
- Pobeguín, T. (1954). Contribution à l'étude des carbonates de calcium. Précipitation

du calcaire par les végétaux. Comparaison avec le monde animal. *Annales Sciences Naturelles. Botanique et Biologie végétale*, II, (15), 29 -109.

R

Rando Moral, J. M. (1999). Análisis espacial del registro arqueológico del subnivel Ja . Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Patrones conductuales de asentamiento en un nivel musteriense de 50.000 BP. Universidad Rovira y Virgili., Tarragona., 186. pp.

Renault, P. (1976). Les karstifications pendant le Quaternaire. En: *La Préhistoire française*. H. d. Lumley (ed.). CNRS, Paris, 192-200.

Rénault, P. (1986). *La formación de las cavernas*. Oikos-Tau, Barcelona.

Rigaud, J. P. (1994). L'évaluation contextuelle préalable à l'analyse de la répartition spatiale des vestiges. *Préhistoire, Anthropologie Méditerranéennes.*, 3, 39-41.

Rigaud, J. P. y Geneste, J. M. (1988). L'utilisation de l'espace dans la grotte Vaufrey. En: *La Grotte Vaufrey. Paléoenvironnement - chronologie - activités humaines*. J. P. Rigaud (ed.). Mémoires de la Société Préhistorique française, Paris, 593-612.

Rigaud, J. P., Simek, J. y Ge, T. (1995). Mousterian fires from Grotte XVI. *Antiquity.*, 69, 902-912.

Ripoll, E. y Lumley, H. (1965). El paleolítico Medio en Catalunya. *Ampurias*.

Rodríguez, J. (1997). Analisis de la estructura de las comunidades de mamíferos del Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca. Revisión de metodologías. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, pp.

Rosas, A. (1999). La dialéctica Norte-Sur en el Cuaternario Europeo. Atapuerca y la evolución de los ecosistemas ibéricos. *Patrimonio històrico*, 29, 148-155.

Rosas, A., Carbonell, E., Cuenca-Bescós, G., García, N., Fernández -Jalvo, Y., Made, J., Ollé, A., Parés, J. M., Pérez-González, A., Sanchez Marco, A., Sánchez, B. y Vallverdú, J. (1998). Cronología, bioestratigrafía y paleoecología del Pleistoceno medio de Galería (Sierra de Atapuerca, España). *Revista Española de Paleontología*, 13, (1), 71-80.

Rosas, A., Carbonell, E., Ollé, A., Perez Gonzalez, A., Vallverdú, J., Huguet, R., Caceres, I., Rosell, J., Sala, R., Mosquera, M., van der Made, J., Sanchez, A., Cuenca, G., Rodriguez, X. P. y Rodriguez, J. (1999). Contribucion del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca) al Cuaternario Iberico. En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología el yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Díez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 377-390.

Roselló, V. M., J. M. Panareda, Pérez, A. (1994). Manual de geografía física. Valencia,

Universitat de València. 438 pp.

Rosen, A. M. (1993). Microartifacts as a Reflection of Cultural Factors in Site Formation. En: *Formation Processes in Archaeological Context*. P. Goldberg; D. Nash y M. D. Petraglia (ed.). Prehistory Press, Madison, 141-148.

Rosignol-Strick, M. y Planchais, N. (1989). Climate patterns revealed by pollen and oxygen isotope records of a Tyrrhenian sea core. *Nature.*, 342, (23 November), 413-416.

Ruhe, R. V. (1969). Principles for dating edogenic events in the Quaternary. *Soil Science*, 398-401.

S

Salomon, J. N. (1997). Les influences climatiques sur la géomorphologie karstique: exemple des milieux tropicaux et arides. *Quaternaire*, 8, (2-3), 107-117.

Sánchez Marco, A. (1999). Implication of the avian fauna for paleoecology in the Early Oleistocene of the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution*, 37, (3/4), 375-388.

Schick, K. D. (1997). Experimental studies of site-formation processes. En: *Koobi Fora. Plio-Pleistocene Archaeology*. G. L. Isaac y B. Isaac (ed.). Oxford University Press., New York, 459-543.

Schiegl, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O. y Weinwe, S. (1996). Ash deposits in Hayonim and Kebara Caves, Israel: macroscopic, microscopic and mineralogical observations, and their archaeological implications. *Journal of Archaeological Science*, 23, 763-781.

Schiffer, M. B. (1972). Archaeological Context and Systemic Context. *American Antiquity*, (37), 156-165.

Schiffer, M. B. (1987). *Formation Processes of the Archaeological Record*. University of the New Mexico Press, Albuquerque. 428 pp.

Schiffer, M. B. (1995a). *Behavioral Archaeology. First Principles*. University of Utah Press, Salt Lake City. 289 pp.

Schiffer, M. B. (1995b). Toward the Identification of Formation Processes. En: *Behavioral Archaeology. First Principles*. M. B. Schiffer (ed.). University of Utah Press, Salt Lake City., 171-195.

Scudder, S. J., Foss, J. E. y Collins, M. E. (1996). Soil Science and Archaeology. *Advances in Agronomy.*, 57, 1-70.

Sese, C. y Gil, E. (1987). Los micromamíferos del Pleistoceno medio del complejo carstico de Atapuerca (Burgos). En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno Medio*

- de Atapuerca. E. Aguirre; E. Carbonell y J. M. Bermudez (ed.). Junta de Castilla y León,, 75-92.
- Sevilla, P. (1986). Estudio paleontológico de los Quiropteros del Cuaternario Español. Universidad Complutense, Madrid.
- Shahack-Gross, R., Bar-Yosef, O. y Weiner, S. (1997). Black-Couloured Bones in Hayonim Cave, Israel: Differentiating Between Burning and Oxide Staining. *Journal of Archaeological Science*, 24, 439-446.
- Shelley, D. (1975). *Manual of Optical Mineralogy*. Elsevier., Amsterdam. 239. pp.
- Simonson, R. W. (1954). Identification and Interpretation of Buried Soils. *American Journal of Science*, 252, (December), 705-732.
- Solé Benet, A. (1991). Micromorfología: Métodos y técnicas microscópicas aplicadas a la Arqueología. En: *Arqueología*. A. Vila (ed.). CSIC, Madrid., 21-43.
- Solé Benet, A., Julià, R. y Ballbé, E. (1988). Micromorfología y Mineralogía de un paleosuelo pleistoceno del Pla de Barcelona. *Acta Geològica Hispànica*, 23, (3), 197-207.
- Solé Sabarís, L. (1957). *Geografia de Catalunya*. Aedos, Barcelona.
- Solé Sabarís, L., Virgili, C. y Ripoll Perelló, E. (1957). Les matériaux quaternaires de la région pré-littorales aux environs de Capellades. *V Congrès International INQUA. Livret guide de l'excursion B1*. Madrid - Barcelona.
- Soltner, D. (1999). Les bases de la production végétale. Le climat: climatologie - pédologie - conservation des sols. Sciences techniques agricoles, Sainte-Gemmes-sur-Loire. 320 pp.
- Stapert, D. (1990). Middle palaeolithic dwellings: fact or fiction? Some applications of the ring and sector method. *Palaeohistoria*, 32, 1-19.
- Staski, E. y Sutro, L. D. (editores). (1991). *The ethnoarchaeology of refuse disposal*. Anthropological research papers. Vol. 42. Arizona State University. Arizona. 89 pp.
- Stein, J. K. (1992). *Deciphering a Shell Midden*. Academic Press, New York.
- Stein, J. K. y Rapp, G. (1985). Archaeological Sediments: a largely Untapped Reservoir of Information. En: *Contributions to Aegean Archaeology*. N. C. Wilkie y W. D. E. Coulson (ed.). Center for Ancient Studies. University of Minnesota, Minneapolis.
- Stevenson, M. C. (1991). Beyond the Formation Hearth-Associated Artifact Assemblages. En: *The Interpretation of Archaeological Spatial Patterning*. E. M. Kroll y T. D. Price (ed.). Plenum Press, New York., 269-299.
- Stoops, G. (1983). SEM and light microscopic observations of minerals in bogores of

the Belgian Campine. *Geoderma*, 30, 179-186.

Stoops, G. (1996). Complementari techniques for the study of thin sections of archaeological materials. *XIII IUPPS. Colloquium VI. Micromorphology of Deposits of Anthropogenic Origin.*, (L. Castelletti y M. Cremaschi, ed.). 3 Forli, Abaco, 175-181.

Stoops, G. (1997). Introduction to Soil Micromorphology. *IV European Intensive Course on Soil Micromorphology.*, ed.). Granada, University of Granada, 78.

Stoops, G. y Jonguerius, A. (1975). Proposal for a micromorphological classification in soil materials. I. A classification of related distribution of coarse and fine particles. *Geoderma.*, 13, 189-200.

T

Tarazona, M. T. (1984). Estudio florístico, ecológico y fitosociológico de los matorrales del sector ibérico-soriano. Universidad Complutense, Madrid, 355 pp.

V

Valentin, K. W. G. y Dalrymple, J. B. (1976a). The identification, lateral variation and chronology of two buried paleocatenas at Woodhall Spa and West Runton, England. *Quaternary Research*, 5, 551-590.

Valentin, K. W. G. y Dalrymple, J. B. (1976b). Quaternary Buried Paleosols: A Critical Reiew. *Quaternary Research*, 6, 209-222.

Vallejo, R. (1995). Sòls pobres, rogencs i bruns. En: *Biosfera*, 5. *Mediterrànies*. R. Folch (ed.). Fundació Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 27 -32.

Vallverdú, J. (1996). Microfacies des groupes de remplissage II et II de Trinchera Galeria (Sierra de Atapuerca, Espagne). XIII International Congress of Prhistoric and Protohistoric Sciences. Workshop 21. The archaeo-palaeontological sites of the Sierra de Atapuerca (Spain), ed.). II Forli, Abaco, 1247-1253.

Vallverdú, J. (1999). Microfacies y micromorfología de GII y GIII de Trinchera Galería. En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología el yacimiento de Galería*. E. Carbonell; A. Rosas y J. C. Diez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 43-54.

Vallverdú, J., Courty, M. A., Carbonell, E., Canals, A. y Burjachs, F. (2001). Les sédiments d'*Homo antecessor* de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne). Intérpretation micromorfpologique des processus de formation et enregistrement paléoenvironnemental des sédiments. *L'Anthropologie*, 105, 45-69.

Vaquero, M. (1992). Processos de canvi tecnològic al voltant del 40.000 BP. Continuitat o ruptura. *Estrat.*, (5), 9-156.

Vaquero, M. (1997). Tecnología lítica y comportamiento humano: organización de las

- actividades técnicas y cambio diacrónico en el Paleolítico medio del Abric Romani (Capellades, Barcelona). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 865 pp.
- Vaquero, M., Alegre, P., Galindo, E., Martínez, K., Martorell, S., Plana, X., Rando, J. M., García, D., Mallol, C. y Moran, N. (1997). Organización espacial de la producción lítica en un yacimiento del Paleolítico Medio: niveles I y J del Abric Romani (Capellades, Barcelona). *II Congreso de Arqueología Peninsular. El Paleolítico y Epipaleolítico.*, (R. d. Balbin y P. Bueno, ed.). Zamora, Fundación Rei Alfonso Henriques., 35-49.
- Vaquero, M., Garcia-Anton, D., Mallol, C. y Morant, N. (1998). L'organisation spatiale de la production lithique dans un gisement du Paléolithique moyen: le niveau Ja de l'Abric Romani (Capellades, Barcelona, Espagne). *XIII U.I.S.P.P. Congress Proceedings.*, ed.). Forli, Abaco, 777-782.
- Vergès, V. (1985). Dissolution and associated features of limestone fragments in a calcareous soil (lithic Calcixeroll) from Southern France. *Geoderma*, 36., 109 - 122.
- Verrecchia, E. F., P. (1989). Lexique des termes utilisés pour décrire les carbonates continentaux à l'échelle de la lame mince. *Méditerranée*, 2-3, 75-83.
- Verrecchia, E. P., Freytet, P., Verrecchia, K. E. y Dumont, J. L. (1995). Spherulites in calcrete laminar crust: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. *Journal of Sedimentary Research*, 165, (4), 690 - 700.
- Verrecchia, E. P. y Verrecchia, K. A. (1994). Needle - fiber calcite: a critical review and proposed classification. *Journal of Sedimentary Research.*, 64, (3), 650 - 664.
- Vidal, L. M. (1911). Abric Romani, Estació Agut, Cova de l'Or o dels Encantats. Estacions Prehistòriques de les èpoques musteriana, magdaleniana i neolítica a Capellades i Sta. Creu d'Olorde. *Ann. Ins. d'Estudis Catalans*, IV, 267 - 302.
- Viles, H. A. (1987). Blue-green algae and terrestrial limestone weathering on Aldabra Atoll: An SEM and ligh microscope study. *Earth surface processes and landforms*, 12, 467-473.
- Villa, P. (1977). Sols et niveaux archéologiques d'habitat du paléolithique inférieur en Europe et au Proche Orient. *Quaternaria.*, 19, 107-134.
- Villa, P. (1982). Conjoinable Pieces and Site Formation Processes. *American Antiquity*, 42, (2), 276-290.
- Villa, P. (1988). A propos d'analyse spatiale et de taphonomie. *Les nouvelles de l'archeologie*, 31, (Printemps 1988), 55-59.
- Villa, P. y Courtin, J. (1983). The Interpretation of Stratified Sites: A View from Underground. *Journal of Archaeological Science.*, 10, 267-281.

- Virgili, C. (1960). Estudio de los minerales pesados del cuaternario continental del litoral catalán. *Anales de Edafología y Agrobiología*, XIX, (XIX), 229-240.
- Vliet-Lanoë, B. v. (1976). Corrélation entre la présence de charbon de bois au sommet des paléosols et les dégradations climatiques. *Pédologie*, XXVI, 97.
- Vliet-Lanoë, B. v. (1985). Frost effects in soils. En: *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. J. Boardman (ed.). John Wiley and Sons., Chichester, 117-158.
- Vliet-Lanoë, B. v. (1986). Micromorphology. En: *La Cotte de St. brelade 1961-1978. Excavations by C.B.M. McBurney*. P. Callow y J. M. Cornford (ed.). Geobooks, Norwich, 91-96.
- Vliet-Lanoë, B. v. (1987). Dynamique périglaciaire actuelle et passée. Apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 3, 113-132.
- Vliet-Lanoë, B. v. (1997). Application of micromorphology in cenozoic geology and geomorphologie - temperate to cold environments. *Fourth European Intensive Course on Soil Micromorphology. II Application to Soil Micromorphology*. Granada. Pp. 165-175.
- Vliet-Lanoë, B. v. y Laurent, M. (1996). Micromorphological Analysis of Archaeological settlements on Granitic Shores, Armorican Massif, France: Menez Dregan (Finistère), La Cotte de Saint Brelade (Jersey) and Port Racine. Amorphous Clay Synthesis and its Implications for ESR and TL Datings. *XIII IUPPS. Colloquium VI. Micromorphology of Deposits of Anthropogenic Origin.*, (L. Castelletti y M. Cremaschi, ed.). Forlì., Abaco., 183-187.
- Vliet-Lanoë, B. v., Poch, R. M., Porta, J. y Gilarou, A. M. (1995). Sòls sempre glaçats. En: *Biosfera, 9. Tundra i insularitat*. R. Folch (ed.). Fundació Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 25 - 33.
- Voelker, A. H. L., Sarnthein, M., Grootes, P. M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M. J. y Schleicher, S. (1998). Correlation of mariner ¹⁴C ages from the nordic seas with the GISP2 isotope record: implication for radiocarbon calibration beyond 25 ka BP. *Radiocarbon*, 40, 514-534.

W

- Walker, M. J. C., Björck, S., Lowe, J. J., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K. L. y Wohlfarth, B. (1999). Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1143-1150.
- Waters, M. R. (1992). *Principle of Geoarchaeology. A North American Perspective*. The University of Arizona Press, Tucson. 398 pp.
- Wattez, J. (1988). Contribution à la connaissance des foyers préhistoriques par l'étude

des cendres. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 85, (10-12.), 352 - 366.

Wattez, J. (1990). Dynamique de Formation des Structures de Combustion de la Fin du Paléolithique au Néolithique Moyen. Approche Méthodologique et Implications Culturelles. Université de Paris I, Paris, 438. pp.

Wattez, J. y Courty, M. A. (1987). Morphology of Ash of some Plant Materials. *VII Réunion de Micromorphologie des Sols*, (N. Fedoroff; L. M. Bresson y M. A. Courty, ed.). Plaisir - Grignon, AFES, 677-683.

Wattez, J., Courty, M. A. y Mcphail, R. I. (1989). Burnt Organo-mineral Deposits Related to Animal and Human Activities in Prehistoric Caves. En: *Soil Micromorphology. A Basic and Applied Science*. L. A. Douglas (ed.). Elsevier, 431 - 439.

Watts, W. A., Allen, J. R. M. y Huntley, B. (2000). Palaeoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: a lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 15, 83-93.

Wilson, M. (1997). Étude sédimentologique et micromorphologique du Bau de l'Aubésieur, France. Université du Québec., Montréal., 196 pp.

Y

Yaalon, D. H. (editor). (1971). *Paleopedology. Origin, nature and dating of paleosols*. Vol. ISSS and IUP. Jerusalem. 357 pp.

Yaalon, D. H. (1983). Climate, Time and Soil Development. En: *Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions*. L. P. Wilding; N. E. Smeck y G. F. Hall (ed.). Elsevier, Amsterdam, 233-251.

Yar, B. y Dubois, P. (1999). *Les structures d'habitat au Paléolithique en France*. Éditions Monique Mergoil. 240 pp.

Z

Zazo, C., Goy, J. L. y Hoyos, M. (1987). Contexto geológico y geomorfológico. En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno Medio de Atapuerca*. E. Aguirre; E. Carbonell y J. M. Bermudez (ed.). Junta de Castilla y León, Valladolid, 41-46.

MÉTODOS Y TÉCNICAS

2. GEOARQUEOLOGÍA

La integración de métodos y técnicas, mediante problemáticas de investigación comunes entre la arqueología y las ciencias de la tierra, o geociencias, se ha formalizado mediante la disciplina denominada geoarqueología (Butzer 1989; Davidson y Shackley 1976; Waters 1992). Este desarrollo transdisciplinar de la investigación arqueológica se establece por el origen común de ciencias naturales y sociales, y la diferenciación de dominios de problemáticas específicas. De esta forma transdisciplinas como la geoarqueología han ido adquiriendo una parcela dentro del continuo del conocimiento arqueológico. Esta fundación de la geoarqueología acompaña un movimiento de institucionalización basado en la definición de preguntas y respuestas arqueológicas derivadas de la aplicación dialéctica, o cada vez menos mecánica, interdisciplinar.

La geoarqueología está fundamentalmente desarrollada por geólogos, geógrafos físicos, y en menor medida edafólogos. Esta especialización de base en la formación de los geoarqueólogos ha sido el itinerario del desarrollo institucional de las disciplinas científicas. De esta manera, podemos reconstruir nexos temporales muy estrechos de la institucionalización entre geociencias y arqueología prehistórica (Cuvier 1992). El avance y los saltos en el conocimiento arqueológico han requerido una importante discusión dialéctica entre las problemáticas arqueológicas y las transdisciplinares. Este acercamiento a las problemáticas arqueológicas de las geociencias ha producido una reformulación y desarrollo de disciplinas como la geoarqueología y la zooarqueología.

La geoarqueología de esta manera interviene en la diferenciación académica de la arqueología, según la estructura académica y científica de cada país. Pero su desarrollo contiene dos bifurcaciones bien marcadas en el tiempo, que permiten ordenar la zona de interacción entre geociencias y arqueología prehistórica (figura 2.1):

- 1.- el dominio de solapamiento entre la arqueología prehistórica y las geociencias originado durante la institucionalización de la arqueología prehistórica. Esta interacción permite una importante modificación de las geociencias hacia el estudio

de formaciones superficiales (Cailleux 1946). El desarrollo de conocimientos sobre la paleogeografía y la estratigrafía regionales del Cuaternario, donde se inserta el estudio de sistemas deposicionales muy particulares como rellenos a pie de cornisas y cuevas. Este interés hacia el cuaternario recibe escasa atención en el itinerario curricular, y la especialización del geoarqueólogo se realiza fundamentalmente durante el tercer ciclo.

2.- el dominio de solapamiento entre la arqueología y las geociencias originado durante la formación de transdisciplinas en arqueología. Esta interacción está constituida por la aparición de métodos y técnicas de las geociencias para caracterizar la interpretación arqueológica. De esta manera, podemos considerar la institucionalización de la geoarqueología en los itinerarios curriculares de segundo ciclo de las estructuras académicas. Los objetivos de este dominio de conocimiento se centran en la noción del hombre como agente geomórfico. La interacción ya no es entre geociencias y arqueología prehistórica sino que afecta a toda la arqueología (Gasche y Önhan 1983).

Este movimiento trazado en la interacción entre geociencias y arqueología nos sitúa en la discontinuidad de objetivos derivados del carácter acumulativo del conocimiento científico. Entre la geoarqueología implicada en la institucionalización de la arqueología prehistórica y la geoarqueología implicada en la caracterización de la antropización existe un importante salto conceptual y técnico.

La geoarqueología además de ocupar parte del espacio de investigación derivado de la caracterización paleoecológica y ambiental del yacimiento y la región, ha incorporado técnicas para validar la interpretación antrópica mediante el registro sedimentario. La contrastación de la antropización tradicionalmente se ha realizado a partir del estudio del registro antrópico y su análisis contextual. El análisis contextual, más interesado en el yacimiento que en los objetos (Butzer 1989), se ha apoyado principalmente en los resultados de las investigaciones sobre la distribución espacial, la arqueostratigrafía y más recientemente los remontajes (Petraglia 1992). Así, podemos entrever una zona de solapamiento entre técnicas arqueológicas y técnicas de las geociencias para articular resultados geoarqueológicos. De esta forma, nuestra investigación del nivel J del Abric Romaní va a centrarse en la confrontación entre los resultados del análisis microscópico en lámina delgada y la distribución espacial y estratigráfica del registro coordinado. Esta confrontación pretende establecer una metodología de aproximación multiescalar al registro antrópico y natural del nivel J (figura 2.2).

Ciencias del suelo y geoarqueología

El análisis de la contribución de las ciencias del suelo en la investigación arqueológica indica un aumento de su participación muy sincrónicamente relacionado con la fundación de la geoarqueología. Esta participación está discutida por Holliday y otros (Holliday et al., 1993). Esta discusión propone otorgar a las ciencias del suelo, entre todas las geociencias, una escala de investigación y objetivos muy próxima a la geoarqueología. Sin embargo, esto contrasta con la incorporación relativamente tardía de los estudios de las ciencias del suelo en arqueología (Cornwall 1958; Limbrey

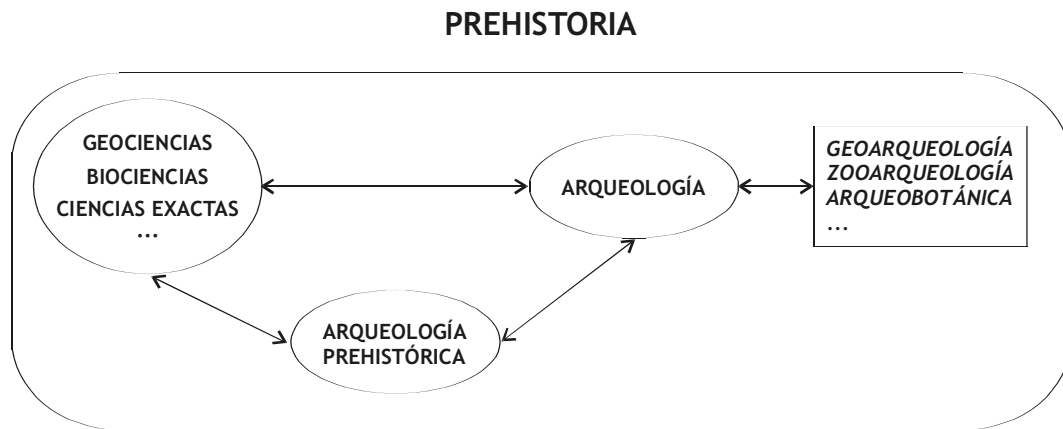


Figura 2.1. Interacción de dominios de conocimiento y Prehistoria.

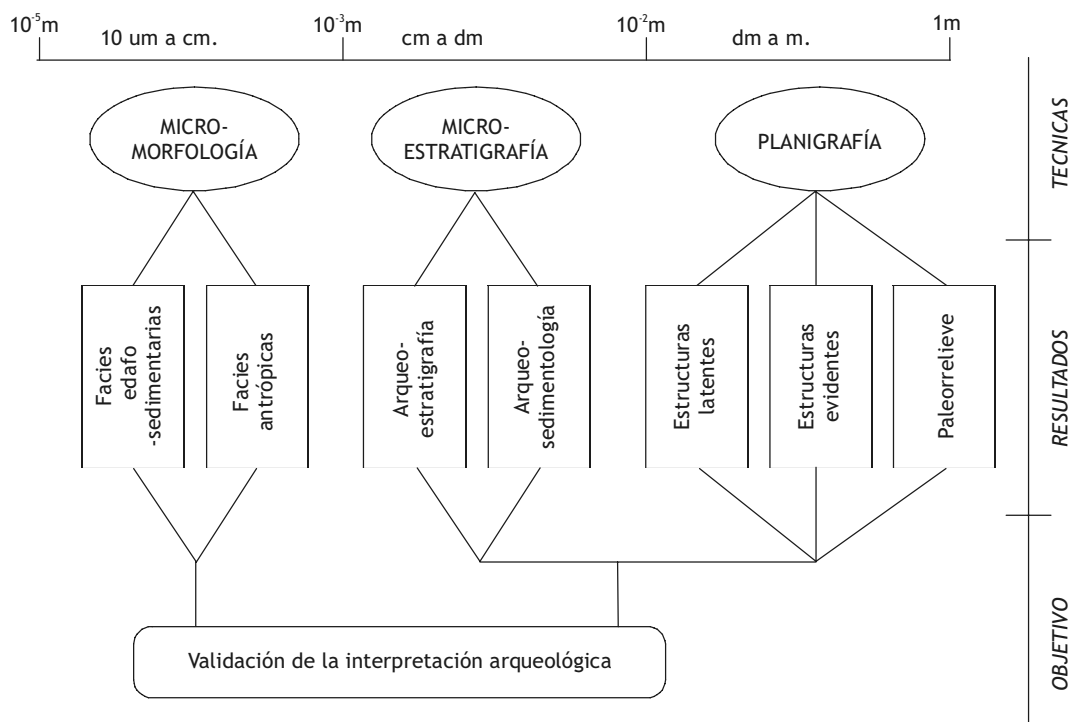


Figura 2.2. Principales técnicas de análisis y escala espacial, resultados y objetivo de la aproximación geoarqueológica desarrollada en el nivel J del Abric Romaní.

1975). En arqueología prehistórica, la interacción con las ciencias del suelo la podemos enraizar con el desarrollo de las geociencias (Louis 1945). Esta interacción se realizó mediante las investigaciones principalmente de paleosuelos de contextos arqueológicos, considerados marcadores estratigráficos en los yacimientos arqueológicos (Catt 1986; Leighton 1937) y formadores de la evolución del paisaje regional (Dalrymple 1958; Simonson 1954). Pero ha sido el desarrollo de los estudios sobre el impacto humano en el paisaje y en el registro sedimentario de los yacimientos el que ha producido este solapamiento tan pronunciado entre las de las ciencias del suelo y la arqueología. La micromorfología de suelos ofrecía la posibilidad de operar en el registro sedimentario con la distinción analítica de las modificaciones humanas (Dalrymple 1958). Además, las ciencias del suelo y la micromorfología recogen en sus aplicaciones la actividad humana en sus investigaciones (Chartres et al., 1994; Jonguerius 1970). Esta interacción entre ciencias del suelo y arqueología se ha desarrollado más en Estados Unidos mediante la formulación de propuestas transdisciplinares como la edafoarqueología (Foss et al., 1992; Scudder et al., 1996).

Micromorfología de suelos y sedimentos arqueopaleontológicos

La micromorfología de suelos es la observación mediante el microscopio polarizante de la organización y los componentes del suelo, mediante láminas delgadas fabricadas a partir de muestras sin perturbar, y eventualmente completada con observaciones de los bloques pulidos. La micromorfología fue pensada para completar la experimentación o la observación de campo de aspectos relativos a la génesis y el funcionamiento de los suelos (Bullock 1985; Fédoroff et al., 1994; Miedema 1997). La descripción micromorfológica está estandarizada y actualmente se realiza con el sistema aparecido en 1985 (Bullock et al., 1985). Para la interpretación arqueológica existe un referencial en la que se recoge sus principios de base y principales aplicaciones en arqueología de la micromorfología de suelos (Courty et al., 1989). Obviamente para la investigación de suelos y sedimentos arqueológicos en lámina delgada hay que añadir los referenciales principalmente de las ciencias del suelo, la petrografía sedimentaria y la mineralogía (Adams et al., 1997; Douglas y Thompson 1985; Elf-Aquitaine 1975; FitzPatrick 1990; FitzPatrick 1993; Freytet y Verrecchia 1989; Gómez Gras 1997; Leighton y Pendexter 1962; Verrecchia 1989). Los detalles de la preparación de muestras y construcción de láminas delgadas están regidos según la especificidad de las muestras siendo recomendable espesores no superiores a 25 micras (Brewer 1964; Courty et al., 1987; Murphy 1986). Su generalización se ha producido con la aparición de materiales para favorecer la impregnación y la fabricación de láminas de tamaño apto para la investigación de los caracteres micromorfológicos (12 x 6 cm) (Courty et al. 1987; Goldberg 1980; Goldberg 1983; Miedema 1997; Solé Benet 1991).

En el estudio de sedimentos arqueopaleontológicos la micromorfología puede considerarse un análisis de base, dentro de la cadena escalar de otros análisis de componentes orgánicos y minerales. Pero es necesario señalar su posición intermedia en la cadena escalar del registro sedimentario, que abarca desde las observaciones de campo hasta los microanálisis. La aplicación de análisis sedimentarios a componentes separados provenientes de muestras perturbadas en los yacimientos arqueológicos

(Courty et al. 1989), y especialmente prehistóricos (Farrand 1975; Goldberg y Laville 1991; Laville 1973; Miskovsky 1974), han precisado generalmente del apoyo morfoescópico. Esta caracterización morfoescópica es complementaria a la caracterización elemental, molecular y substancial, y en parte ha sido promovida por la importancia de los componentes antrópicos y paleobiológicos evidenciados en los rellenos arqueológicos (Brochier 1983b; Goldberg 1979; Schiegl et al., 1996; Wattez y Courty 1987). El estudio de los sedimentos mediante láminas delgadas de muestras no perturbadas facilita la comprensión del registro sedimentario ya que mantiene la organización espacial de los componentes sedimentarios minerales y orgánicos. Sin embargo, sea la necesidad de determinar cuantitativamente algunos de los componentes o las limitaciones del poder de separación de la microscopía óptica, por ejemplo para los fosfatos, una investigación geoarqueológica exhaustiva necesita del tratamiento de muestras perturbadas y seleccionadas (Jenkins 1994; Mestour 1996; Perrenoud 1996).

La utilización de láminas delgadas de gran formato, tal como se recomienda para el estudio de horizontes edáficos (FitzPatrick 1990; FitzPatrick 1993), concuerda con una aproximación edafosedimentaria a las formaciones superficiales y a los rellenos de cueva de la Sierra de Atapuerca. Denominamos edafosedimentos al continuo que engloba los sedimentos, los suelos y los sedimentos derivados de suelos que determinamos durante el análisis de las muestras en láminas delgadas. La articulación entre arqueología prehistórica y paleosuelos es una vía de desarrollo de gran interés para las ciencias de la Tierra, el Cuaternario y la Paleoecología humana, con buenos ejemplos en medios sedimentarios loésicos en la que existen la intercalación de paleosuelos y ocupaciones pleistocenas (Catt 1986; Fédoroff y Courty 1987b). Sin embargo, en sedimentos de cueva esta aproximación edafosedimentaria es más singular y ha sido diseñada para caracterizar la colección de referencia de sedimentos de la Sierra de Atapuerca. Planteamos superar un límite que en la naturaleza de los depósitos estratigráficos no existe. Así consideramos que los rellenos de cueva de la Sierra de Atapuerca son muy próximos a las formaciones superficiales de la Sierra. En el yacimiento de Galería, Pérez-González et al. (1995; 1999) caracterizan los grupos de relleno II a VI por su origen exocárstico. Otra línea de evidencia que indica la interacción entre el exterior de la Sierra y los rellenos de la Trincheras del Ferrocarril está presente en la misma evolución de la ladera cretácica de la Sierra y la formación de simas, conductos verticales. A medida que se rellenan de sedimentos, estos materiales registran procesos de evolución superficial y subsuperficial edáficos y diagenéticos. Estos rellenos cercanos a la entrada de la cueva no representan el microhábitat húmedo y sin oscilación térmica que caracterizan las cuevas profundas (García de Pedraza 1975). Los rellenos de Gran Dolina y Galería los consideramos más bien como formaciones superficiales, registros sedimentarios que junto las terrazas fluviales (Bornand 1978), constituyen un preciado y singular archivo de la paleogeografía y el paleoambiente del cuaternario español (Carbonell 1998b; Rosas 1999).

Acotando los resultados micromorfológicos a los estudios de yacimientos arqueopaleontológicos podemos indicar una discontinuidad en el tratamiento del registro sedimentario fundamentada en la singularidad de los sedimentos

antropogénicos respecto a los sedimentos naturales (Butzer 1989; Courty 1992; Schiffer 1987):

1. Micromorfología de suelos y sedimentos arqueológicos que registran los procesos de formación naturales. Los resultados tratan de la formación y evolución postdeposicional del registro sedimentario de los yacimientos; suponen una continuación de la intervención geoarqueológica para la caracterización paleoecológica de las secuencias estratigráficas de la sedimentología tradicional y los estudios del cuaternario regional. La micromorfología es especialmente apta para la determinación de suelos, sedimentos derivados de suelos y sedimentos, pero especialmente paleosuelos (Dalrymple 1958; Fédoroff y Courty 1987b; Fédoroff y Goldberg 1982; Goldberg 1992; Solé Benet et al., 1988). De esta forma, la micromorfología interviene en la cadena de análisis para la caracterización de los sistemas deposicionales (origen, medio de transporte y evolución postdeposicional), y la cronología relativa de especialmente de yacimientos pleistocenos (Abdessadok et al., 1997; Bertran 1994; Courty 1986; Goldberg 2000; Vliet-Lanoë 1986). Con la pérdida de peso de cuaternaristas en la modelación cronoestratigráfica de las secuencias sedimentarias por el avance de las técnicas radiométricas, algunos geoarqueólogos se han centrado en los procesos de formación y deformación del registro sedimentario y arqueológico (Bertran 1994). Sin embargo, la interpretación paleoambiental, surgida de la interpretación de microfácies o de observaciones de campo, puede orientar la contextualización de resultados radiométricos de secuencias con importantes incertidumbres, especialmente para el Pleistoceno (Blackwell 1993; Vallverdú 1999). También, la caracterización micromorfológica de los sedimentos puede contribuir al estudio contextual de los sistemas sedimentarios para evaluar la puesta a zero de minerales, o estimar la evolución de la humedad para modelizar la absorción de radionúcleos en cronoestratigrafía ESR, TL y U/Th (Vliet-Lanoë y Laurent 1996).

2. Micromorfología de suelos y sedimentos arqueológicos de formación antrópica, antropogénicos. Los resultados tratan de establecer las actividades humanas formadoras de sedimentos. La identificación y análisis de estos sedimentos forman el cuerpo de materiales considerados como el núcleo de trabajo del geoarqueólogo (Stein y Rapp 1985). La micromorfología de suelos y sedimentos antropogénicos se ha abordado mediante la experimentación (Bergadà 1993; Davidson et al., 1992; Goldberg y Whitbread 1993; Wattez 1988), y la acumulación empírica que ha permitido la formación de un referencial de microfábricas de depósitos antropogénicos y paleobiológicos (Cammis 1999; Courty et al., 1994a; Gé et al., 1993; Macphail et al., 1997; Matthews et al., 1997; Wattez 1990; Wattez et al., 1989). Esta aproximación ha sometido las observaciones estratigráficas de campo y su análisis a una contrastación para determinar las implicaciones sobre las ocupaciones humanas y su modo de registro sedimentario. Ha abierto una fuente de información para la experimentación etnoarqueológica y una conexión con la microarqueología (Goldberg et al., 1994; Matthews 1994; Rosen 1993). El desarrollo de los estudios sobre la micromorfología de depósitos de origen antrópico y su incidencia en el discurso arqueológico queda constatado mediante su presencia en los coloquios del XIII congreso de la UISPP (Castelletti y Cremaschi 1996).

Descripción de láminas delgadas

A continuación exponemos una lista de los descriptores más utilizados procurando señalar la fuente bibliográfica de origen del término.

Descriptores generales

Los descriptores generales pueden encontrarse en las descripciones de las microfacies naturales y antrópicas. La mayoría de descriptores han sido extraídos de Handbook for Soil Thin Section Description (Bullock et al. 1985).

Límites

Sedimentológico

Edáfico

Antrópico

Tipo de contacto

La observación de los límites es muy variable en razón de las partículas o estructuras observadas. Para contextualizar la observación se recomienda especificar el aumento en el que se observa. Para aumentos cercanos a x100, existen los tipos de contacto expuestos en la tabla 2.1 (FitzPatrick 1990).

<i>Tipo de contacto</i>	<i>Distancia de cambio</i>
Abrupto	< 100 μm
Claro	100-500 μm
Difuso	500 1000 μm
Gradual	> 1000 μm

Tabla 2.1. Tipos de contactos y características microscópicas de la distancia de cambio.

Forma del contacto

- Recto
- Irregular
- Ondulado

Espesor (Waters, 1992)

Lámina fina: 3cm - 10 cm

Lámina muy fina: 1cm -3cm

Micro lámina: 3 - 10 mm

Micro lámina fina: 0 mm - 3 mm

Estructuras sedimentarias

Las estructuras sedimentarias han sido tratadas en lámina delgada mediante una aproximación basada en el tamaño de las láminas, la geometría de sus límites (tipo de contacto y forma del contacto) y la forma geométrica (disposición) (figura 2.3) (Campbell 1967). Para las microfacies antrópicas del nivel J hemos definido:

1. Estructura sedimentaria laminar. Forma de contacto recto a ondulada; y tipo de contacto gradual. Espesor entorno a 1 cm. Disposición paralela continua
2. Estructura sedimentaria microlaminar. Forma del contacto recto a ondulado; y tipo de contacto claro a abrupto. Espesor entre 2 y 5 milímetros. Disposición no paralela y discontinua.
3. Estructura sedimentaria estratificada. Forma del contacto ondulado y tipo gradual. Espesor superior a 2 centímetros. Disposición no paralela y continua.

Pero también hemos contemplado otras indicaciones para caracterizar las estructuras

<i>Caracteres</i>		<i>Interpretación</i>
Microestructura		
Masiva	Distribución aleatoria y ausencia de selección	Turbulencia fuerte del fluido de transporte (eólico o hídrico) y sedimentación rápida
Estratificación centimétrica a decimétrica	Granoclasificación pero con distribución por forma y densidad aleatoria	Transporte hídrico de turbulencia media
Estratificación milimétrica o inferior	Granoclasificación, orientación subhorizontal de los granos según su eje mayor. Selección selectiva según densidad	Transporte de débil a muy débil turbulencia
Laminación en volutas milimétricas		Flujo temporal con fluctuaciones importantes en la velocidad

Tabla 2.2. Caracteres diagnósticos de las estructuras sedimentarias según su talla y composición en la escala de lámina delgada (Courty 1990).

sedimentarias, por ejemplo según su granoclasificación (tabla 2.2) o la laminación centimétrica empleada para caracterizar las estructuras sedimentarias de Atapuerca (Courty 1990; Humbert 1976). Para las microfacies sedimentarias de Atapuerca

<i>Frecuencia</i>	<i>%</i>
Muy Dominante	>70%
Dominante	50 - 70%
Común	30 - 50%
Frecuente	15 - 30%
Poco	5 - 15%
Muy poco	<5%

Tabla 2. 3. Caracterización y estimación de la frecuencia en porcentajes [Bullock et al., 1985].

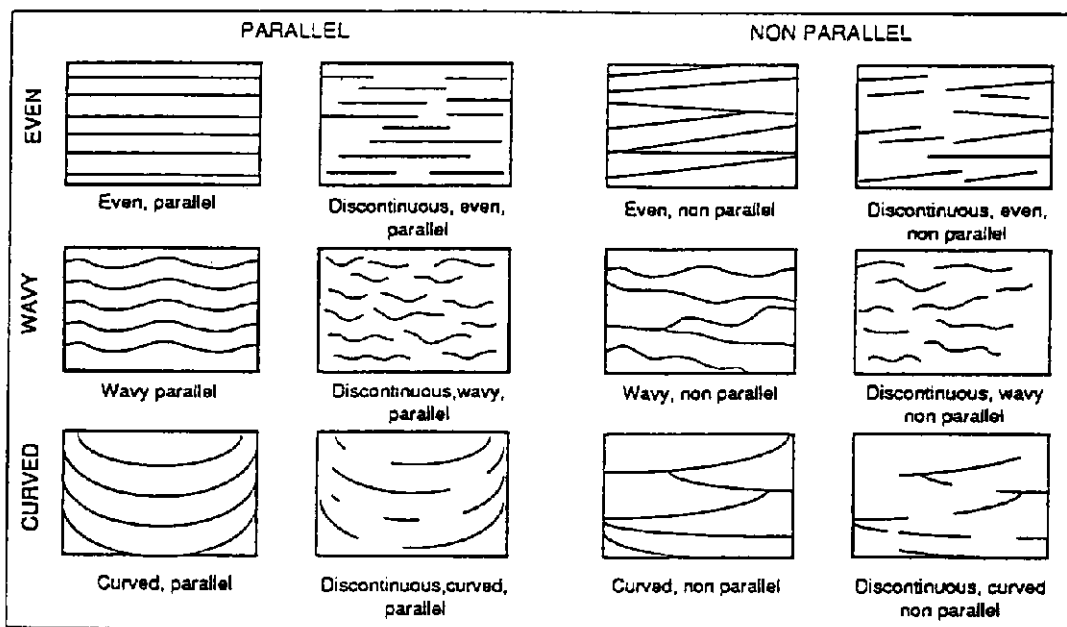


Figura 2.3. Formas elementales de láminas (o estratificaciones) (Campbell 1967)

<i>Abundancia</i>	<i>%</i>
Muy abundante	> 20 %
Abundante	10 - 20 %
Bastante	5 - 10 %
Ocasional	2 - 5 %
Raro	< 2 %

Tabla.2 4. Caracterización y estimación de la abundancia en porcentajes (Bullock et al., 1985)

hemos descrito las estructuras sedimentarias según su contenido en gravas. Sin contenido en gravas: laminares centimétricas y microlaminares. Para microfacies sedimentarias con gravas: gravas y gravas flotantes.

Frecuencia

La frecuencia permite estimar semiquantitativamente, mediante patrones (Bullock et al. 1985; FitzPatrick 1990; FitzPatrick 1993), el porcentaje para desarrollar descripciones (tabla 2.3).

Abundancia

La abundancia es una estimación para componentes relativamente escasos (tabla 2.4), especialmente utilizada para semicuantificar microvestigios antrópicos, o





















Muy redondeado	Redondeado	Sub redondeado	Sub angular	Angular	
					Tabular
					Ovoide
					Subesférica
					Esférica

Figura 2.4. Forma, establecida según el grado de redondez (Bullock et al. 1985).

categorías de tamaños (tabla 2.5).

Forma

Las clases de forma se aplican según las características del componente o agregado. Las formas geométricas se relacionan con las formas cristalinas mientras que estructuras como los agregados o de partículas sedimentarias existen listas

nominales (Bullock et al. 1985; FitzPatrick 1990; FitzPatrick 1993). También estas estructuras se pueden describir mediante su clase de redondez y angulosidad (figura 2.4).

Rugosidad del contorno

Liso: sin ángulos. Rugoso: con numerosos ángulos.

Limites entre partículas

Contraste, en polarización cruzada y en polarización paralela, se han establecido 3 grados. Prominente: se puede distinguir fácilmente mediante el color, tamaño, birrefringencia. Distinto: algunas propiedades como el color, son comunes. Débil: es poco visible. Las diferencias de color, o tamaño de rasgos son poco distintos.

Nitidez, en polarización cruzada y en polarización paralela. Nítido: límites abruptos entre el color o tamaños. Claro: transición de color o tamaños inferior a 60 μm . Difuso: transición de color o tamaños superiores a 60 μm .

Variabilidad entre clases de constituyentes

La variabilidad consiste en las diferencias entre un constituyente y otros constituyentes que pertenecen al mismo tipo.

Baja. Pocas diferencias en una de las características entre individuales de la misma clase.

Media. Diferencias moderadas en una o varias características entre individuales de la misma clase.

Alta. Fuertes diferencias en una característica, moderadas en otras o muchas entre individuales de la misma clase.

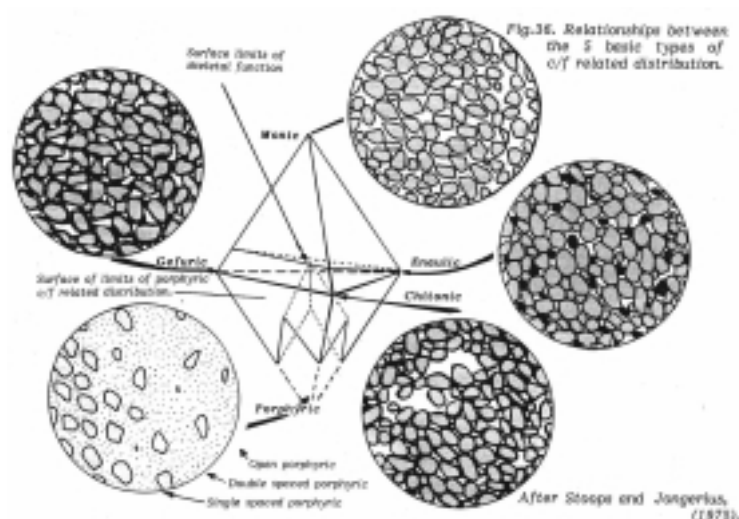


Figura 2.5. Representación gráfica de la distribución relativa de la fracción gruesa (FG) y la fracción fina (FF) (Bullock et al, 1985).

Patrones de orientación

Básica. Orientación de componentes respecto a otros mismos componentes del tipo.

Patrones de distribución

Básica. Distribución que concierne a los mismos tipos.

Relativa. Distribución respecto a otros de tipo diferente.

Distribución relativa G/F

Porcentaje fracción gruesa (FG) versus fracción fina (FF). Denominada fábrica elemental por Kubiena, Stoops y Jonguerius (Stoops y Jonguerius 1975) proponen un límite oscilante entre el tamaño de la FG y la FF según cada caso (límite de la razón FG/FF). Este procedimiento no está limitado a la descripción de la contextura de la matriz sino también a fábricas de orden superior como la microestructura o rasgos edáficos. 5 casos son adoptados (figura 2.5) (Stoops y Jonguerius 1975):

Mónica: sólo la fracción gruesa está presente

Gefúrica: los granos de la fracción gruesa están recubiertos por puentes de fracción fina

Chitónica: los granos de la fracción gruesa están revestidos de fracción fina

Enáulica: la fracción fina está entre granos formando generalmente agregados

Porfírica: los granos de la fracción gruesa están englobados en la fracción fina.

Tamaños de partículas

Los tamaños de partículas las aplicamos principalmente a los microvestigios antrópicos y a estructuras (tabla 2.5). Para la denominación de partículas sedimentarias por tamaños empleamos:

Arcilla: < 2µm.

<i>Tamaño</i>	<i>Medidas</i>
Micro	2 a 50 µm
Meso	50 a 500 µm
Macro	500 a 5 000 µm
Mega	5 a 50 mm

Tabla 2.5. Tamaños de componentes en lámina delgada (Bullock et al. 1985).

Limo: 2µm - 50 µm. Limo grueso, 30 - 50 µm. Limo fino 2 a 30 µm.

Arena: 50 a 2000 µm. Arena fina, 50 - 200 µm. Arena media, 200µm - 500µm. Arena gruesa, 500µm -2000µm.

Grava: 2 mm - 6.4 mm. Grava fina, 2 a 4 mm. Grava gruesa, 4 a 6.4 mm.

Bloque: mayor que 6.4 mm. Bloque pequeño, 6.4 a 256 mm. Bloque > 256 mm.

Madurez textural

Representa el grado de desarrollo que han alcanzado los procesos de transporte y sedimentación, y si estos han sido selectivos o no (figura 2.6).

Escala de madurez de Folk (Adams et al. 1997; Folk 1951):

Immadero, sedimento con más del 5% de matriz arcillosa, granos mal clasificados y escaso redondeamiento.

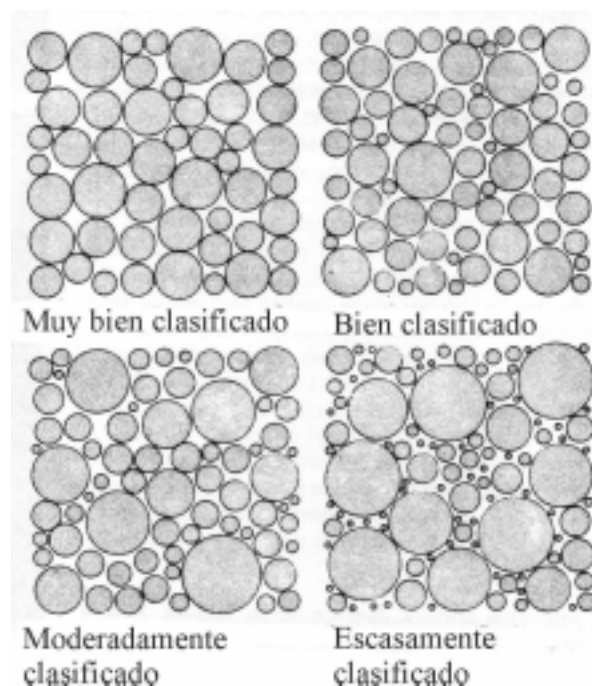


Figura 2.6. Clasificación o selección de sedimentos en lámina delgada (Adams et al., 1997).

Submaduro, matriz arcillosa inferior al 5%, con granos mal clasificados y poco redondeamiento.

Maduro, escaso o nulo contenido en arcilla; granos bien clasificados, pero poco redondeados.

Supermaduro, el sedimento carece de arcilla, con granos bien clasificados y redondeados.

Microestructura

La estructura es la disposición de los componentes sólidos y los huecos, su forma y talla en mano. La microestructura es la observación y descripción en continuo de los componentes sólidos y los huecos mediante la ayuda de técnicas microscópicas, más

allá de 5 aumentos. La capacidad del suelo de organizarse en agregados se denomina agregación. Materiales heterogéneos pueden estar constituidos de más de un tipo de microestructura.

Dos grandes clases de microestructuras

1, microestructuras sin agregados, con huecos: con macrohuecos y con microporosidad.

2, microestructuras con agregados.

Agregados

El agregado es el resultado de la aglomeración, organización natural de los constituyentes del suelo (Baize y Jabiol 1995)

Agregados esféricos. Agregados equidimensionales, limitados por caras curvas, no acomodadas. Los grumos tienen porosidad intragregada. Si es inferior al milímetro es un microgrumo. Los gánulos no son porosos, son microporosos.

Agregados laminares. Disposición según el grosor de agregados con caras generalmente rugosas y planas, y extremos angulosos.

Agregados en bloque o poliédricos. Disposición equidimensional, de caras planas. Los extremos angulares forman agregados bloque angular; los extremos son redondeados forman agregados de bloques subangulares.

Agregados prismáticos. Disposición vertical del eje mayor, de caras planas y a menudo rugosas

Grado de agregación

Tres grados de agregación (Fédoroff et al. 1994; Stoops 1997):

Desarrollado. Los agregados, separados unos de otros por huecos.

Moderado desarrollo. Agregados están en parte, al menos 2/3, separados por fisuras.

Poco desarrollado. Los poros interagregados son raros, al menos de 1/3 a 2/3, formados por algunas fisuras no conectadas o cavidades policóncavas.

Nulo. Ausencia de poros interagregados.

Tipos de huecos

(Bullock et al. 1985; Fédoroff et al. 1994; Stoops 1997):

Hueco de empaquetamiento: huecos de los componentes básicos del suelo sueltos. Empaquetamiento simple: huecos entre componentes básicos. Empaquetamiento compuesto: huecos entre agregados. Empaquetamiento complejo: huecos entre agregados y componentes básicos.

Macrohuecos:

Vesículas: huecos lisos, con curvas simples, con una fuerte tendencia a la esfericidad y acomodados total o parcialmente, con distribución subhorizontal no interconectados.

Cavidades: huecos irregulares, normalmente no interconectados con huecos de la misma talla, lisos o rugosos.

Canales: huecos circulares a subesféricos, arqueados, de diámetro variable, asociados a cámaras, con extremos redondeados.

Cámaras; huecos irregulares, conectados por canales, paredes lisas y no cilíndricos.

Fisuras: huecos con un eje largo mucho mayor que la anchura, acomodados y parcialmente acomodados, con extremos abruptos y cambios de dirección marcados. Pueden ser rectilíneos, incurvados, sinuosos, en zig-zag.

Componentes minerales

Birefringencia, isotropía y anisotropía

Los rayos de luz polarizados (luz paralela) del microscopio al pasar a través de gases, cuerpos amorfos y cristales del sistema isométrico mantienen el mismo plano de vibración. Tienen el mismo índice de refracción en todas las direcciones: son ópticamente isótropos. Mientras, la luz polarizada que atraviesa cuerpos anisótropos se desvía en dos rayos polarizados, con planos de vibración normales, originando el fenómeno óptico de la doble refracción (Shelley 1975). Estos dos rayos pueden detectarse en el microscopio óptico mediante el analizador (en luz analizada o cruzada) ya que permite determinar los colores de interferencia, y deducir la mayor diferencia entre los índices de refracción del mineral anisotrópico (birrefringencia).

Tipos de granos minerales de calcita

Según su tamaño y forma (Verrecchia 1989):

Micrita: partículas de 3 a 5 μm

Microsparita: cristales de 5 a 15 μm

Esparita: cristales más grandes de 15 μm

Formas cristalinas

Automorfo: los cristales están limitados por caras cristalinas perfectamente expresadas.

Subautomorfo: los cristales están limitados por solo algunas caras cristalinas.

Xénomorfo: cristales sin caras cristalinas.

Alteración de carbonatos

Definición de corrosión: disgregación parcial resultante del incremento local de la abundancia de limos calcíticos en la masa basal (Courty et al., 1994b). En micrita y

microesparita: corrosión periférica, micrita de color marrón. En esparita: corrosión en los planos de clivación, contornos irregulares y iridación con pequeñas cavidades; atenuación de la transparencia de los cristales grandes.

La intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados y la formación de rasgos calcíticos permite estimar las características del régimen de la humedad y la velocidad de enterramiento y posibles reelaboraciones. Esta aproximación ha sido desarrollada en rellenos de cueva y de abrigo Holocenos (Courty 1986).

Rasgos de acreción de carbonatos

Formación de revestimientos y hiporevestimientos en canales. Impregnaciones de la masa basal con concentraciones de baja densidad cristalina. Nódulos en la masa basal con concentración media a fuerte y contornos difusos o netos.

Masa basal

La masa basal señala a los componentes gruesos y finos que forman el suelo o el material de base, diferente a los rasgos edáficos cuando estos no son impregnativos. Masa basal también se utiliza en particular para describir el material de base de los rasgos.

Fábrica

Disposición, talla y forma de la fracción fina (FF) estudiada generalmente en luz polarizada cruzada.

Micromasa Término general para definir el material fino de la masa basal.

Fábrica de birrefringencia de la fracción fina

Descripción en luz polarizada cruzada de los colores de interferencia y su naturaleza. Tipos de contextura de birrefringencia de la fracción fina: no diferenciada, cristalina, moteada y estriada.

Descripción de la naturaleza de la fracción fina

Color, en luz polarizada normal. Limpidez: hialina o limpia; microcontrastada: moteada, punteada, turbia. Colores de interferencia.

Rasgos edáficos

Unidades formadas por procesos edáficos actuales o pasados. Unidades de contextura en materiales de suelo reconocible del material adyacente por una diferencia en la concentración de uno o más componentes (Bullock et al. 1985).

Rasgos antrópicos

Los rasgos antrópicos son el resultado de la presencia humana. La investigación micromorfológica de rasgos antrópicos en el registro sedimentario puede ocupar muchas escalas en la investigación arqueológica y paleoecológica. Una presentación

sumaria de los distintos aspectos susceptibles de ser tratados mediante la micromorfología se encuentra en *Soils and micromorphology in archaeology* (Courty et al. 1989). A continuación desarrollamos las principales guías de referencia para la interpretación de los rasgos antrópicos utilizados. Principalmente se refieren al impacto térmico, las transformaciones estructurales antropogenéticas en superficies de actividad, depositos antropogenéticos y identificación de microvestigios (Courty et al. 1989; Courty et al. 1994a; Gé et al. 1993; Macphail et al. 1997; Wattez 1990; Wilson 1997).

Clasificación de microfacies

La descripción de las láminas delgadas inicialmente se realizó con una aproximación mecánica, derivada de la sistemática de los criterios de descripción de la micromorfología de suelos y la petrografía sedimentaria (Adams et al., 1997; Bullock et al. 1985; Douglas y Thompson 1985; Elf-Aquitaine 1975; Fédoroff et al., 1994; FitzPatrick 1990; FitzPatrick 1993; Freyter y Verrecchia 1989; Gómez Gras 1997; Leighton y Pendexter 1962; Verrecchia 1989). Esta aproximación conduce a la repetición y a la larga exposición de los caracteres (Aristoteles 1995). Esta aplicación mecánica tuvo que rehacerse para describir los caracteres comunes de las unidades microestratigráficas, caracteres comunes extraídos de modelos de formación de microfacies sedimentarias y antrópicas. Sin embargo, para hacer un modelo, un sistema, una ordenación, hace falta que todo sea abarcado (Buffon 1905). Estos modelos están fundamentados en la independencia lógica de los caracteres de determinación, en una clasificación natural (Hempel 1988), para adquirir un elevado alcance sistemático. Mediante muchas aproximaciones a la clasificación, hemos averiguado empíricamente la adecuación a la sistemática de la clasificación natural propuesta. De esta manera hemos tratado de evitar al menos uno de los obstáculos que hacen peligrar la investigación en historia natural: la ausencia de método (Buffon 1905). Esperemos que el lector, abierto a la complejidad de la lectura micromorfológica, considere las descripciones y las interpretaciones derivadas como simples explicaciones de unos modelos que pueden ser mejorados con la discusión pluridisciplinar y la formación continua del investigador.

La clasificación desarrollada en esta tesis doctoral se encuadran en la elaboración de modelos pero que se encuentran en diferente estado de elaboración o desarrollo. Finalmente, tenemos de resaltar el hecho que estas clasificaciones son el resultado de un largo trabajo de ordenación y principalmente de selección de la información de la población de muestras analizadas. Su aplicación mecánica a otros contextos o poblaciones de muestras, de otros yacimientos o incluso niveles, puede provocar un fuerte desajuste entre hechos y datos.

Clasificación de microfacies del nivel J del abric Romaní

El modelo del nivel J del abric Romaní se ha elaborado con la estimación de la intensidad de alteración de los fragmentos de roca carbonatadas. La variable intensidad de alteración de los fragmentos de roca carbonatada se ha utilizado en otros rellenos de cueva y abrigos, y comparado con medios deposicionales actuales (Courty 1986). Esta investigación (Courty 1986) traza una aproximación apoyada en la

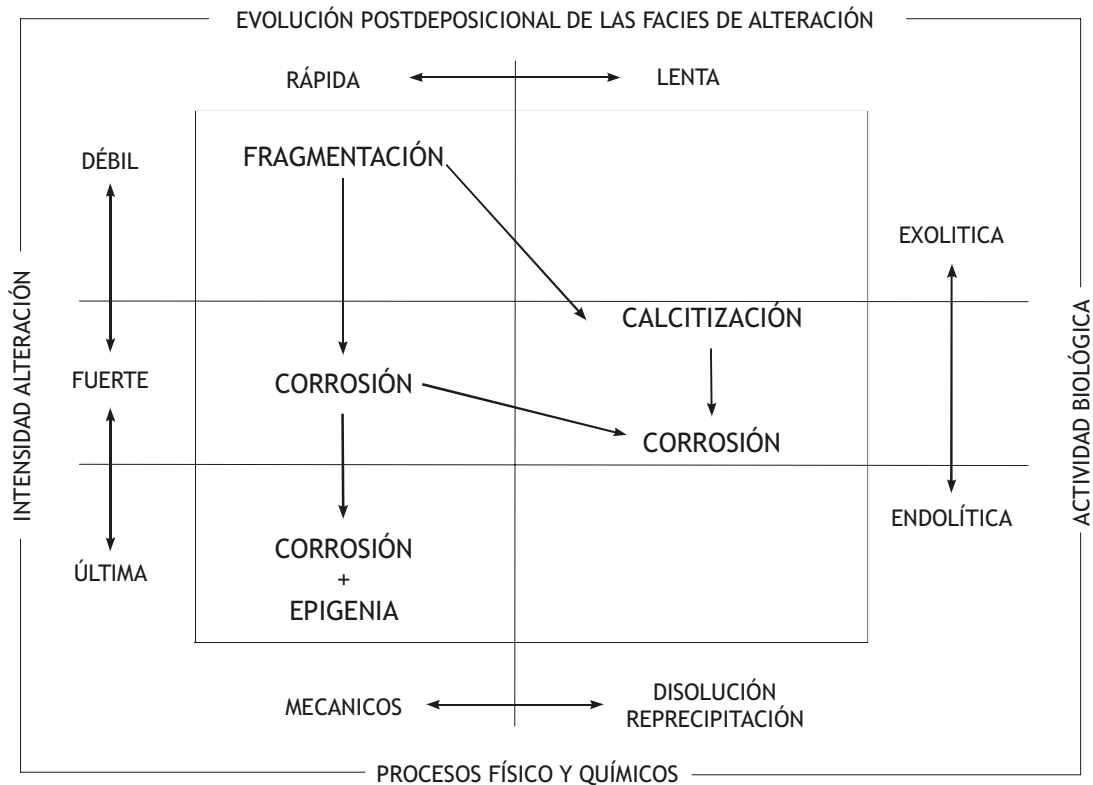


Figura 2.7. Procesos de redistribución de los carbonatos y posición de los procesos de formación de la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados descritos en las facies sedimentarias (basado en Courty, 1986).

interpretación del subsistema pared y el subsistema relleno sedimentario. Los parámetros utilizados para caracterizar estos dos subsistemas están detallados en la figura 2.7. Estos parámetros están descritos principalmente con un esquema que sistematiza:

- 1.- La Fracción Gruesa (FG). Frecuencia, naturaleza -biocristalina o cristalina. Relación Fracción Gruesa /Fracción Fina (FG/FF). Forma de la fracción gruesa.
2. Estructura sedimentaria y microestructura.
3. Rasgos edáficos
4. Rasgos antrópicos.

Las principales interpretaciones versan sobre:

1, la lentitud o la rapidez de la sedimentación expresada mediante el desarrollo de los procesos postdeposicionales mecánicos (frecuencia de la fracción gruesa, naturaleza y forma) o de disolución precipitación (rasgos edáficos cristalinos calcíticos /carbonatados).

2, la naturaleza endolítica o exolítica de la actividad biológica relacionada con el registro de las intensidades de alteración débil, fuerte y última de los fragmentos de

roca carbonatada mediante la caracterización de los procesos mecánicos de fragmentación, la calcitización y la corrosión.

Finalmente, la expresión de la ordenación de estos parámetros se establece mediante la definición de microfacies mediante los caracteres texturales, color y microestructura.

La clasificación de facies antrópicas del nivel J del abric Romaní parte de una ordenación por el tipo de estructura sedimentaria al que se le añaden sistemáticamente diferentes parámetros como la estimación de la frecuencia de materiales quemados y la microagregación. Esta clasificación no parte de un modelo basado en un esquema inicial (modelo) bien desarrollado. Es innegable el hecho que al utilizar un parámetro como la estimación de la frecuencia de componentes quemados puede ser un útil inicial para describir los procesos de antropización entorno a zonas de combustión o IACE. Sin embargo mediante la definición de la estructura sedimentaria (grosor, forma y tipo de límites) y la microestructura hemos interpretado mecanismos de formación antropogenéticos de registro sedimentario como la dispersión, el desplazamiento y el cubrimiento de sedimentos (Courty et al. 1994a; Gé et al. 1994). En esta clasificación hemos generado subtipos principalmente relacionados con las modificaciones postdeposicionales de los mecanismos de formación antrópico mediante la descripción de la porosidad, el desarrollo de la agregación y la distribución FG/FF.

Clasificación de la colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca

El modelo para la clasificación de microfacies de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca tiene la fundamentación más analítica de las tres clasificaciones elaboradas para esta tesis doctoral. Un esquema inicial de los procesos de formación, que caracterizaría una aproximación con un método deductivo, es casi ausente. Esta clasificación parte principalmente de procedimientos establecidos por la petrografía sedimentaria (Gómez 1997; Humbert, 1976): según la granulometría y la composición calcítica y carbonatada expresada por su frecuencia.

La clasificación pretende ordenar las unidades microestratigráficas, determinadas en lámina delgada mediante sus límites, mediante la fracción calcítica-fracción carbonatada con un límite establecido entorno las 30 micras. Este procedimiento fue desarrollado para la clasificación de microfacies de Galería (Vallverdú 1999). La ampliación de materiales sedimentarios provocado por la formación de la colección de referencia ha fundamentado una revisión de los criterios de clasificación empleada para Galería. La estimación de la Fracción gruesa calcítica (FGc) y la Fracción fina carbonatada (FFc) es de especial interés para trabajar con las facies de exterior o exocársticas (Perez González et al. 1995; 1999). Las microfacies sedimentarias muestreadas en depósitos endocársticos, en G.I de Galería, las hemos caracterizado por los procesos de lavado, de albización, que registran.

La descripción ha sistematizado, después de adquirir un valor sistemático mediante múltiples aproximaciones (Hempel 1988):

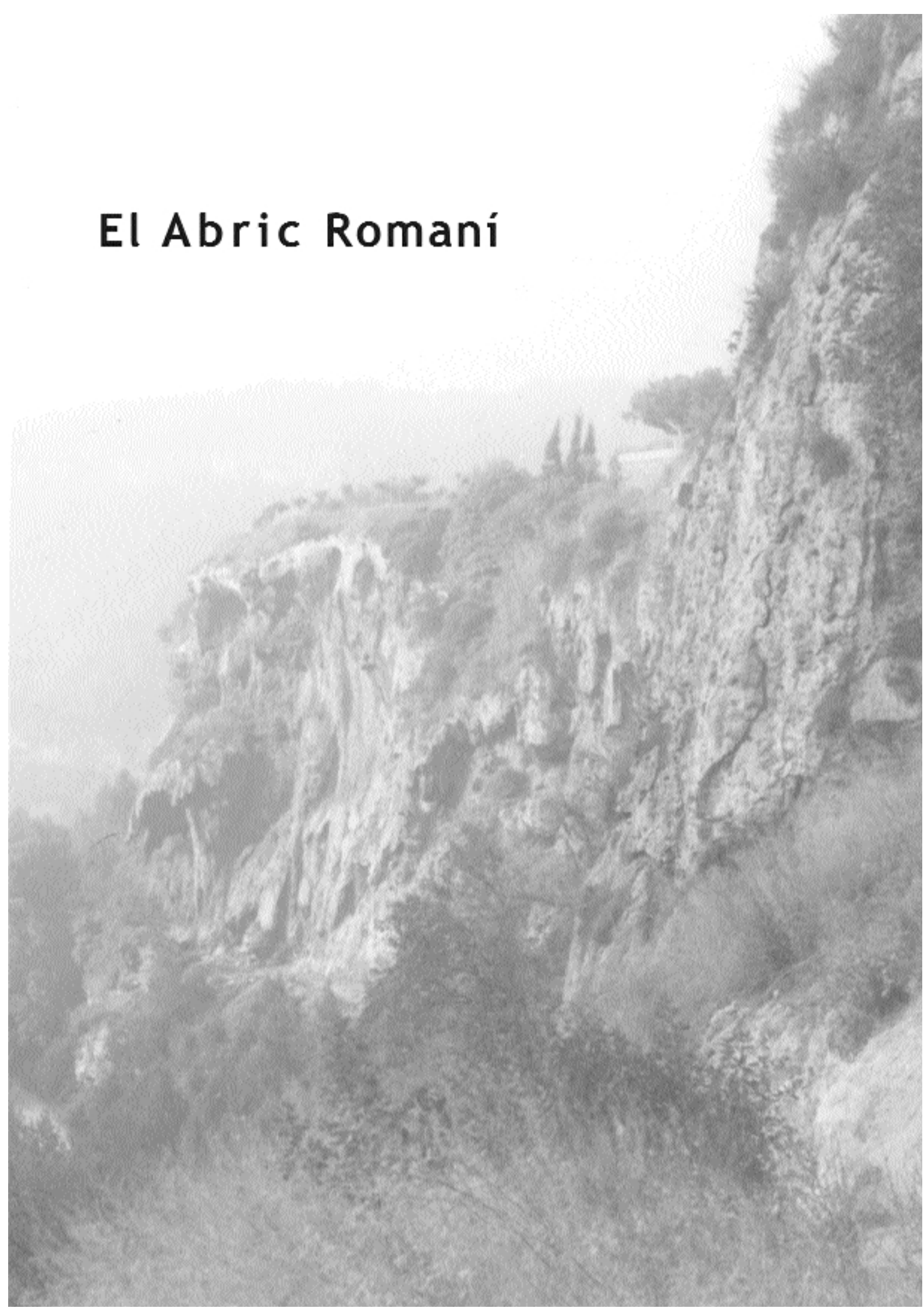
1, componentes texturales y estimación de la FGc/FFc

2, estructuras sedimentarias y microestructuras

3, rasgos edáficos

Finalmente, con una aproximación basada en la idoneidad de varias aproximaciones para adquirir un valor sistemático de una clasificación natural (Hempel 1988), la denominación de las facies intenta recoger caracteres de campo y caracteres extraídos del análisis de las microfacies. Hemos combinando la textura, el color determinado sobre la fracción fina en lámina, la mencionada estimación FGc/FG y FGc/FF, y el tamaño de la FMG (bloques y gravas) descrita en el campo.

El Abric Romaní



**MATERIALES I:
EL ABRIC ROMANÍ Y EL NIVEL ARQUEOLÓGICO J**

3.1. EL ABRIC ROMANÍ DE CAPELLADES

El Abric Romaní es un relleno sedimentario ubicado en la cornisa o acantilado de la Cinglera del Capelló de Capellades (comarca de l'Anoia, Barcelona). Esta cornisa está formada, con sección en su plano sagital, por una pared muy vertical y diferentes líneas de viseras o Capelló. La pared de la Cinglera, en el tramo que ocupa el Abric Romaní y entorno a la cota del nivel J, tiene una morfología en planta formada por dos concavidades mayores poco profundas, articuladas por una ancha convexidad o lóbulo. En sección por el plano sagital, en la zona más elevada de la pared existía una visera o Capelló. La visera del Abric fue parcialmente explotada para la extracción de travertinos, como en muchos puntos de la Cinglera. En alzado o siguiendo el plano transversal de la cornisa y también con base en el nivel J, la pared del Abric contiene unos lóbulos que separan cúpulas de disolución menores, hemiesféricas y esféricas, en la cornisa. El desarrollo de estas cúpulas de disolución en la pared de la cornisa llegan a formar pequeñas cavidades, como la llamada coveta Ripoll o la coveta Romaní, cuando cortinas estalactíticas se fusionan con las estalagmitas del suelo a favor de líneas de goteo de la cornisa. Estas cavidades son testimonio de los procesos de disolución y precipitación de la Cinglera. Este modelado en lóbulos, que separan cúpulas de disolución en la pared del acantilado de la Cinglera del Capelló, señalan el retroceso de la cornisa. Este proceso puede ser similar al modelado en taffoni de rocas granulares y con fuerte verticalidad, frecuente pero no exclusivo del modelado granítico (Rosselló 1994; Pedraza 1996). Junto con formas como la visera o Capelló, en forma de cortina, estas cavidades semiesféricas y esféricas marcan un micromodelado típico de país árido descrito en el Negev (figura 3.1.1) (Salomon 1997).

El Abric Romaní tiene una altura de 280 metros sobre el nivel del mar, y su pared está orientada hacia el noreste abriéndose, en la entrada del estrecho de Capellades, hacia la Conca d'Òdena (foto3.1 y foto 3.1.2). Tiene unos 25 metros de longitud máxima con una pared que recorre un eje NW-SE. Sus coordenadas son 1° 41' 30" de longitud E y 41° 32' de latitud N.

El abrigo fue descubierto como yacimiento arqueológico por Amador Romaní, en 1909, aunque tuvo utilidades públicas como cementerio, y posteriormente también utilizado como foso para animales muertos (conocido también por la balma del fossar vell). A. Romaní, bajo la tutela de Mn. Font i Sagué i el Institut d'Estudis Catalans, empiezan excavar pero la muerte de Font provoca que Ll. Maria Vidal trabajara en el yacimiento entre 1910 y 1911 (Vidal 1911). Los trabajos consistieron en varias catas:

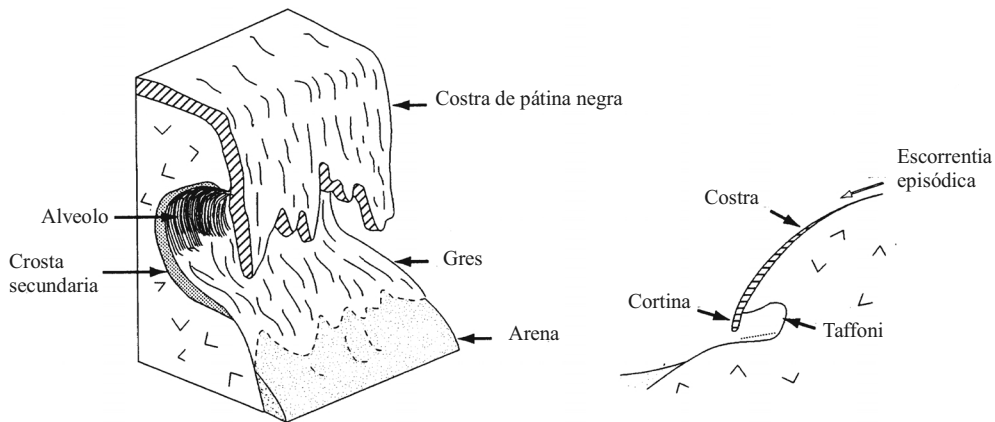


Figura 3.1.1. Micromodelo típico de los países áridos: taffoni y cortina de costra carbonatada (Salomon 1997).

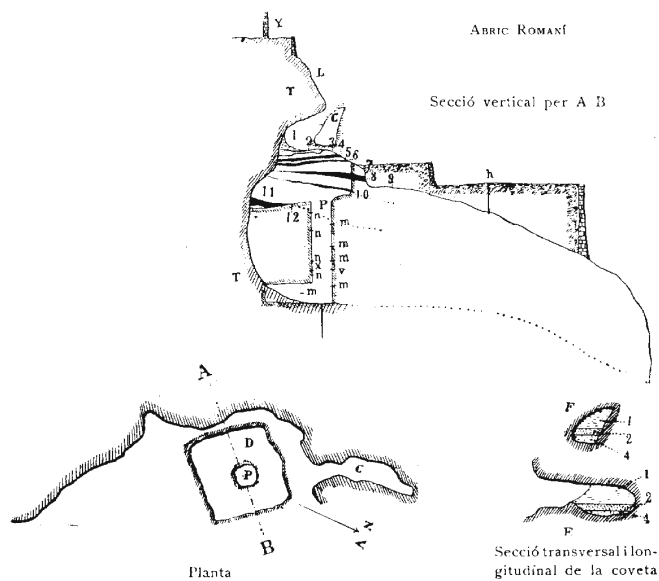


Figura 3.1.2. La estratigrafía y la planta del Abric Romaní, con la sección transversal y longitudinal de la coveta (C) publicada en la Història de Catalunya de A. Rovira i Virgili (1922-1924). (Extraída de Canal y Carbonell 1989)

el pou 1 (pozo) de 4 x 5 m² y de 4 metros de profundidad (Mora et al., 1988b); y el pou 2, una cata de unos 10 m² hasta la capa 14 o base del nivel J; en su centro se realizó un sondeo circular, el pouzo Romaní, con algo más de un metro de diámetro y de 8 metros de profundidad (figura 3.1.2). En la base del pouzo Romaní se realizó una mina de 4 metros en la que se detectó la pared del abrigo (Bartroli et al., 1995; Canal y Carbonell 1989). Durante esta fase también se excavó la denominada coveta nord,

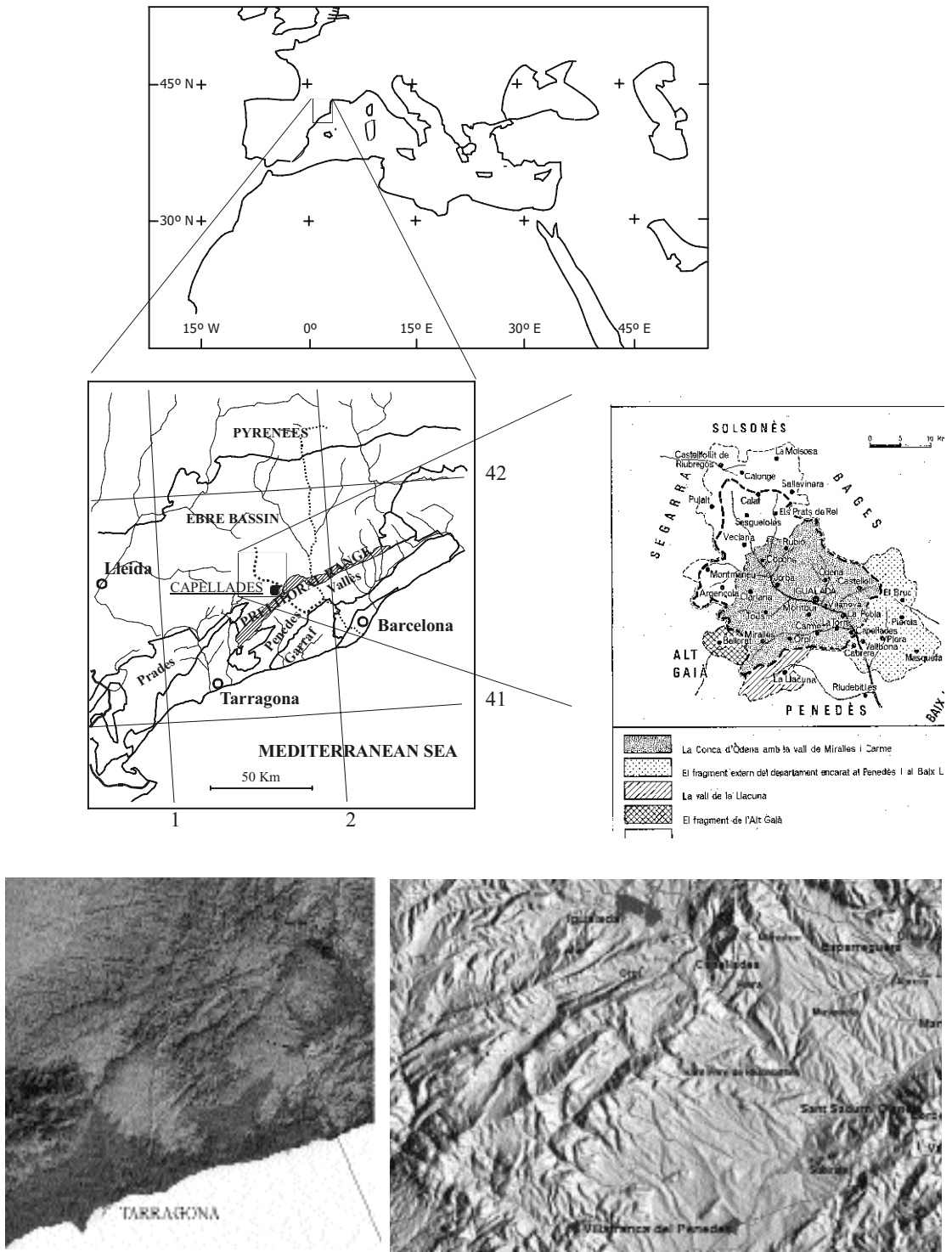


Figura 3.1.3. Situación a diferentes escalas de la región de Capellades.

lugar en el que aún se conservaba el registro de la colmatación del abrigo (figura 3.1.2). Finalmente, durante los trabajos del nivel J detectamos un segundo pozo circular con unas características constructivas parecidas al pou Romaní, al sur arqueológico del pou 1, y con una profundidad que llega hasta la capa 14, base también del sondeo del pozo 2 y 1.

Posteriormente, el 1956 E. Ripoll, con la colaboración de G. Laplace y H. de Lumley, inicia un segundo período de intervenciones hasta el 1962. Esta intervención reexcavó el pozo 1 de Romaní y dos trincheras en forma de L de 2,5 metros de profundidad, una hacia la cornisa y otra hacia el exterior. En la zona W de la cornisa del Abric E. Ripoll realiza un sondeo de unos 15 metros cuadrados y 3 metros de profundidad, el pozo 3, para contrastar la estratigrafía de la parte superior del yacimiento, con el nivel E o capa 9 de Romaní en su base.

El 1983 se emprendieron los trabajos arqueológicos bajo la dirección de E. Carbonell, A. Cebrià y R. Móra como Centre de Recerques Paleoecosocials de Girona (CRPES). Posteriormente, en 1989, la dirección pasa a Carbonell y Cebrià con el equipo actual de excavación e investigación ubicado en el área de prehistoria de la Universidad Rovira i Virgili de Tarragona. La intervención en extensión del yacimiento ha sido la metodología empleada fundamentalmente en esta última fase, y especialmente resuelta para la investigación de los niveles H hasta el M (Allué et al., 1993).

Localización geográfica y geológica

El Abric Romaní está en el núcleo urbano de Capellades, comarca del Anoia, en Barcelona. Capellades se abre hacia la Conca d'Òdena, depresión terciaria de la cuenca del Ebro, capturada por el río Anoia en su curso hacia el mar Mediterráneo como afluente del río Llobregat. El río Anoia forma el paso natural que comunica la depresión Prelitoral del Penedès y la depresión del Ebro (figura 3.1.3).

El drenaje del borde NW de la depresión del Penedès, en la Cordillera Prelitoral, está caracterizado por el hundimiento de la depresión del Penedès y el levantamiento del borde NE la cuenca del Ebro. Esto ha permitido configurar una red fuertemente encajada que ha ido capturando la Cuenca del Ebro, invirtiendo el sentido del drenaje paleógeno (Gallart 1981).

Capellades se sitúa al pie de los relieves paleozoicos de la cadena Prelitoral, un relieve individualizado por la falla directa del Penedès. En el desfiladero de Capellades, el río Anoia está encajado en un accidente transversal contemporáneo a la falla del Vallès denominada falla del Anoia (Guimerà y Santanach 1978). Estos dos accidentes individualizan un bloque independiente en los relieves en horts y graben de la cadena Prelitoral. Sobre este bloque puede observarse la invasión del terciario de la depresión del Ebro en la zona de Carme sobre los materiales triásicos de la Cordillera Prelitoral (figura 3.1.4). El hundimiento de esta dovela del triásico y el derrame terciario, con los movimientos post alpinos, provoca una acusada deformación y el afloramiento de la base del terciario en la zona de Carme-Capellades. En las secciones geológicas de la figura 3.1.4 los travertinos se forman en este complejo marco de movimientos y fracturas tanto en el terciario de la depresión



Foto 3.1.1. Vista de la Conca d'Òdena desde el yacimiento, con la Sierra de Miramar en la parte izquierda de la foto.

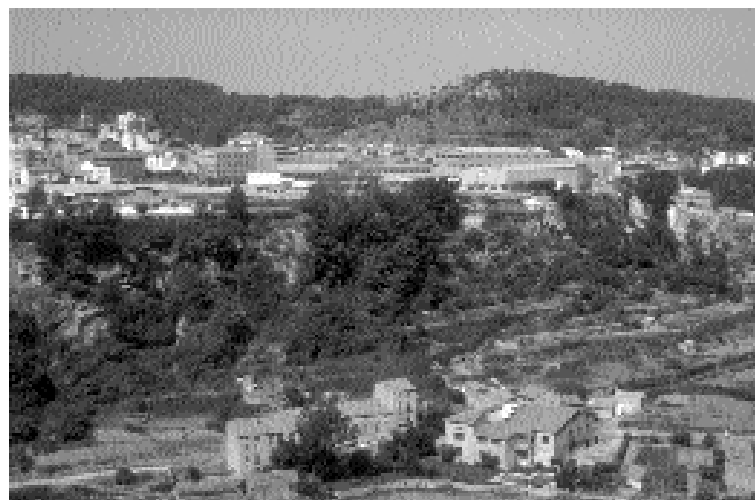


Foto 3.1.2. La Cinglera travertínica del Capelló en primer Plano. El Abric Romani está tras los árboles del centro de la foto. En el tercio superior de la foto, la cresta paleozoica donde hay también los travertinos de Torre Nova.

del Ebro como sobre el zócalo del triásico y paleozoico de la Cordillera Prelitoral. Estos travertinos fosilizan la falla del Anoia, y marcan el fin de estos movimientos de hundimiento de la dovela triásica de Capellades. Sin embargo existe una actividad posterior de la falla, a favor de una pequeña falla satélite, cuando rompe el travertino y forma el Pla de Capellades sin representación en la cartografía utilizada (Benzaquen et al., 1973; Peón et al., 1975). Esta falla satélite ha funcionado a la inversa de la falla principal del bloque aislado, la falla de l'Anoia, y ha provocado el hundimiento del bloque en el que descansa la localidad de Capellades (Solé Sabaris et al., 1957) y por donde circula el río Anoia.

El municipio se encuentra en una plataforma travertínica plana, casi a 100 metros del río. Esta plataforma travertínica está formada por el acuífero multicapa de Carme y Capellades. Su modelo geoquímico está descrito por Giralt (Giralt y Julià 1996). Este acuífero es el responsable de abundantes formaciones carbonatadas continentales en la Conca d'Òdena y del Penedès (García Rodrigo 1957), cuando el confinamiento de las aguas, provocado por la discontinuidad de las pizarras paleozoicas, provoca la formación de surgencias en los saltos de falla. En la zona de Capellades Amador Romani ya evidenció formaciones carbonatadas continentales de distinta edad y medios sedimentarios (Bartroli et al. 1995), como el del Plà de la Torre y el del Plà de Capellades, y el del mismo Abric Romani (Muro et al., 1987).

El cuaternario de la región de Capellades

Capellades ocupa un límite natural fisiográfico entre las depresiones terciarias del Penedès y de la Conca d'Òdena. El cuaternario del área de Capellades se ha articulado mediante estudios sobre el valle del Anoia (Gallart 1980; García Rodrigo 1957; Josa 1985). La formación travertínica de Capellades ha sido utilizada como una formación-marcador estratigráfico ampliamente citada en los estudios del Neógeno-Cuaternario de la zona.

García Rodrigo (1957) reconoce dos terrazas fluviales (+20 y +1) en el Badroc y dos formaciones de pendiente, en interfluvios, constituidos de gravas y limos. La formación de pendiente superior muestra una extensión superior más importante, mientras que la inferior se encuentra en las crestas de las divisorias de aguas, color rojizo y cuarzos débilmente eolizados. La posición de estos materiales de pendiente han permitido interpretar la existencia de cierta erosión cuaternaria, que formaría una rampa donde el material de pendiente rojizo se depositó, probablemente sincrónicamente de los travertinos villafranquieses de Capellades, Cabrera y el Badroc (García Rodrigo 1957). A continuación, hay un período erosivo de la cobertura cuaternaria que reduciría la formación de pendiente rojiza a su extensión actual. Este nuevo relieve de erosión, acoge el segundo depósito de pendiente, que en la Conca d'Òdena Gallart (Gallart 1991) formula su correspondencia con el glacis 2 (G2), que lateralmente pasa a la terraza (T2) de 25 metros. Mientras, para la formación de pendiente roja se corresponde con el Glacis 3 (Gallart 1991).

En el río Anoia se han identificado 4 terrazas en la Conca d'Òdena (Gallart 1991):

La terraza superior (T4): 380 m de altura y a 80 metros sobre el lecho. Contiene interestratificados materiales locales del eoceno marino, materiales que constituyen el glacis G3. Por su altura Gallart (Gallart 1991) apunta también su correspondencia con los travertinos de Capellades, y por tanto la terraza pertenecería al Cuaternario Inferior.

La terraza alta (T3): 55 metros sobre el lecho. Contiene muchas calizas lacustres, con la base muy cimentada que forma abundantes cerros testigos.

La terraza media (T2): a 25 m sobre el lecho actual. Es muy extensa, con dos subniveles: T2a, inferior y más representada; y el T2b, con una granulometría más gruesa (+30 m). El nivel inferior T2a parece enlazar con el glacis G2, y contiene un

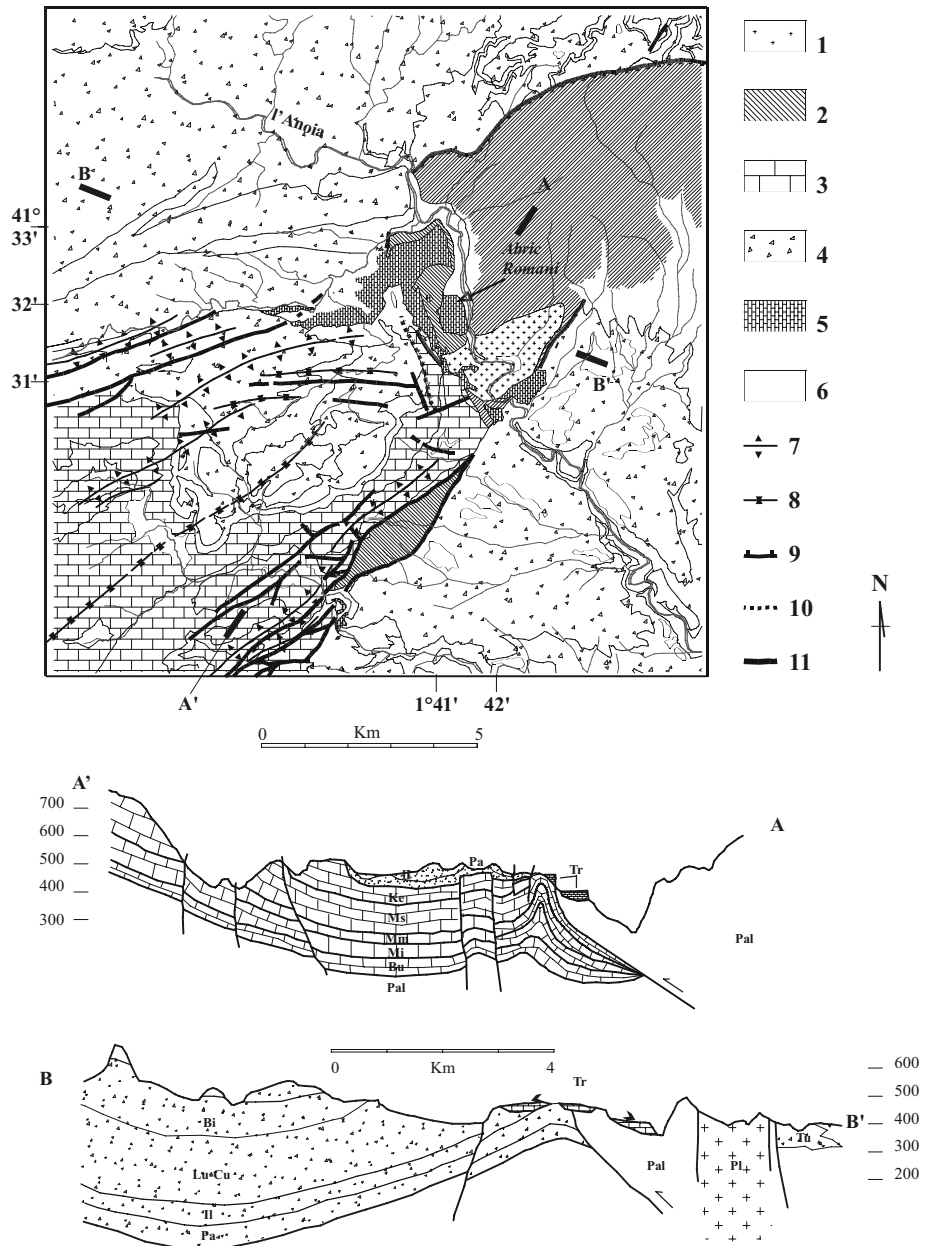


Figura 3.1.4. Morfoestructura geológica de la zona de Capellades y formaciones travertínicas de la región (Benzaquen et al. 1973; Peón et al. 1975).

Leyenda del croquis geológico. 1, Rocas Plutónicas. 2, Paleozoico. 3, Mesozoico. 4, Cenozoico 5, Travertino Cuaternario. 6, Cuaternario. 7, Anticlinal. 8, Sinclinal. 9, Encabalgamiento 10, Falla inversa (?). 11, Falla

Leyenda de los cortes geológicos A y B. Pl, Granodiorita (roca plutónica). Pal, Paleozoico. Bu, Mi, Mm, M, Ke Triásico. Pa, Il, Lu-Cu, Bi Terciario - Paleógeno. Tu, Terciario - Neógeno. Tr, Travertino-Cuaternario.

nivel edáfico de arcilla oscura.

La terraza baja (T1): 8-14 metros sobre el lecho actual. Materiales de limos, con gravas y arenas, con suelos grises en la parte superior y nódulos de carbonato.

La terraza inferior (T0): lecho de inundación del Anoia, a 1 o 2 metros.

En la zona del Penedès y Cordillera Prelitoral, Gallart (1981) trata la estratigrafía del cuaternario mediante formas y formaciones de edad análoga que denomina niveles. En su resumen de tesis doctoral (Gallart 1981) propone 5 niveles para el caracterizar la estratigrafía del cuaternario de la zona limitada por los ríos Anoia-Riudebitlles (figura 3.1.5)

Nivel V (inicio del cuaternario). Es una unidad muy parecida a la unidad de conglomerados de Riudebitlles, del Rusciniense (Gallart 1985), pero más torrencial y con unas formas parecidas a las "rañas" o "sasos" de otros sectores de la Península Ibérica. En los sectores distales de esa formación la morfometría de estos depósitos es similar a las terrazas del Anoia. En esta formación torrencial se ha interpretado la posibilidad de dos etapas de formación por la presencia de un suelo fersialítico muy desarrollado, de 1 metro de espesor. Este nivel puede relacionarse con depósitos del río Anoia de 140 metros, los cuales no han conservado su morfología de terraza.

Nivel IV. Acumulaciones aluviales y algún depósito de deyección con mala conservación de sus formas y altura de 90 metros, con espesores de hasta 15 metros. Su parte basal suele estar cementada, y su techo está edafizado sucesivamente, y culmina con una costra calcárea. Este nivel puede correlacionarse con la terraza de 85-90 metros del Llobregat en Manresa (Puig Berenguer), anterior al Cromer.

Nivel III. Formación aluvial cementada mal conservada y de difícil relación con otra forma. Altura relativa 65 metros.

Nivel II. Los glacis son las formas más representativas. Estos glacis están elaborados durante tres etapas separadas por períodos de disección. Las formaciones aluviales muestran la existencia de dos etapas de encajamiento que separan tres unidades mal conservadas ya que los materiales coluviales y eólicos han eliminado la diferenciación de formas. Este nivel pueden correlacionarse con los materiales del Plà de Barcelona y terrazas del Llobregat (Virgili 1960). Estos niveles son paleosuelos, con horizontes argílicos "in situ" y costras calcáreas individualizadas de horizontes Bca.

El nivel I está formado por glacis y terrazas muy bien conservados, con una altura relativa de 30 m.. Los procesos edáficos muestran suelos pardos (7.5 YR 5/4), con lixiviación parcial de carbonatos en el horizonte superior, y acumulación en forma de pseudomicelio en el horizonte inferior. En S. Sadurni, por debajo del nivel I parece haber registrado una defensa de *Elephas Antiquus* (Calzada 1975). Un pequeño nivel, denominado Ia, es una banqueta aluvial, de naturaleza casi únicamente limosa y con precipitaciones de sulfato, se sitúa sobre los 22 metros.

Nivel 0. Llanura aluvial del Anoia, que en el sector estudiado tiene curso meandriforme. Muestra encajamiento.

Las observaciones geológicas del cuaternario de la zona de estudio de la tesis de

Gallart (1980) han permitido caracterizar los sistemas morfogenéticos cuaternarios de la zona. En el Penedès los períodos morfogenéticos están caracterizados por la eficacia de la arroyada, la erosión pluvial, la meteorización física (fragmentación ?) y la importancia de las formaciones limosas de carácter eólico. Esta morfogénesis muestra su relación con los períodos fríos del cuaternario, aunque en el Penedès no existe un registro claro periglacial por debajo de los 800 metros. Estos períodos fríos no fueron extremos ya que la edafización de las formaciones coluviales y eólicas es sincrónica con su deposición (Gallart 1981).

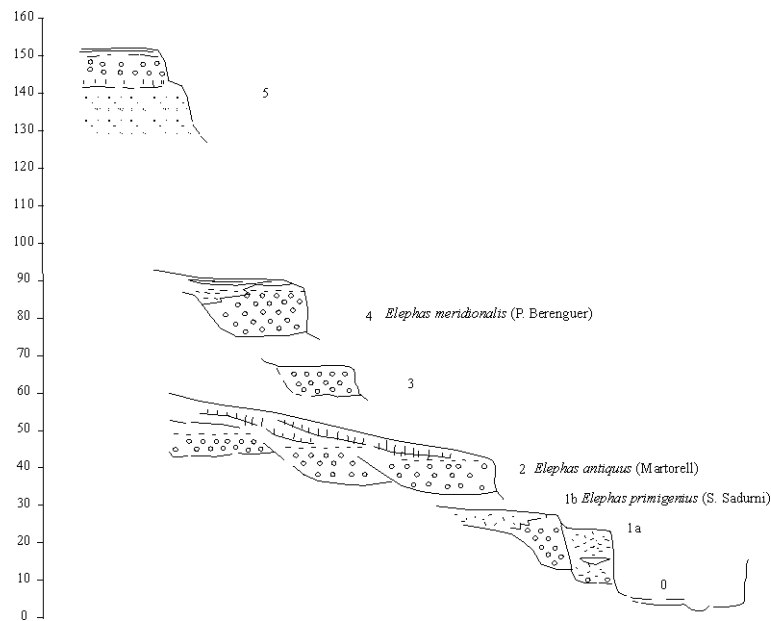


Figura 3.1.5. Esquema del escalonamiento de niveles del valle del Anoia en el Penedès y correlaciones con las faunas de elefantes del sistema del Llobregat (Gallart, 1981).

La cinglera del Capelló

Uno de los tramos más angostos del estrecho de Capellades es el acantilado travertínico o la cinglera del Capelló (foto 3.1.3). Esta formación travertínica es parte de un complejo de formaciones carbonatadas de lago de la zona. En el Badorc, estas formaciones carbonatadas con espesores de 20 a 50 metros ocupan el techo de las colinas. Debajo de ellas se ha documentado una terraza fluvial (+20 metros) con *Paraelephas trogontherii nesti* POHLIG (cuaternario antiguo) (Solé Sabaris et al. 1957). Las dataciones U/Th del tramo basal del macizo travertínico de Capellades han señalado dataciones superiores a 350 kyr BP (La Bofia) (Bischoff et al., 1988).

El travertino del Pla de Capellades - cinglera se apoya sobre el espejo de la falla del Anoia formado por materiales paleozoicos. La actividad neotectónica de la zona ha originado un desarrollado salto de falla evidenciado por la formación travertínica del Pla de la Torre y la del Pla de Capellades. Esta zona de levantamiento del zócalo hercínico ha orientado la formación de surgencias en varios puntos de la Sierra

Prelitoral. Estas surgencias han sido explotadas históricamente por la larga tradición en la gestión hidráulica de la zona de Capellades. La paleoecología de las surgencias del Pla de Capellades es poco conocida y complicada por su coincidencia con el perímetro urbano del municipio.

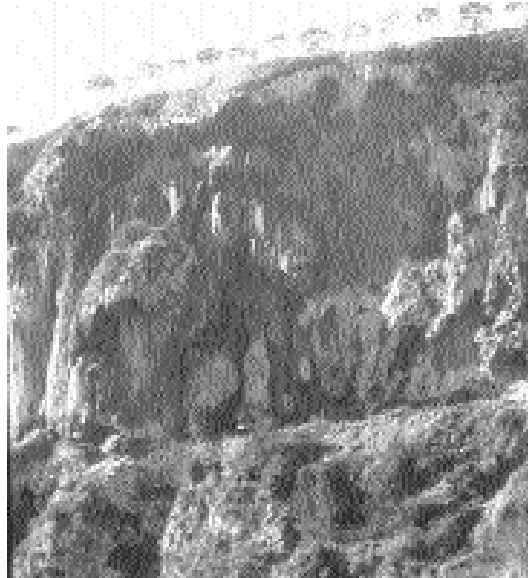


Foto 3.1.3. Detalle de la interacción entre la vegetación y la sedimentación bioquímica mediante la formación dels "Capellóns", en la Cinglera del Capelló de Capellades (Anoia, Barcelona).

La Cinglera del Capelló cuenta con paredes casi verticales superiores a los 50 metros. Contiene abundantes yacimientos del Pleistoceno Superior y Holoceno (Bartroli et al. 1995). La carstificación de la cornisa del acantilado por las variaciones en la actividad de las surgencias ha originado importantes oquedades y crecimientos calcáreos aprovechados por los grupos humanos pleistocenos y holocenos. Una relación del poblamiento prehistórico del acantilado de la Cinglera del Capelló es un legado desarrollado por las investigaciones del A. Romaní (Bartroli et al. 1995). Estos yacimientos arqueológicos tienen medios sedimentarios formados por rellenos de pie de cornisa y cueva dominantes (foto 3).

Una síntesis del entorno geomorfológico y geológico estructural de la Cinglera del Capelló y el Abric está desarrollado en la publicación de Muro y otros (Muro et al. 1987).

La vegetación

La vegetación de la Cinglera del Capelló es fundamentalmente de roquedos calcáreos. Las surgencias han establecido una zona húmeda en la plataforma del Pla de Capellades. El carácter húmedo está indicada por la abundancia y singularidad de bioconstrucciones carbonatadas cerca de las paredes de la Cinglera. Esta actividad

desarrollada de vegetación de paredes húmedas ha dado nombre al Capelló, aunque los xerófitos y la ausencia de la vegetación actual en la Cinglera es indicativa de una forma constructiva semiárida, con estación seca marcada, también conocida como "àrbol de Navidad" (Nicod 1997).

En el entorno inmediato de la cinglera, la vegetación es de tipo mediterránea, xerofita y principalmente calcícola. En el paso hacia la depresión del Ebro, la vegetación es cada vez más esclerofítica. La antropización ha modificado profundamente la biogeografía regional con la aparición de taxones dominantes como el *Pinus Halepensis*. Mediante la vegetación climácica, en la cuenca d'Òdena existen diferencias entre vertientes. En las vertientes sur, hay indicadores como *Ulex parviflorus* y *Asplenium petrarchae*. En las vertientes O y NO, hay especies eurosiberianas submediterraneas de zona refugio como *Apleinium fontanum*, *Buxus sempervivens*, *Pinus nigra ssp. salzmannii* y *Onnis fruticosa* (Nuet i Badia 1987).

El clima

La cadena Prelitoral es una divisoria entre el clima mediterráneo litoral y el de montaña media-baja (figura 3.1.6). Con sus 310 m sobre el nivel del mar, y a la entrada de la depresión del Penedès, la zona de Capellades se beneficia de los vientos litorales para contrarrestar las influencias continentales. La influencia de la depresión del Ebro se manifiesta con heladas frecuentes y espesas nieblas en las elevaciones (600 m) que conducen a la Segarra o Monserrat durante el invierno. El verano es seco y caluroso. La influencia litoral mantiene días rasos aunque las nieblas en primavera y otoño son frecuentes siguiendo el curso del Anoia (Solé Sabarís 1957).

Los vientos dominantes son cálidos. El ponent y el levant con lluvias son vientos

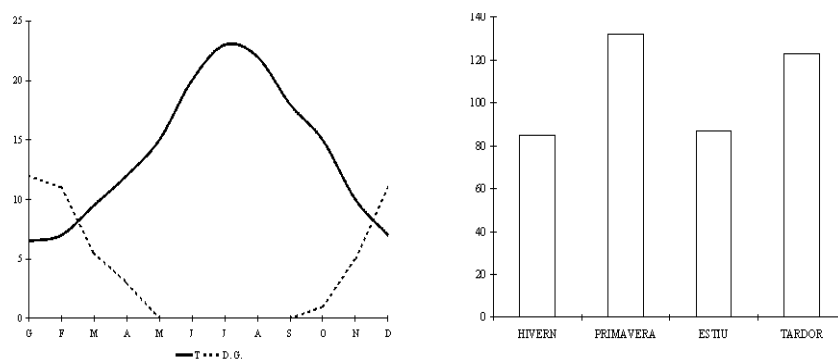


Figura 3.1.6. Curva anual de las Temperaturas (T) y los días de heladas (DG) de Igualada. A la derecha, diagrama de barras de la precipitación en milímetros agrupadas por estaciones (Solé Sabarís, 1958).

cálidos. El viento frío es el del NO procedente de la Segarra (depresión del Ebro).

Las precipitaciones

En la conca d'Òdena las máximas precipitaciones son en otoño, con la mitad de las

lluvias anuales. La lluvia anual tiene una amplia variación entre 234 a 727 mm (figura 3.1.6) (Solé Sabarís 1957).

Las temperaturas

Las importantes inversiones térmicas caracterizan el régimen de cuenca hundida. Los días de heladas son 49 desde diciembre a febrero (figura 3.1.7). El invierno y el verano tienen la misma duración. En invierno las temperaturas oscilan entre los 25 a 6 °C; el verano la variación es de los 40 a 5 °C.

La exposición de la Cinglera del Capelló es umbria. La cornisa del Abric Romaní tiene una orientación solar dominante noreste. Este carácter umbrío afecta a la conservación de la humedad y el desarrollo de la elaboración de micromodelados como los taffoni del Abric (Salomon 1997).

Discusión

El Abric Romaní y el complejo arqueológico de la Cinglera del Capelló de Capellades son un sistema deposicional muy singular. La formación de yacimientos en este paraje está beneficiada por una historia geológica estructural modificada por la dinámica de la falla del Anoia-Penedès y la captura de la cuenca de l'Òdena por el Anoia. El desfiladero de Capellades contiene un registro sedimentario fundamentalmente del Pleistoceno formado por dos grandes medios sedimentarios: los paleolagos del pleistoceno inferior y las surgencias del acuífero Capellades-Carme. Las ocupaciones humanas de la Cinglera del Capelló se desarrollan entorno al río; pero el cambiante paisaje de la Cinglera ofrece refugios naturales abundantes en forma de abrigos y cuevas producto de la carstificación y la fragmentación de las formaciones carbonatadas.

La zona de Capellades ocupa el límite de los biomas litorales y continentales del NE peninsular. Esto puede observarse mediante los datos climáticos y biogeográficos actuales brevemente descritos.

La configuración hidrogeológica de las surgencias de Capellades recogen una amplia zona de captación. De esta forma las variaciones de la humedad registradas en los rellenos sedimentarios de cuevas y abrigos de la Cinglera del Capelló contribuyen a la comprensión de la dinámica temporal de las surgencias de Capellades, y por extensión, del acuífero Capellades-Carme.

Estratigrafía del Abric Romaní

La secuencia estratigráfica del Abric Romaní contiene una importante cantidad y calidad de trabajos de investigación. Esta dilatada investigación de la secuencia estratigráfica ha sido favorecida por la concepción de intervención arqueológica de A. Romaní, responsable del sondeo del llamado pozo Romaní (Bartrolí et al. 1995). Posteriormente Ripoll (Ripoll y Lumley 1965) realizó las descripciones de sus sondeos realizados en el Abric Romaní y desarrolló las primeras interpretaciones climáticas. En esta fase de investigaciones sólo los caracteres litológicos de la secuencia fueron discutidos. El 1978 el Museo Arqueológico de Barcelona encargó análisis polínicos

(Campillo et al., 1999; Canal y Carbonell 1989; Carbonell et al., 1994).

Con el inicio de las excavaciones del CRPES (Centre de Recerques Paleo-Eco-Socials) la estratigrafía del Romani adquirió una importante relevancia concretada con las dataciones absolutas, la litoestratigrafía y el espectro polínico. Los materiales analizados provienen de la secuencia del pou realizado por A. Romani y también las secciones elaboradas por Ripoll (Bischoff et al. 1988; Burjachs y Julià 1994; Muro et al. 1987). En la década de los noventa, el Laboratorio de Arqueología de Tarragona profundizó el pou Romani y publicó en detalle la columna litoestratigráfica (Carbonell et al. 1994).

Litoestratigrafía

Los trabajos pioneros de Amador Romani se ocupan muy preferentemente de la parte superior del abrigo. Las capas son descritas con detalle desde la capa 1 hasta la 13-14, o nivel J de la actual estratigrafía (Bartroli, 1995). En el Atlas, A. Romani se implica en la reconstrucción de la formación del Abric y sus relaciones con la cinglera (Bartroli, 1995:227). En el Atlas expone la hipótesis de tres bancals estalagmíticos con depósitos arenosos intercalados (figura 3.1.7). También Ll. M. Vidal presenta los caracteres litológicos de las capas intervenidas en el Abric, siguiendo el esquema establecido por A. Romani (Vaquero 1992; Vidal 1911).

Más adelante, el Abric Romani fue motivo de visita en el V congreso internacional del INQUA de 1957 (Solé Sabaris et al. 1957). En este año también se publica un monográfico del Instituto Geológico Provincial sobre el valle del Anoia (García Rodrigo 1957). Sin embargo, los trabajos de descripción y interpretación litoestratigráfica de la secuencia se inician con los trabajos de Ripoll y colaboradores publicados el 1965 (Ripoll y Lumley 1965). Esta publicación trata el sondeo Ripoll de 6 metros de espesor, y llega hasta la descripción de la capa 13 de A. Romani o H12 de Ripoll. Ripoll y Lumley (1965) dividen estos 6 metros descritos en: 1, gravillas crioclásticas de base; 2, estratos travertínicos; 3, arenas limosas rojas superficiales. Destacamos que las

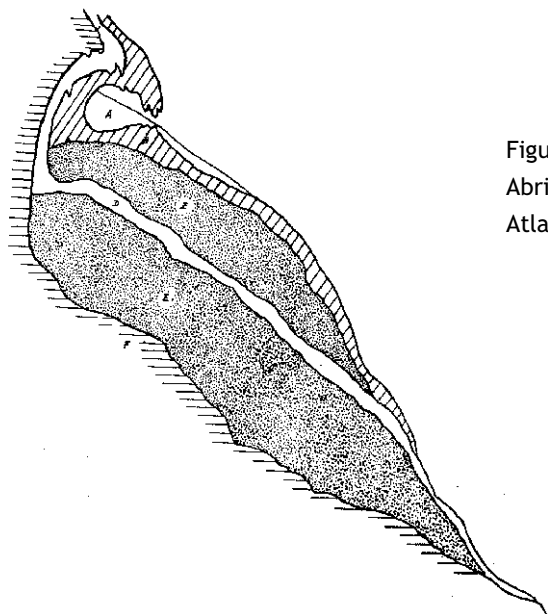


Figura 3.1.7. Hipótesis - esquema de formación del Abric Romani (Solé Sabaris et al., 1957, extraída del Atlas).

gravillas crioclásticas de la base formadas por los estratos 12 y 13 corresponden con el nivel J de la actual estratigrafía. La interpretación propuesta para este tramo de la secuencia está caracterizada por su sedimentación rápida, y su correspondencia con un clima frío y húmedo.

Después con los trabajos del CRPES se logró recuperar el yacimiento con la limpieza de testimonios y catas, y especialmente la localización del pozo Romaní. Una primera litoestratigrafía y consideraciones sobre la zona de Capellades fueron desarrolladas en la publicación de 1987 (Muro et al. 1987). Las intervenciones arqueológicas en extensión fueron discutidas por Mora en su tesis doctoral (Mora 1988). Mora y otros desarrollan una exhaustiva exposición de la secuencia según conjuntos, delimitados por caídas de bloques, y niveles arqueológicos (Mora et al. 1988b). La formación de conjuntos es utilizada para limitar la homogeneidad de la sedimentación. Esta investigación está apoyada por una exhaustiva documentación de secciones y dataciones absolutas U/Th, de principalmente la parte superior del abrigo. En este mismo año también se publica una caracterización antrópica y sedimentológica de los niveles arqueológicos y su contexto litoestratigráfico (Mora et al. 1988b).

Esta secuencia estratigráfica continental fue profundizada posteriormente a 16,30 m (Carbonell et al. 1994). Las dataciones de la base del pozo actual se remontan a los 70 kyr BP U/Th (Burjachs y Julià 1994; Giralt y Julià 1996). La secuencia litoestratigráfica más detallada del Abric Romaní se obtuvo en los primeros años de intervención arqueológica del Laboratori d'Arqueologia de la Universitat Rovira i Virgili. En 1994, Santiago Giralt (Carbonell et al. 1994) concluye el registro litoestratigráfico y establece 4 series sedimentarias que recogen los tipos de sedimentación. Más adelante Giralt (Giralt y Julià 1996) establece 3 asociaciones de microfases mediante el registro litoestratigráfico de l'Abric de la Consagració y l'Abric Romaní (figura 3.1.8).

La segunda mitad de los años 90 se ha producido una rápida transformación de las secciones disponibles y de la superficie excavada del Abric Romaní. El nivel K ha sido excavado en extensión sin la presencia de antiguas intervenciones arqueológicas. Esta estrategia de intervención en extensión también ha mejorado la calidad de las secciones. De esta forma durante los años 1998 y 1999 nos hemos concentrado en la sección de la coveta nord (SCN) que presentamos más adelante.

Cronoestratigrafía

La investigación geocronológica de la secuencia del Abric se concretó en la publicación de los resultados en 1988 (Bischoff et al. 1988). En esta publicación destaca la abundancia y calidad de los materiales datados, pero fundamentalmente nos interesa destacar la confirmación de una sedimentación muy rápida, entorno los 60 cm kyr⁻¹ (Bischoff et al. 1988).

La investigación geocronológica en la secuencia del Abric explica un cuadro cronoestratigráfico que abarca los 60-40 kyr BP en U/Th (Bischoff et al. 1988) (figura 3.1.9). Las referencias a la litoestratigrafía caracterizan al Abric Romaní como una serie de sedimentos carbonatados con buena estratificación. Las muestras datadas

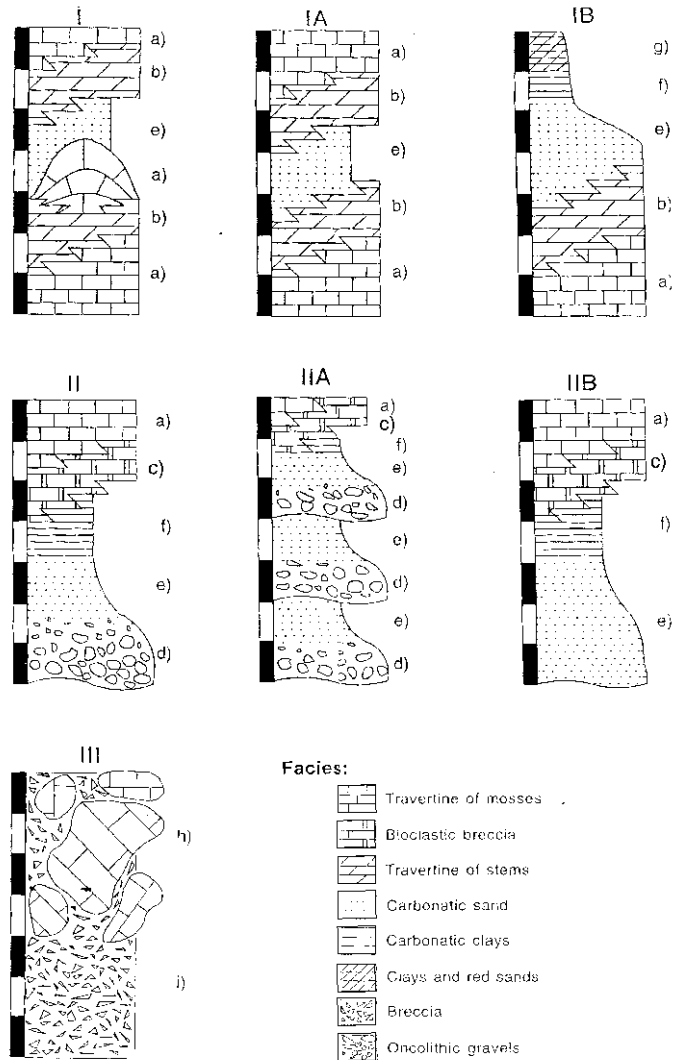


Figura 3.1.8. Tres asociaciones de facies establecidas por Giralt y Julià en el Abric Romani y en el Abric de la Consagració, en la Cinglera del Capelló de Capellades (Giralt y Julià, 1996)

son débilmente cristalinas, pero contienen un equilibrio isotópico. Las dataciones de la secuencia ayudan a interpretar que no existen discontinuidades importantes en la sedimentación (Bischoff et al. 1988).

Posteriormente, la investigación geocronológica se ha desarrollado en la caracterización de la transición del Paleolítico medio al superior (Bischoff et al., 1994). En el mismo año, salen publicadas las dataciones ¹⁴C de niveles arqueológicos de la secuencia, entre ellas el nivel J con 47.1 kyr BP (Carbonell et al. 1994). Los resultados de esta investigación geocronológica permiten contextualizar la secuencia estratigráfica en el estadio isotópico 3 y 4 (El 3-4), entre los interestadios de

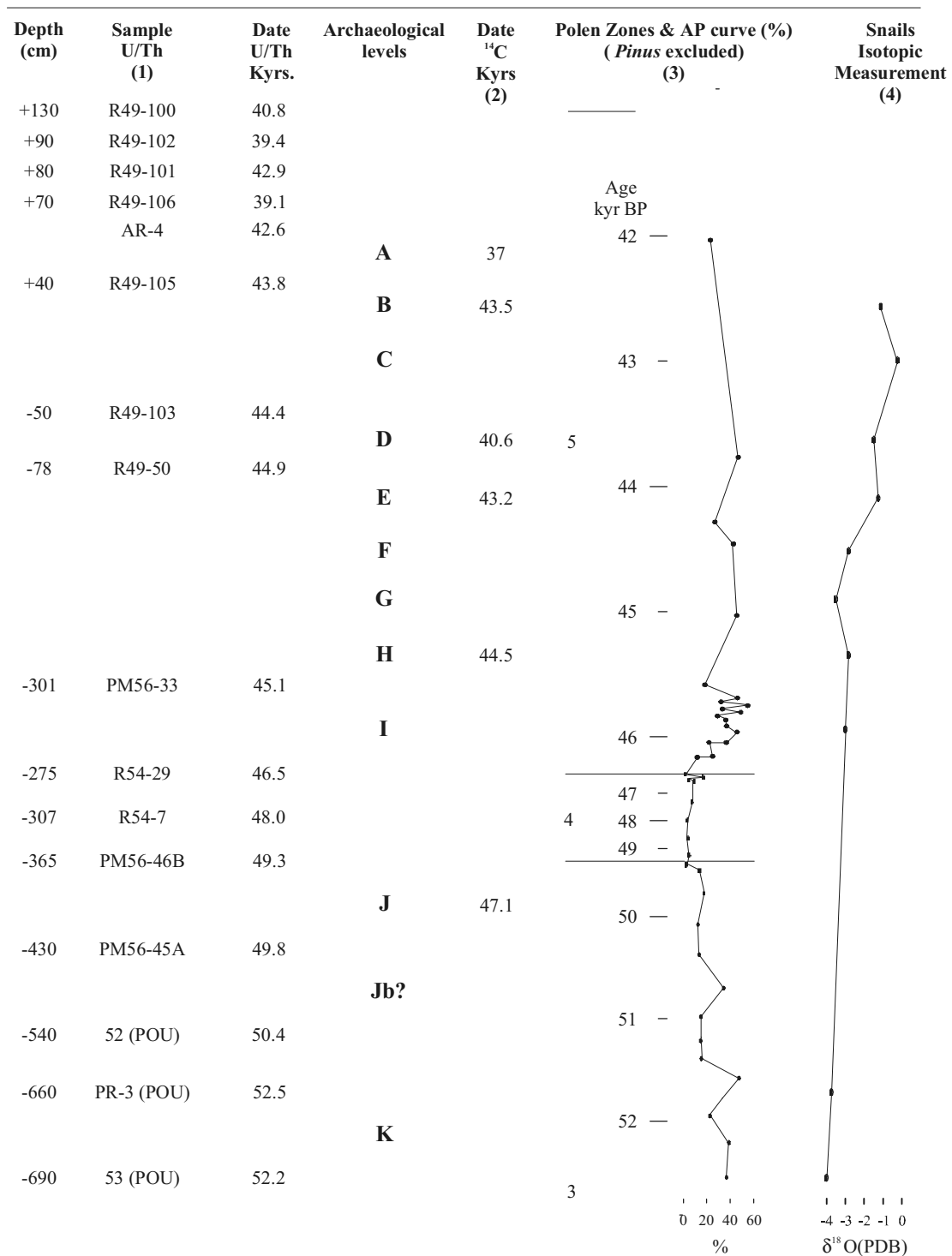


Figura 3.1.9. Tabla de muestras y dataciones obtenidas junto con los resultados sobre la paleoecología de la secuencia estratigráfica del Abric Romaní.

(1) Muestras y cronología en U/Th BP (Bischoff et al., 1988; Bischoff et al., 1994; Mora, 1988). (2) cronología de radiocarbono BP en Carbonell et al., 1995; Bischoff et al., 1994). (3) Zonas polínicas y curva AP en Burjachs y Julià (1994). (4) contribución de P. Abell .

Groenlandia (IG), eventos GRIP, 19-20 hasta la fin del 12 o Hengelo (Dansgaard et al., 1993; Walker et al., 1999). El nivel J en la cronología de Groenlandia puede localizarse con las dataciones U/Th en el IG 14 o Glinde (fig.3.10)

Registro polínico de la secuencia estratigráfica

La secuencia del Abric Romani fue muestreada a principios de los años 1990 (Burjachs y Julià 1994). Los resultados indican una importante presencia de cambios abruptos en el registro polínico que contrasta con la rapidez y la continuidad de la sedimentación. El estadio isotópico 3 en el registro de GRIP, esta caracterizado por oscilaciones pequeñas en amplitud, rápidas y frecuentes (Handel y Tzedakis 1996). Estos cambios abruptos pueden estar en relación con la activación intermitente de la circulación termohalina del Atlántico Norte que instala condiciones cálidas en Europa

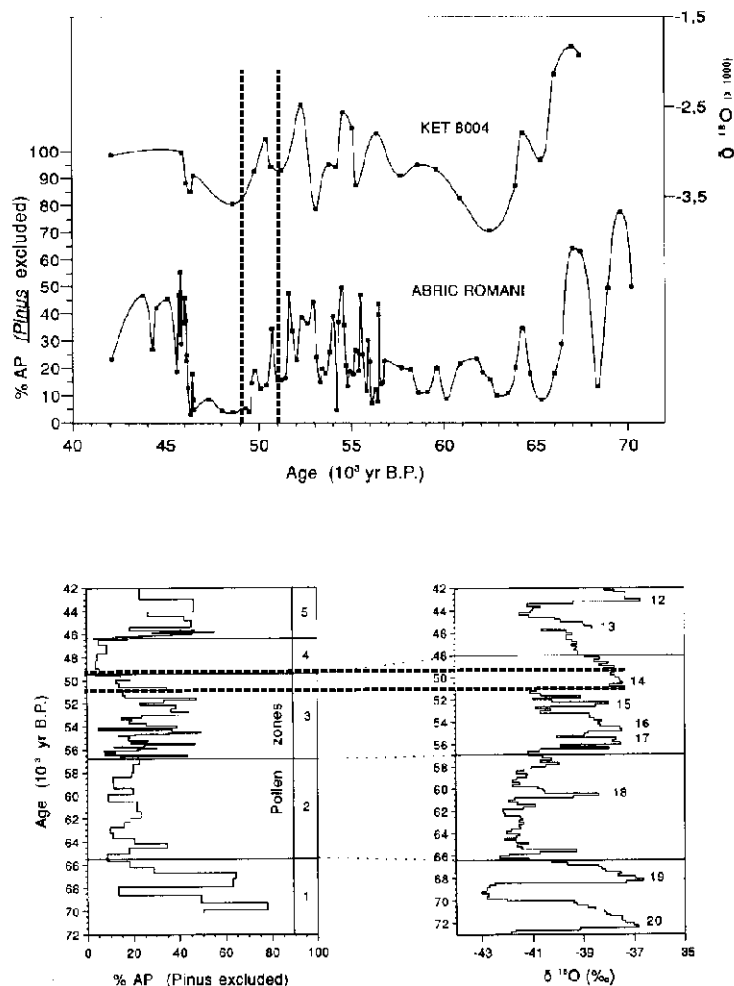


Figura 3.1.10. Cronología y registro polínico arbóreo del abric Romani, con el polen de *Pinus* excluido, y su relación con las secuencias del O¹⁸ continentales continuas del hielo en Summit (Dansgaard et al. 1993) y secuencias marinas del mediterraneo (KET 8004) (extraído de Burjachs y Julià 1994).

(Broecker 1994).

En la secuencia del Abric se han establecido 5 zonas polínicas. Pero los resultados más destacados para nuestra investigación, es que el registro de la vegetación en la secuencia estratigráfica puede ser interpretada por su relación con cambios climáticos de escala global (Burjachs y Julià 1994). Esta interpretación se basa tentativamente en la correlación visual entre las curvas del porcentaje de polen de árboles (excluido pinus) y la curva isotópica (en ‰) d18O del sondeo del mediterráneo KET 8004 (Paterne et al., 1986; Rossignol-Strick y Planchais 1989). Esta hipótesis aún toma mayor fuerza con la comparación con la curva de los isótopos del oxígeno del hielo en los sondeos del ártico (Summit, Groenlandia) (Dansgaard et al. 1993) (figura 3.1.10).

La correlación con otras secuencias polínicas es problemática para algunos tramos de la secuencia polínica dada la difícil comparación entre las cronologías U/Th y 14C (Burjachs y Julià 1994). Además, se apuntan diferencias en la sedimentación para explicar la dificultad en la correlación visual entre tramos de la secuencia polínica con sondeos calendarios. Así podemos observar una buena correlación entre el sondeo del mar Tirreno, con menos resolución; y con la curva de Summit para las zonas polínicas 1 a 3. Para la zona polínica 4, posterior a la cronología del nivel J (50 kyr BP), es más tentativa.

Discusión

La secuencia del Abric Romaní contiene datos contextuales muy desarrollados que permiten caracterizar significativamente su registro arqueológico y paleoecológico. Las características de su sistema deposicional dificultan la comparación con otros yacimientos arqueológicos ya sea desde el punto de vista ambiental como antrópico (Mora et al. 1988b). Podríamos exagerar estimando que la secuencia del Abric Romaní es más comparable con secuencias marinas y lacustres. Esta filiación tiene cierto sentido cuando emplazamos la secuencia del Abric Romaní en el sistema deposicional global de las surgencias y el acuífero de Capellades-Carme, la vegetación y la humedad.

Sin embargo, la contrastación de todos los datos acumulados en el largo trayecto de investigación paleoambiental en el yacimiento, nos conduce a considerar la continuidad de la sedimentación y su ritmo.

Los problemas en la continuidad de la sedimentación se pueden observar en la distribución estratigráfica de las dataciones. El registro estratigráfico de la zona polínica 5, con la identificación del interestadio Hengelo (Burjachs y Julià 1996) entre 46 y 41 kyr BP, permite sugerir un registro sedimentario parecido a sistemas deposicionales continuos. Sin embargo, podemos observar en esta zona polínica 5, una importante dilatación del registro sedimentario entorno a 44-46 kyr BP sugerido por la abundancia de muestras datadas y analizadas polínicamente. Esto permite observar que en esta parte de la estratigrafía existe una alta resolución sedimentaria durante ciertos milenios. Así podemos caracterizar tramos estratigráficos de la secuencia del Romaní con mucha resolución sedimentaria pero limitado a ciertos intervalos

cronológicos.

De hecho, este registro sedimentario con variaciones en la resolución sedimentaria nos indica la presencia de tasas de sedimentación variables en la formación de la secuencia estratigráfica. Esta tasa de sedimentación está en relación con la velocidad de enterramiento, factor que depende de los mecanismos de sedimentación. Estos mecanismos de sedimentación serán desarrollados más adelante para el nivel J desde una perspectiva microestratigráfica.

El nivel arqueológico J está a techo de la zona polínica 3, con una datación a techo, base de la zona polínica 4, de 49.3 kyr BP. La zona polínica 3 muestra unos patrones similares a los picos observados en la sedimentación continua de Summit (Burjachs y Julià 1994). Esta similitud ya arranca desde las zonas polínicas 1 y 2. A techo del nivel J, es donde existen dificultades para establecer la correlación visual (fig 3.10). Podemos considerar que por encima del nivel J, el registro polínico indica probablemente una anomalía en la continuidad sedimentaria.

Los muestreos sedimentarios han tenido una problemática horizontal. De manera que avanzamos que no disponemos de muestras sedimentarias para caracterizar el contacto entre la zona polínica 3 y 4.

Finalmente, tenemos que indicar que la posición cronoestratigráfica calendaria, 50-51 kyr BP, del nivel J coincide con el inicio del interestadio glacial 14 Glinde de Groenlandia (Dansgaard et al. 1993). También es entorno 50 kyrs BP la datación del registro sedimentario en los sondeos del Atlántico Norte del acontecimiento de Henrich 5, (cronología radiocarbono interpolada a calendaria) (Bond et al., 1993). Sin embargo, esta posición cronoestratigráfica referida a Groenlandia no es paralela al registro polínico del porcentaje de los taxones arbóreos, tal como se puede observar en la figura 3.1.10 mediante el trazo discontinuo. En la sucesión de los taxones en este intervalo 50-51 si que existe una mejora abrupta con la presentada sucesión que finaliza con *Olea* (Burjachs y Julià 1994), un taxón termófilo mediterráneo, pero la ausencia del interestadio Glinde (IG 14) en la secuencia polínica es evidente.

Resumen

La investigación paleoecológica y cronoestratigráfica de la secuencia del Abric Romaní muestra una complejidad derivada de una historia de la investigación con unos resultados que permite la posibilidad de intentar establecer paralelismos entre secuencias continuas del registro climático global con yacimientos arqueológicos continentales. Los trabajos sobre el registro polínico en el Abric son muy alentadores para considerar la secuencia como un registro climático de carácter global (Burjachs y Julià 1994). Además la investigación geocronológica aporta un cuadro cronoestratigráfico de mucha calidad, tanto por la fiabilidad de las muestras como por su oportunidad, al poseer una cronología calendaria para su comparación con los sondeos continuos en el hielo (Handel 1997).

De esta manera, la secuencia estratigráfica del Abric Romaní es muy singular dentro del registro sedimentario continental del Pleistoceno ibérico. Pero de todas formas existen dificultades, y mucho trabajo de investigación para profundizar, en el

potencial del registro paleoecológico del relleno sedimentario del abrigo. La SCN puede servir de referencia para la continuación de las valiosas investigaciones iniciadas por los palinólogos y geocronólogos en el Abric Romaní.

La sección estratigráfica de la coveta Nord (SCN)

Enunciados el potencial y las precauciones de la secuencia del Abric Romaní presentamos la SCN. Esta sección es una contribución a la investigación de nuevos y más completos cortes estratigráficos elaborados durante las campañas de intervención arqueológica recientes.

Esta sección abarca desde el nivel arqueológico K (52.2 Kyr BP) hasta el nivel A (42 Kyr BP) (Bischoff et al. 1988; Bischoff et al. 1994), y reconstruye el techo del relleno con la datación de 40.8 Kyrs BP (Arteaga et al., en preparación). La figura que presentamos es un perfil de campo de la sección de la coveta nord con la banqueta de la superficie del nivel J (excavaciones de 1998-1999) (figura 3.1.11). Este corte yuxtapone el perfil de la columna 40, desde el techo de la secuencia hasta el nivel J, y el perfil del nivel J hasta el K en la columna 43. Está en preparación la documentación de la SCN desde el nivel L hasta el techo de la secuencia enteramente por la línea 40.

La estratigrafía tiene unas medidas de 12 metros de ancho y 8 de alto. La figura 3.1.11 muestra la continuidad de los contactos sedimentarios que forman unidades estratigráficas mayores. En texto anexo describimos las características y los cambios laterales de las microfacies sedimentarias de las unidades estratigráficas establecidas mediante contactos continuos. Sólo destacamos los caracteres litológicos y los colores en húmedo. Los elementos que constituyen las litologías de la estratigrafía descrita se encuentran parcialmente definidos en la tesis y la publicación de Mora y otros (Mora 1988; Mora et al. 1988b). Sin embargo, hemos adoptado alguna denominación nueva para la fracción muy gruesa (Julià 1983):

- Gravas de fábrica cristalina, gravas de descamación: gravas de tamaño pequeño a mediano, poco porosas.
- Fragmentos tobáceos: fragmentos de travertino con tamaños de arena a bloque porosos, relacionados con depósitos formados por incrustación de vegetales.

Descripción litoestratigráfica

1. Gravas con arenas finas marrón muy claro (10YR 7/4 m). En la base tienen más arena fina. Hacia fuera del abrigo hay una estructura lenticular de arena fina marrón amarilla brillante (10YR 6/4). Unidad que entierra el nivel arqueológico K.
2. Arenas y gravas. Lateralmente hacia a fuera del abrigo pasa a una plataforma con gurs de arena amarilla clara (2.5YR 7/3) con bloques en la base. Algunos bloques tienen concreciones importantes.
3. Plataformas y estructuras lenticulares de arena. La plataforma es detrítica, de arenas con tubos, pero hacia la pared cambia lateralmente a arenas marrones muy claras (10 YR 8/3).

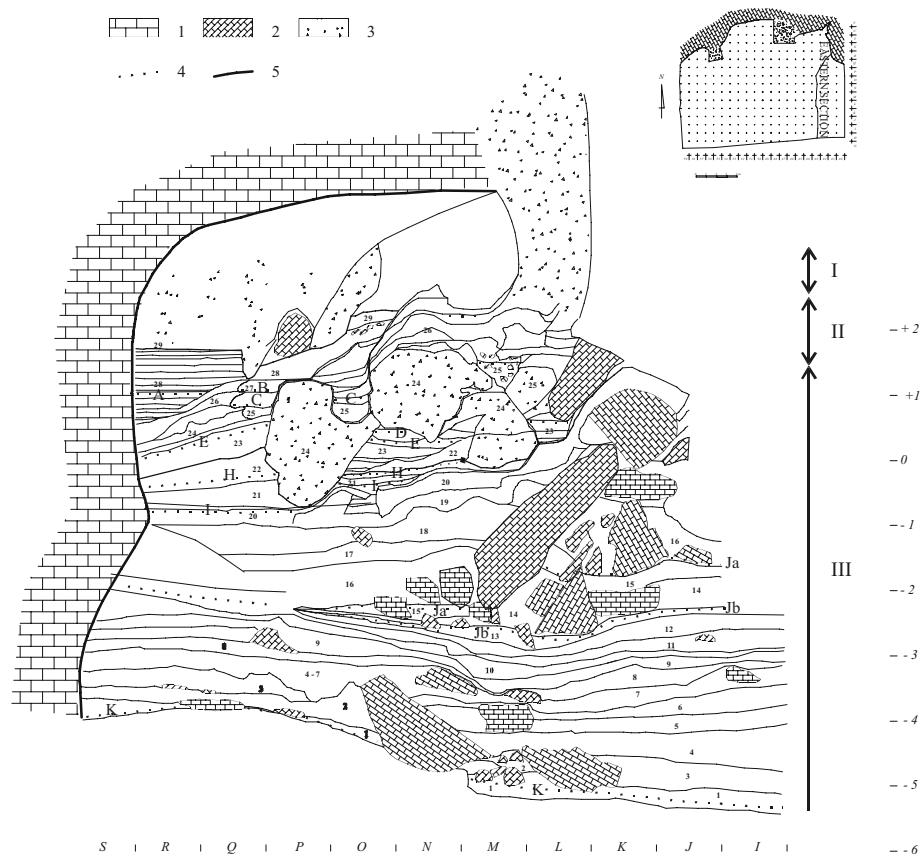


Figura 3.1.11. Estratigrafía de la sección de la coveta nord (SCN) del abric Romani.

Leyenda. 1 Cinglera del Capelló, pared del Abric Romani. 2, bloques caídos de la cornisa. 3, estalagmitas y estalagmitas. 4, niveles arqueológicos. 5, grandes discontinuidades.

4. Arenas y gravas laminadas. Lateralmente hacia a fuera del abrigo son plataformas de musgos y tubos en vida. Las gravas parecen fragmentos rodados de plataforma, fragmentos tobáceos subredondeados. En las arenas se observa cierta granoclasificación hacia limos marrón muy claro (10YR 8/2).

5. Plataforma con arenas. La plataforma es tubiforme, con musgos en vida. Las arenas son marrones muy claras con clastos. Las gravas son fragmentos de plataforma con alguna grava de descamación. Hacia la pared del abrigo aumentan las gravas de descamación.

6. Arena limo marrón muy clara con gravas. Hacia la pared, aumenta las gravas de descamación. Las gravas hacia fuera del abrigo son gravas tobáceas subredondeadas (fragmentos de plataformas detríticas).

7. Bloques con gravas y arenas marrón muy claro. Las gravas son principalmente gravas de descamación sin concreción.

8. Gravas laminadas con arenas finas marrón amarillas brillantes. Hacia fuera del abrigo forman plataformas filiformes en vida. Las gravas de descamación de la pared son abundantes y presentan una pequeña concreción.
9. Gravas y arenas marrón muy claro. Las gravas de descamación tienen una pequeña concreción y hay pocas arenas.
10. Arena amarilla clara (2.5YR 7/4 m) con bloques de travertino. Hacia fuera del abrigo pasan a plataformas filiformes en vida. Hacia el pared forman una plataforma tubiforme que hacia la pared pasan a limos amarillos con gravas. Las gravas de descamación presentan poca concreción.
11. Grava y arena marrón muy clara (10YR 7/3 m). Hacia fuera del abrigo continúa como una plataforma compuesta de lentejones de gravas de descamación poco concrecionadas, interdigitadas con bioconstrucciones de musgos en vida. Hacia la pared se caracteriza por gravas de descamación con muy poca matriz.
12. Gravas de descamación con arenas marrón amarillo brillante. Las gravas tienen concreciones. Hacia la pared varía lateralmente hacia limo amarillo claro (2.5YR 7/4 m). Base del nivel J.
13. Arenas y gravas marrón amarillo brillante con bloques. Las gravas son descamaciones con carbones y ordenación caótica. Grandes bloques métricos de caída. Nivel Jb.
14. Grava y bloque con poca arena gris brillante (10YR 7/2 m). Las gravas de descamación están poco concrecionadas- Los bloques son numerosos de tamaño decimétrico. Posible estéril de separación Ja - Jb.
15. Arena y grava marrón claro (10YR 6/3 m). Las gravas de descamación tienen una pequeña concreción, y también hay gravas subredondeadas de fragmentos de toba. Hacia la pared las gravas de descamación aumentan. En el cuadro O hay una IACE sobre gravas con arenas. Nivel Ja.
16. Plataforma detrítica de arena. Arena marrón muy claro con gravas tobáceas concrecionadas y bloques decimétricos. Hacia pie de cornisa cambia a gravas de descamación cementadas. Hacia fuera del abrigo hay bloques métricos con arena y grava marrón amarillo brillante. Las gravas de descamación tienen concreción y también hay gravas tobáceas subredondeadas con cierta laminación
17. Arena y limo gris brillante (10YR 7/2 m) con gravas y bloques tobáceos.
18. Arena y gravas tobáceas gris brillante. Algunas bioconstrucciones en vida. Hacia la pared cambia a gravas de descamación con poca concreción y no cimentadas. A techo se desarrolla una plataforma detrítica más gruesa hacia fuera del abrigo.
19. Arenas y gravas tobáceas gris brillante. Existe alguna estructura lenticular con cierta laminación. Formación estromatolítica en la base.
20. Plataforma detrítica de arenas. Arena marrón muy claro (10YR 7/4) con bloques tobáceos. Hacia fuera del abrigo pasa a una plataforma tubiforme en posición horizontal. Los depósitos de gur decimétrico finalizan con limos marrón claro encima

de gravas de descamación. Sobre la plataforma estos limos varían a una bioconstrucción estromatolítica. Hacia la pared continua con gravas de descamación sueltas con arena. Nivel I.

21. Plataforma filiforme y gur centimétrico de arenas y gravas. La plataforma es de musgos en posición en vida. Las arenas son de color marrón-amarillo brillante (10 YR 6/4). Las gravas de descamación tienen concreción y están a techo. Hacia la pared continua con gravas de descamación sueltas con arena y una bioconstrucción estromatolítica a techo.

22. Plataforma tubiforme en posición horizontal con lentejones de arenas y gravas subredondeadas tobáceas. Enlaza con macizo recarstificado hacia dentro y a fuera del abrigo. Hacia la pared continua con gravas de descamación sueltas con arena y bioconstrucciones estromatolíticas interdigitadas.

23. Láminas granoclasificadas verticalmente de arenas marrón amarillo brillante (10YR 5/4 m) con gravas oncolizadas, limo arena marrón muy claro (10YR 7/3 s) y limo arcilla marrón amarilla (10YR 5/4 m). A techo, con limos, base del nivel E debajo de macizo recarstificado. Hacia la pared continua con gravas de descamación muy cimentadas, laminadas por cementación estromatolítica.

24. Macizo recarstificado por goteo, poroso, con abundantes concreciones. Hacia la pared, edificio estromatolítico laminado.

25. Gurs encajados en macizos recarstificados por goteo, con la secuencia de gravas y bloques oncolizados hasta arena y limo hacia fuera del abrigo. Dentro, gurs con gravas de descamación con pocas arenas que terminan con limo arcilla marrón amarilla. Nivel C. En la pared, gur arena y grava marrón amarillo brillante cementada.

26. Macizo estromatolítico laminado con cicatrices de arenas o limos. Hacia pared, edificio estromatolítico laminado

27. Rellenos de gurs del macizo estromatolítico laminado, con arenas y gravas marrón amarillas no cementados. Hacia pared gran gur con bioconstrucciones con cicatrices de arena limo.

28. Limos y gravas marrón amarillas. Hacia la pared son bioconstrucciones con cicatrices de arena.

29. Limos siliciclásticos y carbonatados que colmatan la cavidad (deducidos por testimonios y documentación).

Discusión

La presentación de la estratigrafía de la coveta nord de la figura 3.1.11 muestra la continuidad entre los depósitos cercanos a la pared, de debajo de la visera y de fuera de la visera. Además conserva la morfología de la colmatación del relleno evidenciada por la fusión de la visera con el relleno de pie de cornisa, responsable de la formación de la llamada coveta nord. De esta forma, como ya restituyó A. Romani la SCN indica la evolución geomorfológica de una sedimentación clástica de relleno adosado a una cornisa hacia cueva.

Aunque la naturaleza de esta tesis doctoral no tiene una perspectiva estratigráfica de todo el relleno, la estratigrafía de la coveta nord presentada indica un cambio importante en la naturaleza del registro litoestratigráfico. Los trabajos anteriores dependían excesivamente de la parte superior de la estratigrafía, mientras que gran parte del relleno presentado en la figura 3.1.11 tuvo que observarse limitadamente en el pou 1 y pou 2. Estas observaciones estaban limitadas a los depósitos del relleno formados cerca de pared del abrigo. Esta limitación derivada de disponer sólo de cortes cercanos a la cornisa puede explicar algunas de las anomalías en la continuidad sedimentaria de la estratigrafía comentadas y evidenciadas mediante el registro polínico de la transición a la zona polínica 4. Creemos que nuevos muestreos palinológicos, sin la limitación de la proximidad de la pared, en la SCN pueden llegar a identificar el GI 14 en la secuencia del Abric.

La investigación sobre muestras del registro sedimentario de la parte superior del relleno y los depósitos cercanos a la pared también se observa en la abundancia de datos cronoestratigráficos y palinológicos de la estratigrafía. En este sentido vamos a discutir mediante la SCN una redefinición de las grandes subdivisiones estratigráficas elaboradas por Mora (Mora 1988; Mora et al. 1988b), y las series litoestratigráficas (Carbonell et al. 1994). Una primera y principal observación del perfil estratigráfico de la coveta nord es la presencia continua de procesos de sedimentación por gravedad de bloques. Otro carácter continuo en el registro litoestratigráfico es la presencia de plataformas, detríticas y bioconstruidas, De esta forma podemos evidenciar cierta continuidad de los mecanismos de sedimentación, gravitacional y de goteo, en la observación vertical de la secuencia estratigráfica. Sin embargo, tal como hemos descrito, si que existen diferencias pero estas son fundamentalmente laterales. De esta podemos distinguir:

Depósitos próximos a la pared del abrigo

La sedimentación cercana a la pared del abrigo cornisa está representada fundamentalmente por la fragmentación de la cornisa travertínica y, en menor medida, su disolución-reprecipitación. La fragmentación está representada por las muy dominantes gravas y gravillas cristalinas, descritas como gravas de descamación. En la base de la estratigrafía la matriz puede tener una coloración desde litocrómica (2.5YR) hasta sin matriz. En la parte central las gravas cristalinas están soportadas, con matrices más granulares y menos cimentadas. En la tercio superior de la estratigrafía la sedimentación de gravas alterna con la bioquímica de disolución-precipitación, más dominante, que pasa lateralmente a depósitos hídricos. En el techo de la secuencia, colmatando los depósitos, existen sedimentos alóctonos, loésicos (Bischoff et al. 1988), de color marrón amarillo (10YR -7.5YR).

Depósitos de debajo y fuera de la visera

En el tercio inferior de la estratigrafía los sedimentos están constituidos en su mayoría gravas cristalinas, con concreciones más o menos desarrolladas. Estas forman un ciclo con sedimentos granulares más o menos cementados que pueden constituir límites netos y paralelos que expresan una sedimentación muy laminar. Existen algunas estructuras sedimentarias de transporte hídrico. Estas pasan lateralmente a

bioconstrucciones, muchas en vida, fuera de la cornisa. Las matrices varían desde un amarillo claro (2.5YR) hasta un marrón amarillo (10YR). En la parte central pueden observarse una importante presencia de bloques métricos y la sedimentación cíclica de gravillas y arenas granulares con bloques.

En la parte superior, se desarrollan importantes cementaciones de brechas y bioconstrucciones. El desarrollo de estructuras dómicas está relacionado con la presencia de gurs y sedimentos organizados hídricamente que alternan con gravas y arenas. La actividad bioquímica de disolución y precipitación de la cornisa creciente hacia techo está indicada por la fusión de la cornisa con el suelo del relleno documentada por A. Romaní (Bartroli et al. 1995) que configura la coveta nord.

Conclusión parcial

La diferenciación de grandes conjuntos litoestratigráficos en la SCN no es evidente. Sólo la naturaleza mineralógica mixta (siliciclástica y carbonática) de algunos depósitos, a partir del nivel E, del resto de los materiales carbonatados de la secuencia del Abric Romaní permite establecer diferencias significativas. Estos materiales sedimentarios mixtos caracterizan la capa 1 de Amador Romaní, el cual ya los interpretó como loésicos, como más tarde ratificó Bischoff y otros (Bartroli et al. 1995; Bischoff et al. 1988).

Es necesario evidenciar el sistema deposicional con escasa entidad cartográfica en las formaciones carbonatadas de la zona de Capellades: los rellenos de gravedad al pie de la Cinglera del Capelló. A. Romaní en el Atlas ya estableció la hipótesis de bancales estalagmíticos y bancales sabulosos (arenosos), en la formación de este sistema deposicional adosado a la Cinglera del Capelló. Este esquema se basa fundamentalmente en las transformaciones postdeposicionales de los sedimentos, mientras que el origen de los sedimentos, al menos para casi la totalidad de la SCN del Abric Romaní, es la misma Cinglera.

El esquema de bancales de A. Romaní está construido mediante una aproximación basada en la articulación de los fenómenos de evolución postdeposicional de los rellenos de pie de cornisa. De esta forma, la colmatación del relleno al pie de la cinglera conduce a un drenaje malo y exagerar el registro sedimentario de fenómenos hídricos.

La aproximación que presentamos considera que, dada la naturaleza carbonatada dominante en la formación del relleno, el origen de la sedimentación es la pared de la Cinglera y los procesos de bioconstrucción en el relleno pleistoceno del abric. De esta forma, contemplamos que casi la totalidad de la sedimentación del Abric Romaní tiene como mecanismos la fragmentación mecánica y a la sedimentación química de disolución-precipitación de la cornisa travertínica de la Cinglera del Capelló. Esto está de acuerdo con lo que podemos observar en los trabajos de campo: la interferencia constante entre pocos sedimentos producidos por transporte hídrico y sedimentos gravitacionales dominantes. Esta aproximación es más propia de pequeños sistemas deposicionales como los de pie de cornisa rocosas característico de abrigos. De hecho, vista la homogeneidad de la naturaleza mineral de los materiales y su filiación con la

pared de la Cinglera, indica que la sedimentación de la SCN presenta como medio de transporte dominante la gravedad, mientras que el transporte hídrico puede considerarse fundamentalmente una transformación postdeposicional relacionado con las características del sistema de drenaje.

La mejora de los cortes de los últimos años nos ha permitido trazar la sección de la figura 3.1.11 y presentar las variaciones laterales de las microfases sedimentarias. Esto nos ha permitido discutir la caracterización de los depósitos en relación con la pared de la cornisa y la visera. Sin embargo, uno de los aspectos aún poco conocidos son las relaciones entre los niveles arqueológicos y de caídas de bloques, utilizadas anteriormente para separar grandes conjuntos estratigráficos con niveles arqueológicos (Mora 1988). A medida que los trabajos de intervención arqueológica han avanzado hemos podido constatar la presencia de registro antrópico y fenómenos de caída de bloques más o menos importantes en la sedimentación. Esta sincronía sedimentaria entre ocupaciones y depósitos de gravedad de gran tamaño es una línea de investigación que necesita más trabajo de campo y análisis en el futuro.

Es, sin embargo, el papel estructural de los bloques el que permite explicar la conservación de la estratificación tan bien expresada en la figura 3.1.11, y fundamentalmente la continuidad de la sedimentación en algunos de los tramos de la estratigrafía. Del gran número de límites netos y paralelos observables en la SCN, muchos se apoyan sobre los bloques caídos. En este sentido, podemos observar en el Abric Romani y otros rellenos de la Cinglera, como por ejemplo en el Abric de la Consagració, el papel de obstáculo de los grandes bloques de la cornisa. De esta manera, los productos sedimentarios formados por el deterioro constante de la cornisa rellenan el volumen entre la pared de la cornisa y los bloques caídos de forma análoga a un sistema de cornisa basal (Joly 1976).

En la figura 3.1.12 hemos emplazado las dataciones seleccionadas de la figura 3.1.9, al que hemos añadido el error (Bischoff et al. 1988; Bischoff et al. 1994; Mora 1988) y la curva del δO^{18} del sondeo del hielo en Summit (Dansgaard et al. 1993), con cronología calendar basada en el modelo formación de hielo. La secuencia estratigráfica presentada de la coveta nord cubre 12.000 años, entre 52 y 40 kyr. Como podemos observar en la figura 3.1.12 en la curva del δO^{18} de Summit, durante el intervalo 40-50 kyr existen dos interestadios, Hengelo y Glinde, con números pares que respectivamente son el 12 y 14. Las dataciones absolutas de los contextos sedimentarios de los niveles arqueológicos representados en la figura 3.1.11 permiten establecer una zonación cronoestratigráfica y relacionarla con los caracteres litoestratigráficos evidenciados en la sección de la coveta nord.

1. Desde el nivel K la base del nivel E las dataciones en U/Th pueden agruparse en aproximadamente todo el Interestadio de Groenlandia 14 (GI 14) (Walker et al. 1999). Durante esta intervalo cronológico la sedimentación es relativamente continua y pertenece a un sistema de cornisa basal. Esta sedimentación esta constituida por el aporte de la pared.

2. Desde el nivel E, en la SCN, los rellenos pertenecen a un sistema de cueva, indicado por la fusión del Capelló del Abric y el relleno de pie de cornisa, tal como propuso A.

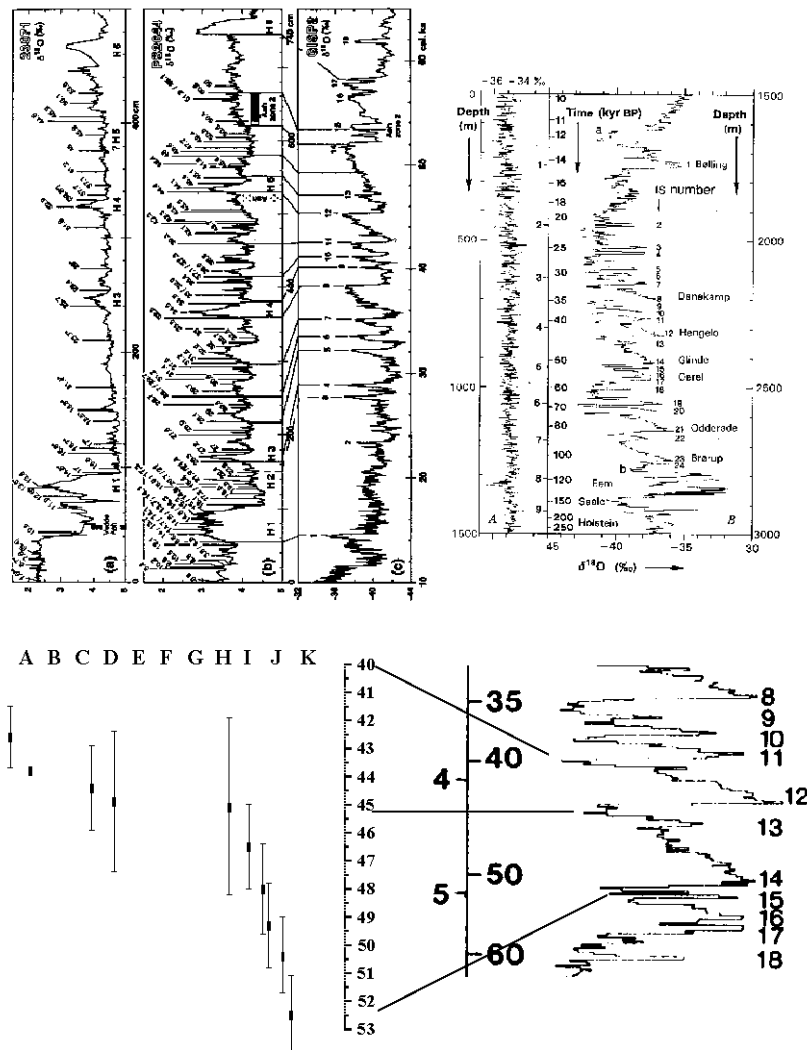


Figura 3.1.12. Zonación cronoestratigráfica de los niveles arqueológicos y su relación con las secuencias paleoclimáticas continentales continuas de hielo en Summit (Dansgaard et al., 1993) y GISP2, esta última -a la izquierda- correlacionada con sondeos marinos continuos (Voelker et al., 1998).

Romani (Bartroli et al. 1995). Las dataciones de esta parte del relleno indican una sedimentación rápida durante ciertos milenios, durante el GI 12, o Hengelo. La configuración de cavidad permite registrar, además de los depósitos de naturaleza carbonatada de la pared, la captura de sedimentos marrón amarillos interpretados en la parte superior del abrigo (capa 1), como aportes eólicos. Estos aportes eólicos aumentan cuando la cavidad es cada vez más cerrada; colmatan la cavidad y forman la capa 1 cuando se produce un encajamiento de la red hidrográfica (Giralt y Julià 1996). Estos loes están por encima de costras datadas entorno a los 40 Kyr BP (Bischoff et al. 1988) y como hipótesis de trabajo hemos relacionado sus caracteres litológicos formados por mecanismos eólicos con el evento de Heinrich 4 (Arteaga et

al. en preparación), identificado en el mar de Alborán entorno los 39 Kyr BP (Cacho et al. 1999). También el análisis polínico sitúa entorno a los 45 kyr BP un evento parecido al Younger Dryas (Burjachs y Julià 1996). Mientras que en el intervalo calendario 45-46 existe la correlación cronoestratigráfica con el evento de Heinrich 5, establecida entre los sondeos marinos y las secuencias continuas del hielo GISP2 (Voelker et al., 1998), en la correlación con GRIP (Cortijo 2000). El evento Heinrich 5 también ha sido evidenciado en el Mediterráneo (mar de Alborán) entorno 45-47 (Cacho et al., 1999). Este cuadro cronopaleoclimático permite caracterizar provisionalmente las unidades litoestratigráficas cercanas a la transición del conjunto II y III de la SCN (figura 3.1.11), especialmente la capa 9 o E de la actual estratigrafía también mediante la sedimentación eólica, de forma parecida a la transición de la zona II a I (figura 3.1.11). Tentativamente podemos emplazar estas distinciones estratigráficas en el contexto global de los cambios climáticos de los registros continuos dentro del ciclo Dansgaard y Oeschger 8 (Bond y Lotti 1995).

Finalmente, esta comparación del cuadro litoestratigráfico de la SCN y la cronología del registro paleoclimático del δO_{18} de Summit es una tentativa para establecer un modelo basado en los datos de la descripción de campo y la posición cronoestratigráfica de las dataciones U/Th. El uso de otras secuencias paleoclimáticas basadas en el registro oceánico (Bond et al. 1993), y recientemente polínico-lacustre (Allen et al., 1999; Watts et al., 2000), con cronologías calendarias independientes pueden enriquecer el modelo de interpretación de la significación paleoclimática y cronoestratigráfica de la sedimentación de la SCN en futuras investigaciones.

Las ocupaciones humanas del Abric Romaní

La investigación sobre la estructura de los niveles arqueológicos del Abric Romaní es parcial, como lo es la ocupación prehistórica de los yacimientos de la Cinglera del Capelló. Los datos tratados recientemente, niveles H, I y J, indican una fuerte variabilidad de las acumulaciones antrópicas en las superficies ocupadas (Canals 1996; Carbonell et al., 1996a; Carbonell et al., 1996b). Podemos distinguir, mediante las conexiones espaciales que ofrecen los remontajes líticos, acumulaciones bien delimitadas, con espacios vacíos, en los niveles H y I. En un aún inédito trabajo colectivo* del nivel I, hemos distinguido acumulaciones de extensión reducida, de entorno a 6 m de diámetro, y acumulaciones de extensión media de unos 15 m de diámetro. En el nivel Ja no ha sido posible poder trabajar con acumulaciones aisladas, con espacios vacíos, ya que existe una gran densidad de restos y los remontajes líticos ocupan toda la superficie excavada (230 m²), con unos 20-25 metros de diámetro máximo. (Vaquero et al., 1997; Vaquero et al., 1998). La extensión de campamentos musterienses en yacimientos al aire libre ha sido estimada entorno a los 15 m de diámetro (Moldova I) y también muchas ocupaciones musterienses en abrigos (Isaac 1989).

El carácter esporádico de las ocupaciones en el Abric Romaní fue inicialmente destacado (Mora et al. 1988b), por su interés al representar un registro favorable para la reconstrucción del uso del espacio y los procesos técnicos (Adouze y Enloe 1997; Bordes 1975; Villa 1977). Estas ocupaciones breves en abrigo apoyan la analogía

etnoarqueológica de la escasa frecuencia de ocupaciones residenciales en abrigos (Bindford 1998). Además, hay que retomar los datos presentados sobre el entorno inmediato del abrigo presentados, donde la mala insolación y orientación no favorecen la implantación de las ocupaciones humanas en el Abric Romaní.

Esta variación en la extensión de las acumulaciones establecida mediante los remontajes líticos, puede ser interpretada como producto de la función del yacimiento (su relación con los recursos naturales que condicionan las actividades) más que la duración o el número de ocupantes (Gifford et al., 1999). Esto da entender que las acumulaciones de registro antrópico de gran tamaño, o diámetro, podría formarse por el carácter repetitivo de ocupaciones breves. Sin embargo, consideramos que la localización de un yacimiento en el paisaje es una elección humana, y ésta puede contener preferencias (Gifford y Behrensmeyer 1977). Así, la ocupación del Abric Romaní puede ser conceptualizado de muchas maneras, en función del lugar que ocupa en las estrategias diacrónicas de organización del territorio de los paleopobladores (Carbonell et al. 1996b).

La organización del espacio

La excavación en extensión ha permitido documentar áreas individualizadas de actividades, y no sólo organizadas entono a hogares. En los niveles H e I se ha observado cierta adecuación al espacio con el emplazamiento de hogares en gurs secos, cubetas naturales, y pequeñas modificaciones del substrato como el traslado de bloques de travertino para formar dallages (empedrados). En el nivel J la modificación de la estructura de acogida, de la paleosuperficie, ha sido también planteada en el campo mediante una zona sin bloques, acumulados en proximidad, detrás de grandes bloques (Martínez Molina y Rando Moral 2000). Finalmente, como hemos indicado, la presencia de ocupaciones con una extensión limitada, junto con los procesos de sedimentación tan rápido, ha permitido referenciar un importante cuerpo de asociaciones significativas resumidas en diferentes publicaciones (Carbonell et al. 1996a; Carbonell 1992).

Recursos animales

Los macromamíferos registrados en todos los niveles son el caballo y el ciervo. La presencia de restos óseos de carnívoros es mínima (Cáceres et al., 1993), y todo el registro faunístico está significativamente antropizado. El impacto de carnívoros en el registro arqueológico está indicado por escasas acumulaciones discretas, y fundamentalmente por coprolitos ya referenciados en las intervenciones de Romaní (Bartoli et al. 1995). Significativamente este impacto de carnívoros en los niveles arqueológicos se ha registrado antes y después de las ocupaciones. Además de los anteriormente mencionados se ha detectado la presencia de animales de monte (cabra) y de llanura (rinoceronte, grandes bóvidos). Estas faunas son euritermas. (Carbonell et al. 1996a).

La zooarqueología del Abric Romaní ha evidenciado el transporte diferencial por peso. Además hemos documentado distintas áreas de procesamiento de fauna discretas (Carbonell 1992) (Carbonell et al. 1996a).

Recursos líticos

El material más utilizado para las industrias es el sílex. Le siguen el cuarzo y la caliza. Hay otros materiales, pero estos son testimoniales. Destacan cuarcitas y pizarras. Las pizarras se les desconoce su uso, aunque pueden estar relacionadas con otras funciones diferentes a la configuración de los útiles, tal como ocurre con comunes calizas con fracturas térmicas. El área de captación de los recursos líticos es relativamente cercana, aunque existen algunas materias con áreas de captación superior a los 20 kilómetros.

La cadena operativa de los niveles arqueológicos tiene una relación directa con los modelos de ocupación del abrigo. La fragmentación más importante está registrada en el nivel H mientras que en el nivel J existen íntegramente. Esto contrasta con la escasa variabilidad de los morfotipos configurados o útiles representados en la secuencia: los denticulados. La perduración de los denticulados en diferentes contextos ocupacionales muestra la complejidad de la supuesta uniformidad de los fenómenos de variabilidad técnica del paleolítico medio.

Los estudios funcionales de las industrias líticas han evidenciado trabajo en muchos materiales, entre los que destaca la madera (Martínez Molina 1999).

Recursos vegetales

Los recursos vegetales están muy representados, ya sea de forma microrrestos, en los bien contrastados impactos térmicos estructurados o intrusiones antrópicas caloríficas estructuradas (IACE), en forma de macrorrestos quemados (carbones) y objetos; y también en forma de pseudomorfos (negativos de maderas), que pueden estar quemados o no quemados (Allue 1994; Carbonell y Castro - Curiel 1995; Carbonell y Castro Curiel 1992). Destaca la ausencia de otros macrorrestos vegetales, como las semillas presentes en el yacimiento del Agut (González y Freeman 1998). La preservación de macrorrestos como los pseudomorfos de maderas indican la gran velocidad de los fenómenos de enterramiento de zonas o el total de determinados niveles. La captación de recursos vegetales es una de las pocas actividades que se realiza en el entorno inmediato documentada en las ocupaciones más breves. Esto sugiere la alta capacidad pirotecnológica en las ocupaciones musterienses documentadas en el Abric. El taxón arbóreo, exclusivo, determinado de los carbones de muchos niveles analizados es el *Pinus nigra salzmanii* (Allue 1994).

Síntesis

L'Abric Romaní de Capellades es un yacimiento arqueológico del Pleistoceno Superior con una estratigrafía que cubre el estadio isotópico 3 y 4. Este relleno sedimentario adosado a una cornisa travertínica ha sido interpretado como producto dominante de la fragmentación-alteración de la roca de la cornisa. Uno de los principales mecanismos de alteración de las rocas, y mecanismo primordial de la formación de los rellenos en abrigos, son las variaciones en su contenido en agua (Miskovsky 1997). De esta manera, el registro de la humedad en el relleno del Abric Romaní puede relacionarse con el sistema hidrogeológico global de las surgencias de Capellades. La geomorfología del abrigo es un micromodelo típico de paisajes áridos y semiáridos,

construida por unos alveolos, taffoni o lóbulos, que indican cierta humedad privilegiada por su exposición umbría. Así la morfología carstica del abrigo permite interpretar la importancia del ambiente seco, la ausencia de humedad regular, y el poco desarrollo de las cobertoras vegetales en los procesos de formación de la cavidad (Salomon 1997).

Las conexiones con un modo de registro global han sido tentativamente evidenciados por los datos palinológicos, en algunos tramos de la estratigrafía (Burjachs y Julià 1994). Mientras la investigación geocronológica nos indica la existencia de una sedimentación muy rápida, relativamente continua, y posición cronoestratigráfica absoluta muy fiable (Bischoff et al. 1988). Sin embargo, existen algunas discontinuidades sedimentarias aún mal conocidas, evidenciadas por los diferentes espesores de algunos tramos de la estratigrafía, su contexto cronoestratigráfico y significación paleobotánica. En este sentido, la estratigrafía de la SCN puede ofrecer más calidad de registro sedimentario ya que estas investigaciones geocronológicas y paleoecológicas citadas dependen excesivamente de los muestreos realizados cerca de la pared.

La evidencia de rupturas en el medio deposicional para la subdivisión litoestratigráfica de la secuencia no es clara. Sólo se pueden observar importantes diferencias en los sedimentos rojizos del techo de la secuencia, de naturaleza siliciclastica dominante y calcítica, interpretadas tradicionalmente como sedimentos loesicos ya desde A. Romaní (Bartoli et al. 1995; Bischoff et al. 1988). Estos sedimentos marrón amarillos empiezan a ser abundantes a partir del nivel E. En la sección de la coveta nord no están tan bien representados como en otras secciones del abrigo. La descripción litológica de campo presentada, apoyada sobre los resultados limitados de las microfacies analizadas al microscopio del nivel J, indican la presencia de una sedimentación con un microciclo que presentaremos en detalle más adelante. De hecho, las microfacies del nivel J no ocupan toda la variabilidad de microfacies de la secuencia. De esta manera nos reservamos una interpretación litoestratigráfica más precisa de la secuencia hasta que podamos trabajar con datos de análisis de más microfacies para mejor contrastar las inferencias sobre la SCN.

Finalmente, el Abric Romaní es más bien un medio sedimentario más próximo a los yacimientos al aire libre, con un recubrimiento rápido, que los medios de cueva y abrigo en los que se recomienda una excavación en sondeo y buen control estratigráfico (Bordes 1975). De esta manera, la intervención arqueológica en extensión ha sido fundamental para el conocimiento de las relaciones espaciales del registro arqueológico del Abric (Allué et al. 1993). Estas relaciones espaciales y la naturaleza del registro arqueológico han servido para delimitar diferentes estrategias ocupacionales del abrigo a lo largo de la secuencia estratigráfica.

3.2. EL NIVEL J

El nivel J fue excavado fundamentalmente durante las campañas de 1994 y 1995 por el equipo del Laboratorio de Arqueología de la Universidad Rovira y Virgili de Tarragona. Este nivel arqueológico está actualmente en proceso de investigación, aunque ya existen abundantes resultados, especialmente desarrollados en la tesis doctoral de M. Vaquero (Vaquero 1997) y tesinas dedicadas a la industria lítica (Martínez Molina 1999), la distribución espacial (Rando Moral 1999), la zooarqueología (Bravo 2001) a los que hay que añadir los resultados publicados en cronología absoluta, palinología y la estratigrafía (Bischoff et al. 1988; Burjachs y Julià 1994; Carbonell et al. 1994; Giralt y Julià 1996). Para una visión diacrónica de las ocupaciones antrópicas del Abric en la que está incluida el nivel J existen publicaciones que resumen las principales características de las ocupaciones antrópicas (Carbonell et al. 1996a; Carbonell et al. 1996b). Los impactos antrópicos pueden caracterizarse por la sucesión de diferentes extensiones de las acumulaciones antrópicas y remontajes que pueden corresponderse a diferentes estrategias, logísticas y residenciales, de ocupación (Canals 1996; Vaquero 1997).

La percepción de campo sobre el nivel J del Abric Romaní puede recuperarse en los diarios de campo. En ellos se muestra una especial importancia a las asociaciones con impacto térmico, la presencia de bloques de travertino (Foto 3.2.1., 3.2.2 y 3.2.3) y asociaciones significativas de restos antrópicos que indicaban un importante impacto antrópico. Cuantitativamente este impacto antrópico es evidente, ya que existe una gran cantidad de restos coordinados, que imposibilitan una delimitación clara de acumulaciones, con una densidad solo superada por el nivel E (Vaquero 1997). M. Vaquero en su tesis doctoral evidencia una gran cantidad de remontajes que abarcan todo el abrigo (figura 3.2.1).

Es de especial interés discutir las hipótesis iniciales sobre de los procesos de formación del nivel Ja expuestas en el diario de campo y su interpretación. Así, destaca la observación de una zona-banda coincidente con una acumulación de bloques de mediano y pequeño tamaño detrás de grandes bloques (foto 3.2.3). En esta zona de acumulación de bloques, en la que se coordinaron restos faunísticos de gran tamaño y acumulaciones dispersas de sedimentos oscuros (foto 3.2.4, 3.2.5 y 3.2.6), se ha interpretado actividades de limpieza (Martínez Molina y Rando Moral 2000). Menos sistemáticamente, también se recoge la observación de la presencia de materiales pequeños en zonas del interior de la cornisa. A techo del nivel J, queda comentado la presencia de acumulaciones organominerales amarillas, interpretadas



Foto 3.2.1. Vista general desde el Este arqueológico del nivel Ja. Destaca la acumulación de bloques medianos y pequeños en la parte izquierda de la superficie excavada.



Foto 3.2.2. Detalle de la acumulación de bloques de mediano y pequeño tamaño.

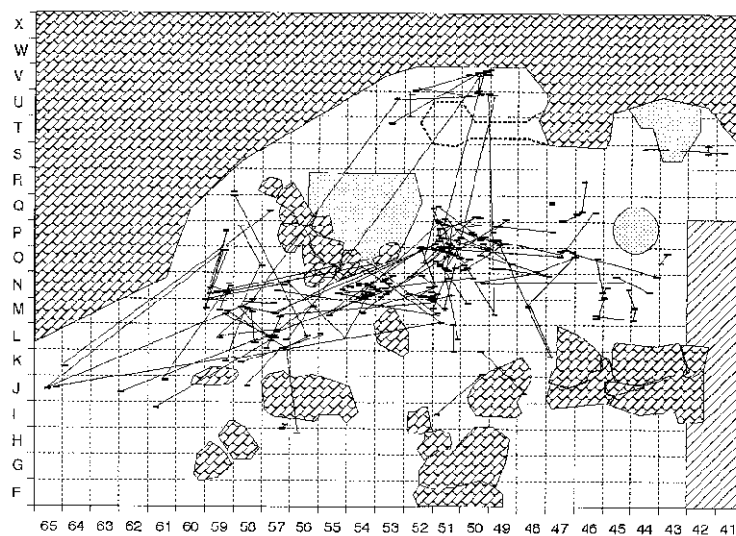


Figura 3.2.1. Distribución espacial de los remontajes del nivel Ja (Vaquero 1997).

como coprolitos cuando se presentan de forma esférica; otras acumulaciones tienen forma de masas lenticulares bien delimitadas, delgadas, con huesos en el interior, interpretadas como regurgitaciones de carnívoros. Otro importante aspecto es la presencia de abundantes acumulaciones de material antrópico articuladas por bloques de travertino y IACE (foto 3.2.7. y 3.2.8). Pero existe un aspecto de los procesos de formación del nivel Ja muy relevante en los diarios de campo: la presencia de facies de paleocanal en la variación lateral del nivel arqueológico Ja hacia la proximidad de la pared. Estas facies de paleocanal serían producto de la incisión hídrica surgida de la pared travertínica y del goteo de la cornisa. El lavado de los depósitos cercanos de la pared explicó la baja densidad de restos en esta zona del nivel Ja. El modelo del paleocanal explica también la deformación, recorte o desplazamiento de algunas de las IACE de la zona central descritas por su contorno irregular y mal delimitadas (foto 3.2.1). Sin embargo, en el diario de campo ya existen muchas indicaciones que muestran las dificultades explicativas de este modelo propuesto por el equipo de excavación. Así se describe la presencia de objetos de pequeño tamaño, piedras quemadas y composición sedimentológica heterogénea. La descripción litológica del paleocanal corresponde singularmente a gravas sin matriz. Además, Rando Moral (1999) en el estudio de las alteraciones hídricas ya expone la escasa o casi nula representación de este tipo de alteraciones en el registro espacial óseo. Otras interpretaciones sobre la actividad de la circulación hídrica están apoyadas sobre las observaciones de campo que explican la formación del substrato litológico del nivel Ja. Este substrato está formado por arenas y bioconstrucciones que configuran pequeños gurs, originados por una plataforma de techo irregular. Mientras el nivel Ja, está registrado principalmente dentro de una matriz formada por gravas y arenas, en casi todas las anotaciones de campo. Finalmente, también se detectó el nivel Jsup en un nivel con arenas marrón amarillas y bioconstrucciones. El nivel J sup, bien separado sedimentológicamente del nivel Ja, sólo se documentó en algunos sectores de la superficie excavada.

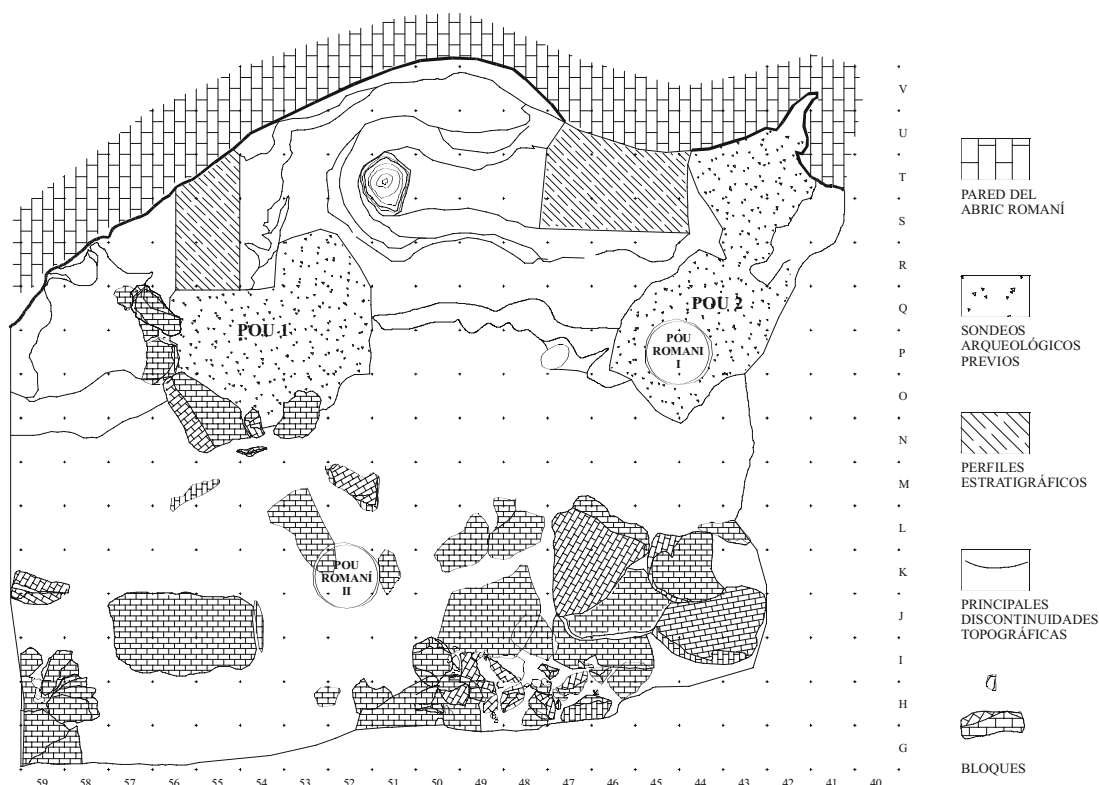


Figura 3.2.2. Relieve estructural del nivel J con la presencia de las antiguas intervenciones arqueológicas y los testimonios.

El nivel J pudo excavarse en extensión sincrónicamente más de 200 m². Las trazas de antiguas intervenciones arqueológicas son los sondeos efectuados por A. Romani (Pozo Romani y sondeo yuxtapuesto, y el Pozo II) y E. Ripoll (sondeo y base de la doble L de sus trincheras) (figura 3.2.2 y fotos 3.2.9 y 3.2.10). De hecho, la base de estos sondeos era constituida por el la base - substrato del nivel J. En la documentación de A. Romani (Bartroli et al. 1995) el nivel J se corresponde con la capa 13, mientras que en los esquemas estratigráficos de Ripoll (Ripoll y Lumley 1965) el nivel J está localizado a techo de la capa 12. De esta manera, el nivel J es el último nivel arqueológico excavado en extensión por el equipo de la URV con sesgos producidos por intervenciones arqueológicas anteriores. En la figura 3.2.2 también presentamos los testimonios de la columna R a T/55 a 56 y S-T/45-47 que muestran zonas sin información, o sea por excavar.

En los trabajos de campo se pudo separar espacialmente diferentes subniveles dentro del nivel J. La diferenciación principal entre el nivel Ja y Jb se da entre las líneas L y O y las columnas 43 a 54 (Vaquero 1997). Además, se asignó otros subniveles según su delimitación estratigráfica en el campo. Así existe el nivel "J" en la coveta Ripoll y parte de la pared donde no se pudo separar Ja de Jb, o el nivel "Jsup" en la zona Este. En la zona Oeste se asignó casi todo el material como Ja. En la zona externa entre bloques existen materiales asignados como Ja/b dispersos. Esta situación dificulta el tratamiento de datos, de manera que urge el trabajo de laboratorio para

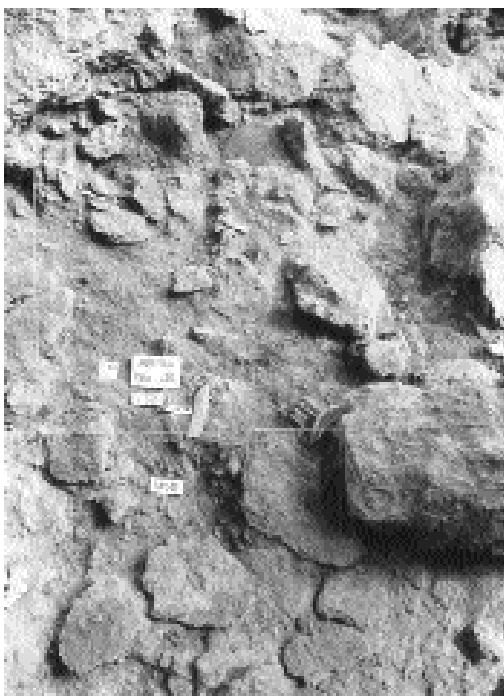


Foto 3.2.3. Disposición de restos faunísticos grandes acumulados entre bloques.

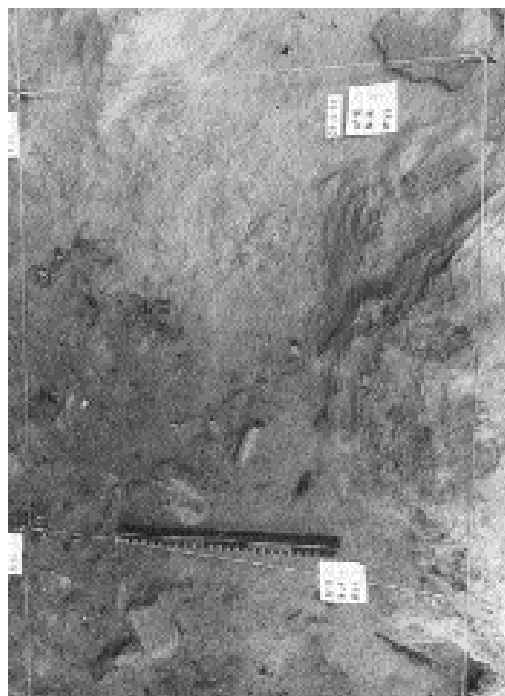


Foto 3.2.4. Acumulaciones de piedras y huesos con sedimentos oscuros (carbonosos?).



Foto 3.2.5. IACE con Organizaciones Internas de Travertino en M56. Puede observarse un travertino de forma más plana, de color más oscura por el impacto térmico. También destaca la buena delimitación de la IACE.

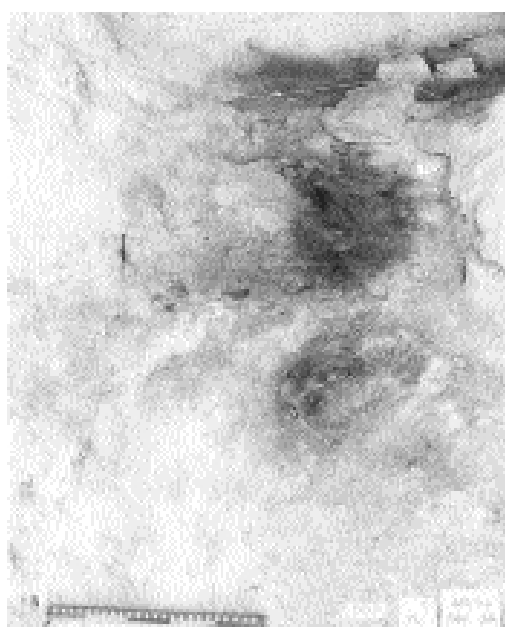


Foto 3.2.6. Entrada a la coveta Ripoll con Organizaciones Internas de Travertino (OIT) y Intrusiones Antrópicas Caloríficas Estructuradas (IACE).

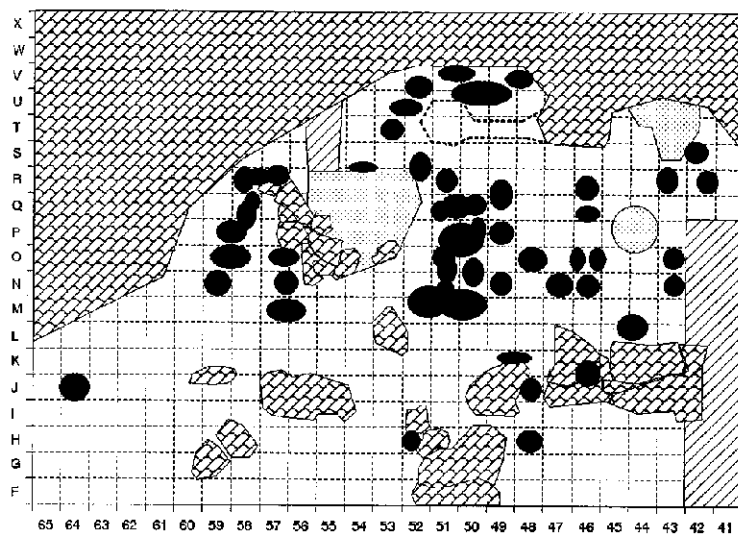


Figura 3.2.3. Distribución espacial de las IACE, documentadas en los trabajos de campo y asignadas al nivel Ja (Vaquero 1997).

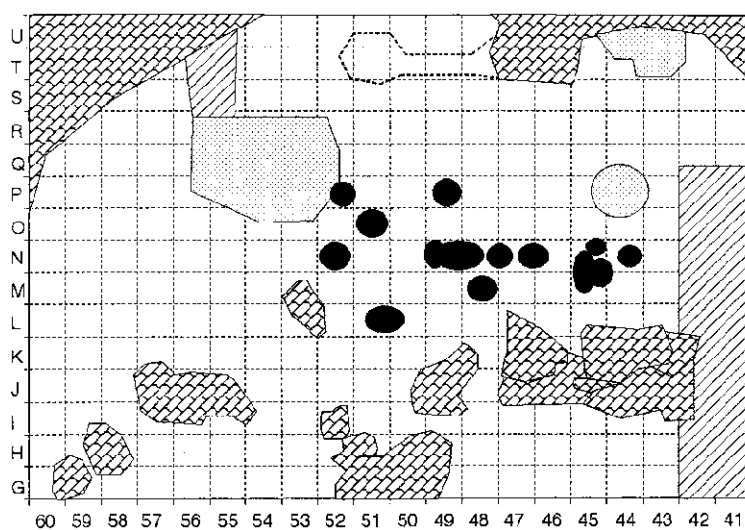


Figura 3.2.4. Distribución espacial de las IACE, documentadas en los trabajos de campo y asignadas al nivel Jb (Vaquero 1997).

estabilizar la asignación estratigráfica de parte los datos de campo. De todas maneras, estos problemas de asignación estratigráfica del material coordinado está localmente controlado y afecta a un porcentaje bajo del material. Sin embargo, en las zonas donde existe la no-diferenciación entre Ja y Jb, es necesario activar diversos análisis para caracterizar las ocupaciones antrópicas del nivel J. Mediante resultados contextuales e interdisciplinarios, por ejemplo, hace falta discutir la asignación estratigráfica de campo de las IACE (Vaquero 1997), tal como se puede observar en la figura 3.2.3 y 3.2.4.

Sobre las características del nivel J y sus restos líticos, faunísticos coordinados nos

remitimos a la tesis de M. Vaquero (1997) y las tesinas dedicadas al nivel J del Área de Prehistoria de laURV (Bravo 2001; Martínez Molina 1999; Rando Moral 1999).

Cuadro cronoestratigráfico del nivel J

El nivel J está situado debajo de una bioconstrucción de gran continuidad datada entorno los 49.3 ± 1.6 kyrs BP U/Th en la secuencia general (Bischoff et al. 1988) y muestreada en varios puntos recogidos en la tesis doctoral de Mora (muestras 46b, 45a, 43, 32,... en Mora 1988). Entre este grupo de dataciones existe una importante coherencia "horizontal" que indican una fuerte fiabilidad de la fábricas carbonatadas muestreadas y datadas. Estas muestras datadas casi todas son descritas como travertino de estructuras filiformes con ramificaciones (Mora 1988). Su edad U/Th indica la existencia de un intervalo entre los 49.8 ± 3.9 en la muestra 45a, única muestra descrita por Mora como travertino sobre bloque en la sección PM56, y 49.2 ± 2.6 en la muestra filiforme con ramificaciones (muestra 32 en la sección M53-55). Es interesante destacar que la muestra de travertino sobre bloque (45a en la sección PM56 de Mora) permite emplazar esta datación entre la separación de Ja y Jb. La muestra 46b en la misma sección PM56 en Mora (1988) sella dos niveles arqueológicos, que pueden ser interpretados como el nivel Ja y el nivel Jsup, con una datación de 49.3 ± 2.7 .

El sustrato base del nivel J posee una datación, la muestra 52 del pozo Romani en Bischoff et al. (1988), con una edad de 50.0 ± 1.6 a 50.8 ± 0.8 . Esta muestra, por debajo de los niveles de gravillas de descamación, es significativamente anterior a la caída de grandes bloques.

Más allá de la interpretación contextual del cuadro cronoestratigráfico concreto de los niveles Ja, Jb y Jsup, la aportación de la investigación geocronológica en el nivel J ilustra unos procesos de formación sedimentarios con una alta resolución cronoestratigráfica. Esta sedimentación tiene una resolución centenaria a milenaria. El intervalo que forma la bioconstrucción que sella el nivel J entorno a los 49.3 y la base del nivel en el pou Romani fechado en 50.4 (Bischoff et al. 1988) es aproximadamente de unos 1000 años.

Registro polínico del nivel J

Los resultados polínicos del nivel J están caracterizados por su situación en el linde de la zona polínica 3 y 4. La zona 3 muestra unas repentinas expansiones de árboles mesotermófilos, con una recurrencia aproximada de 1000 años (Burjachs y Julià 1994). La zona polínica 3 ha sido caracterizada por ser una fase relativamente fría. La zona 4 documenta la fase más fría de toda la secuencia, correspondiente a una vegetación de estepa. Las dos zonas indican un progresivo deterioro climático, inicialmente detectado en los taxones arbóreos cerca de 51.500 yr BP (Burjachs y Julià 1994) (figura 3.2.5).

Esta situación en el límite de las zonas polínicas dificulta la correlación litoestratigráfica de las microfacies sedimentarias del nivel J. La existencia de estos cambios repentinos en la composición arbórea de la zona 3 es sugerente para trazar la resolución centenaria a milenaria para el nivel J evidenciada por la

cronoestratigrafía. En este sentido, proponemos emplazar el nivel J en el último pico de aumento en taxones de árboles de la zona polínica 3 (figura 3.2.5). Esta zona es una fase relativamente fría dominada, *Artemisia*, *Poaceae* y *Pinus* (Burjachs y Julià 1994) caracterizada por repentinas expansiones de mesotermófilos. En el diagrama polínico, el intervalo cronológico 52.3-49.5 kyr BP muestra una tendencia en la que descenden los taxones de árboles, pero en la que hay una sucesión de *Juniperus*, *Rhamnus* con *Quercus*, y finalmente, entorno los 50 kyr, *Olea* (figura 3.2.5). Estas pulsaciones del intervalo cronológico 57-50 kyrs BP caracterizaban el interstadial polínico Moershoff (Burjachs et al., 1996).

La información cronoestratigráfica descrita, junto con los caracteres litoestratigráficos que desarrollamos en el siguiente apartado, muestra la calidad del registro sedimentario. Esta calidad sugiere la posibilidad de calibraciones precisas

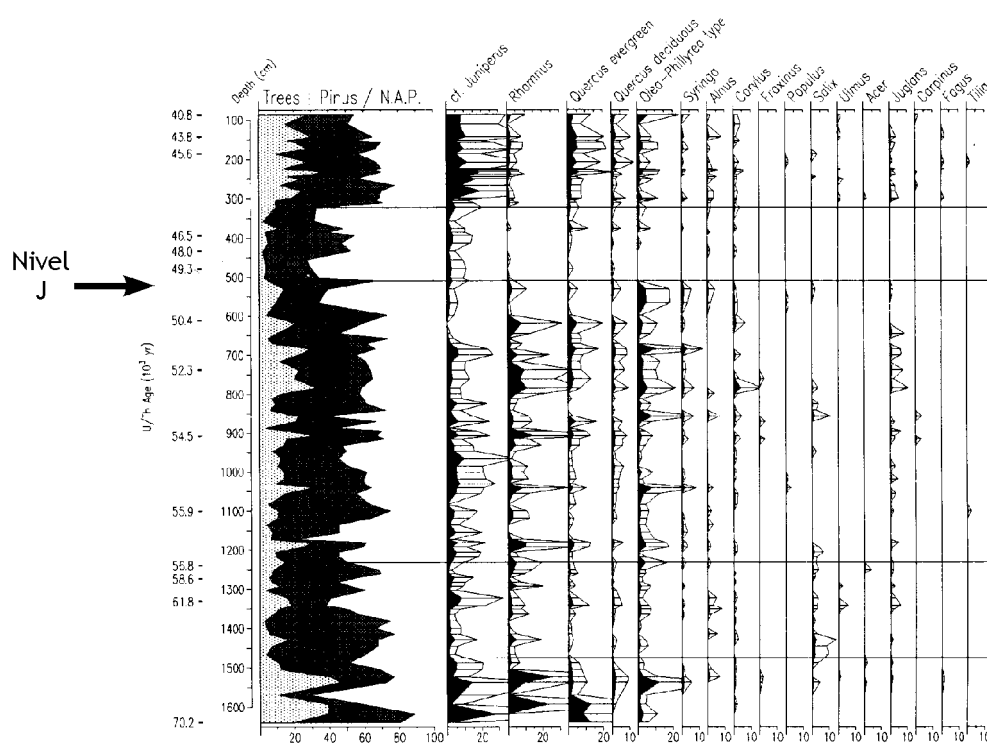


Figura 3.2.5. Diagrama polínico de los principales taxones de árboles y arbustos determinados. Hemos señalado la posición del nivel J de acuerdo con la escala cronoestratigráfica (Burjachs y Julià 1994).

entre el contexto cronoestratigráfico, las microfacies sedimentarias y el registro polínico.

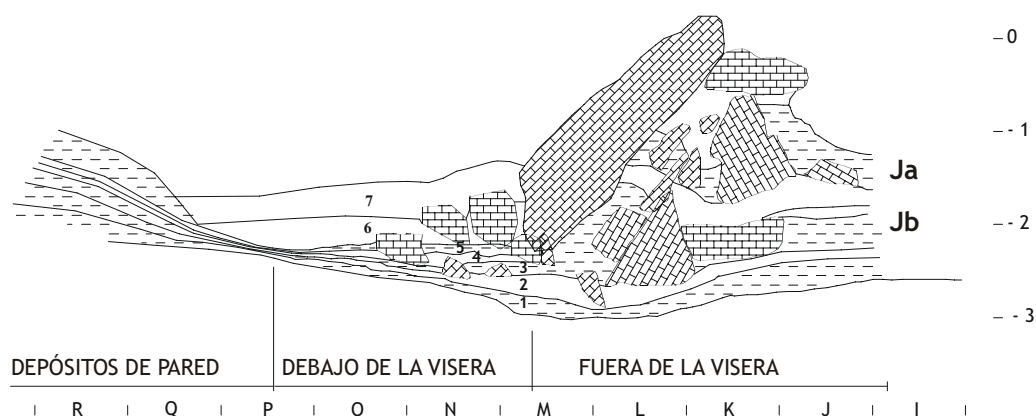
Registro litoestratigráfico del nivel J

La litoestratigrafía de campo del nivel J presenta importantes variaciones espaciales visibles gracias a la estrategia de intervención en extensión. En la figura 3.2.6 presentamos una descripción y alzado realizado el año 1999 en la columna 43.

ABRIC ROMANI. SECCIÓN ESTE.



NIVEL J.



A. Gravas finas y medias con arena y/o limo.

B. Bloques.

C. Arena limo con gravas gruesas y Bloques.

1 metro



Figura 3.2.6. Alzado litoestratigráfico provisional del nivel J en la sección de la columna 43.

Leyenda.

1. Gravas finas y medias y arenas marrón-amarillo brillante concrecionadas. Inicio de la caída de grandes bloques. Base del nivel J. Hacia el norte, cuadro M, las facies cambian a limos amarillo claro (2YR 7/4 mojado).
2. Arenas marrón amarillas brillantes con gravas, de gruesas a finas, y bloques. Contiene carbonos y aspecto caótico. Presencia de grandes bloques de gravedad. Base nivel Jb.
3. Gravas finas y medias con pocas arenas de color gris brillante (10 YR 7/2 mojado). Gravas con poca concreción. Nivel Jb.
4. Arenas marrón claro (10 YR 6/3 mojado), de gravas finas a gruesas con bloques. Base del nivel Ja.
5. Gravas finas y medias con arenas marrón claro. Gravas con concreción. Nivel Ja.
6. Arena de color marrón muy claro y gravas gruesas con mucha concreción, y grandes bloques.
7. Arena y limo gris brillante (10 YR 7/2 mojado) con gravas gruesas concrecionadas, y bloques medianos. Nivel Jsup.

Este alzado tiene problemas en la resolución de los contactos entre las unidades estratigráficas cercanas a la pared de la cornisa, cuadros Q y R, y el techo de la secuencia, especialmente las unidades 6 y 7. Estos problemas son debidos a la situación de la excavación de la zona Este del Abrigo durante la campaña de 1999. La observación continua de muro a techo de nivel J no era posible. Así, la base del nivel J podía observarse bajo la columna de los números 43 mientras que el techo podía observarse en la columna de los números 40.

En esta descripción de campo puede evidenciarse el carácter cíclico de la sedimentación del nivel J. Existe la alternancia de dos componentes fundamentales de la fracción muy gruesa en la secuencia estratigráfica de debajo y fuera de la visera del nivel J: los niveles con bloques y los niveles con gravas. En la zona de la pared este ciclo se reduce al componente de gravas.

Arqueoestratigrafía del nivel J

La aproximación arqueostratigráfica permite establecer y cuantificar la repartición vertical y horizontal de los vestigios coordinados. Así crea una representación gráfica de los límites que separan los materiales arqueológicos coordinados, y medir el grosor centimétrico de las unidades arqueostratigráficas. La construcción de perfiles - proyecciones verticales de los objetos nos conduce a formalizar unidades arqueostratigráficas, siempre separadas por niveles estériles, sin materiales antrópicos (Canals 1993). Es un análisis fundamental, y necesariamente previo, para la formación de un conjunto de datos bien contextualizados para la interpretación arqueológica. Se detectan desde posible errores de asignación, de materiales antrópicos a unidades arqueostratigráficas, a zonas homogéneas, con una repartición vertical desarrollada de los objetos coordinados. La arqueostratigrafía permite trazar la repartición vertical de los materiales antrópicos evidenciando zonas de la superficie excavada con una buena, regular o mala delimitación arqueostratigráfica. En este sentido, el escenario de la experiencia de campo y el análisis contextual, como los remontajes, aporta datos para caracterizar la delimitación de unidades arqueostratigráficas. La creación de secciones gráficas mediante la proyección de los materiales coordinados con tres dimensiones ha ocupado sistemáticamente toda esta zona.

Las secciones que presentamos para este estudio arqueostratigráfico preliminar pertenecen a la proyección de las coordenadas Y-Z, y forman perfiles longitudinales a los ejes de la cuadrícula del yacimiento, y son perpendiculares a la cornisa. El registro empleado es de los niveles Ja y Jb, junto a otras unidades arqueológicas como los niveles Jsup-J-Ja/b, que responden a diferentes estrategias de resolución de problemas de campo en la asignación de materiales antrópicos y niveles arqueológicos. Se han establecido secciones mediante la proyección de todo el material antrópico por cuadro, de 100 cm, complementadas por secciones de todo el material antrópico, que en planta forman una banda de 30 cm de ancho (X=0-30 cm). El uso de secciones complementarias, con menos material antrópico proyectado, limita la distorsión de las irregularidades topográficas que aumentan la distribución vertical de los restos. Estas proyecciones complementarias las incluimos por ser una

aproximación empírica al grosor de los niveles arqueológicos. Estas proyecciones se han realizado para trazar, donde es posible, unidades arqueostratigráficas que corresponden fundamentalmente a los niveles Ja y Jb establecidos durante los trabajos de campo.

Los gráficos de proyecciones permiten plantear la existencia de tres situaciones en la delimitación arqueostratigráfica de los objetos coordinados (figura 3.2.7):

Delimitación arqueostratigráfica buena de los niveles Ja y Jb

El tramo estéril que separa Ja de Jb es de unos de 20 cm de espesor. Esta situación se da fundamentalmente en los cuadros M a O. El grosor de la unidad arqueostratigráfica Ja es en algunas de las secciones superior a 10 cm, especialmente a partir de la columna 49 hacia la 43. Esto es debido a la presencia del nivel Jsup. El nivel Jsup puede individualizarse localmente, aunque hay abundante material asignado en el campo como Jsup que pertenece al nivel Ja. Vaquero (com. pers.) ha remontado material lítico entre Jsup y Ja. Sin embargo, existe también material bien diferenciado, con densidad baja, que permite establecer la existencia del nivel Jsup. Su separación requiere un trabajo arqueostratigráfico que nosotros no desarrollamos en este estudio.

Finalmente, en estas zonas con una buena delimitación Ja y Jb podemos distinguir, a partir de las secciones complementarias de 30 cm de espesor, unidades arqueostratigráficas bien delimitadas delgadas, que aproximadamente miden 5 cm, de otras más gruesas en los niveles coordinados como Ja y Jb.

Delimitación arqueostratigráfica regular de los niveles Ja y Jb

Esta delimitación se caracteriza por un aumento de los objetos proyectados con diferentes profundidades, con distancias superiores a los 10 cm, que impide una delimitación arqueostratigráfica delgada. La separación de Ja y Jb se conserva, pero las unidades arqueostratigráficas muestran un aumento de su espesor. Esta delimitación regular de los niveles Ja y Jb se registra principalmente a partir de los cuadros M - L hacia el exterior del abrigo. Podemos observar, que este aumento del grosor de los niveles es de dos tipos según la densidad:

2.1. Cuando existe una disminución en la variación vertical de la densidad de los restos coordinados. También se produce una reducción del tramo estéril que separa Ja y Jb. Sin embargo, aún existen las condiciones para generar una hipótesis arqueostratigráfica de separación, como puede observarse en la columna 51-letra L o la columna 46, mediante un tramo estéril (figura 3.2.7).

2.2. Cuando existe un aumento en la variación vertical de la densidad de restos coordinados. La separación por un tramo estéril entre Ja y Jb (caso del perfil de la columna 50, en la letra M de la figura 3.2.7) no es evidente ya que existen concentraciones, densas y lenticulares asignadas a Ja, con un espesor superior a los 10 cm.

Delimitación arqueostratigráfica mala de los niveles Ja y Jb

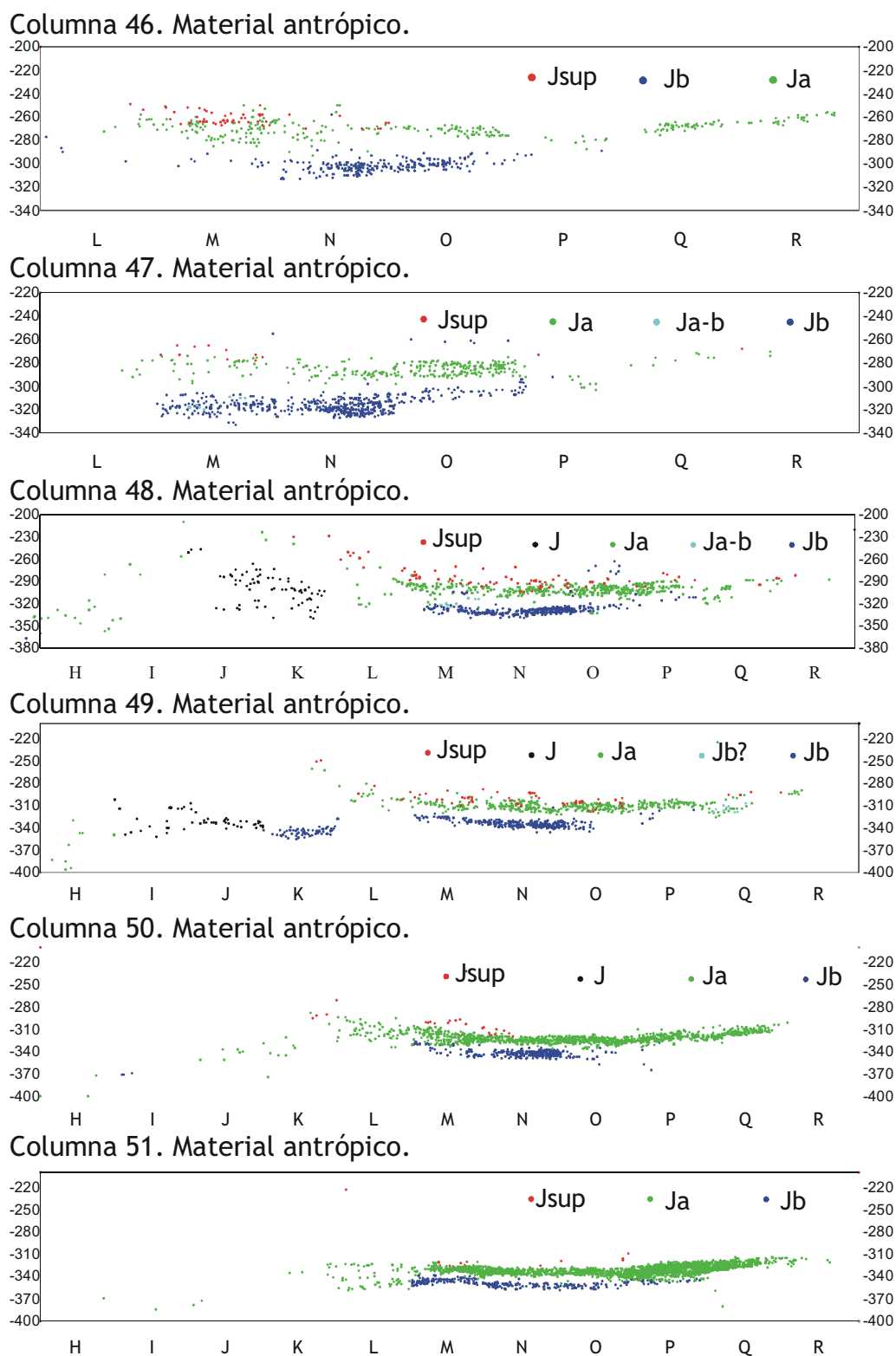
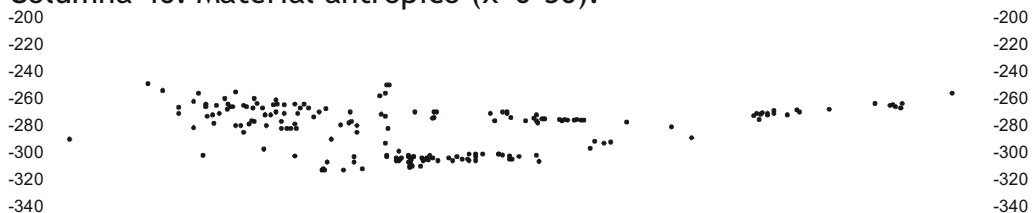
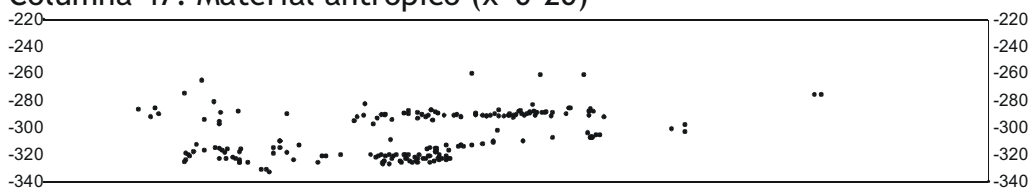


Figura 3.2.7a. Perfiles longitudinales pertenecientes a la proyección de los materiales antrópicos del sector central del nivel J del Abric Romaní. Proyecciones de cuadro correspondiente a un metro cuadrado.

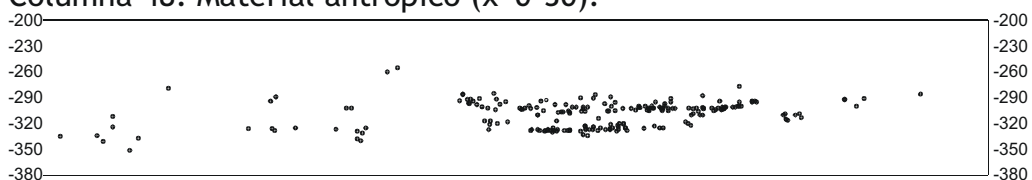
Columna 46. Material antrópico (x=0-30).



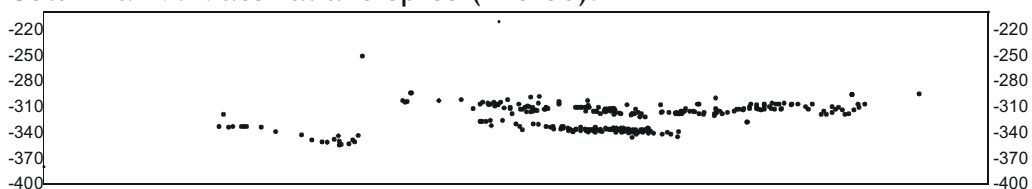
Columna 47. Material antrópico (x=0-20)



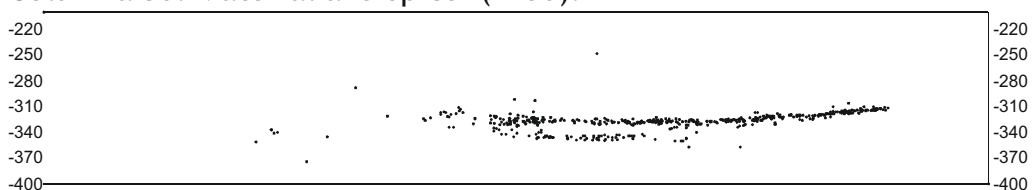
Columna 48. Material antrópico (x=0-30).



Columna 49. Material antrópico (x=0-30).



Columna 50. Material antrópico (x=30).



Columna 51. Material antrópico (x=0-30).

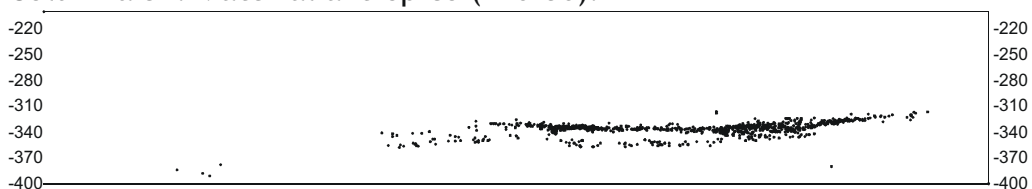


Figura 3.2.7b. Perfiles longitudinales pertenecientes a la proyección de los materiales antrópicos del sector central del nivel J del Abric Romani. Proyecciones de materiales antrópicos correspondientes a una banda de aproximadamente 30 cm.

Esta situación conduce a una pérdida del tramo arqueostratigráfico estéril que separa Ja y Jb. Esta delimitación mala de Ja y Jb está registrada a partir de la línea P hacia el interior del abrigo (hasta S). Como se observa en las proyecciones (figura 3.2.7), a partir de la columna 46 hasta la 51, durante el trabajo de campo los materiales arqueológicos fueron coordinados como Ja. De hecho, sólo en el perfil 46 hay varios grupos de remontajes directos entre restos líticos acumulados en zonas con mala delimitación entre Ja y Jb y restos líticos acumulados en zonas bien delimitadas que pertenecen a Ja (Vaquero 1997). Sin embargo, la ausencia de un tramo estéril indica la presencia de palimpsesto desarrollado entre Ja y Jb. En estas acumulaciones con mala delimitación Ja y Jb también podemos observar densidades distintas (figura 3.2.7a y b):

3.1. Discontinuidad en la variación lateral de la densidad de los materiales coordinados. La presencia de un límite abrupto en la continuidad lateral de la densidad de los restos coordinados del nivel Ja se observa en las secciones desde la línea 46 a 49. Las líneas inferiores a 46 no son utilizables ya que existe la cata y el Pozo Romaní. Este límite está caracterizado por una pérdida de densidad y una caída de la profundidad, en los materiales arqueológicos coordinados, que sugiere la existencia del denominado "efecto pared", evidenciado en los estudios paleoetnológicos de las planigrafías de la arqueología prehistórica y protohistórica (Leroi-Gourham 1982; Leroi-Gourhan 1976; Yar y Dubois 1999).

3.2. Continuidad en la variación lateral de la densidad de los materiales coordinados. Esta continuidad enlaza con acumulaciones muy densas de material antrópico, de morfología lenticular, con una delimitación regular a buena. Esta situación se localiza en las secciones 50, 51. La sección 52 no es utilizable ya que está afectada por el pou 1.

Planimetría del nivel Ja

La planimetría del nivel Ja es producto de la documentación gráfica de la interacción entre el medio histórico y el medio natural (Carbonell et al., 1983). Esta interacción queda registrada con la formación de estructuras antrópicas (Leroi-Gourhan 1976) sincrónicas a la formación del paleorrelieve por los procesos naturales. Su representación gráfica, presenta diferentes grados de dificultad, según los mecanismos de modificación del paleorrelieve y aportación de materiales alóctonos y autóctonos. La identificación y jerarquización de los procesos naturales y culturales registrados generan las condiciones indicativas para la reconstrucción de las actividades y la configuración antrópica del espacio ocupado.

Planimetría del paleorrelieve del nivel Ja

El nivel Ja es un volumen de componentes sedimentarios formados mayoritariamente en la cornisa travertínica del Abric y las intrusiones antrópicas (Carbonell et al., 1986). El paleorrelieve del nivel Ja, en la zona más externa a la cornisa, está compuesto por el afloramiento de megabloques, superiores a un metro, anteriores a la formación del nivel Ja (figura 3.2.8). Este volumen de megabloques caídos de la cornisa forma una superficie irregular. Estos bloques forman un relieve positivo,

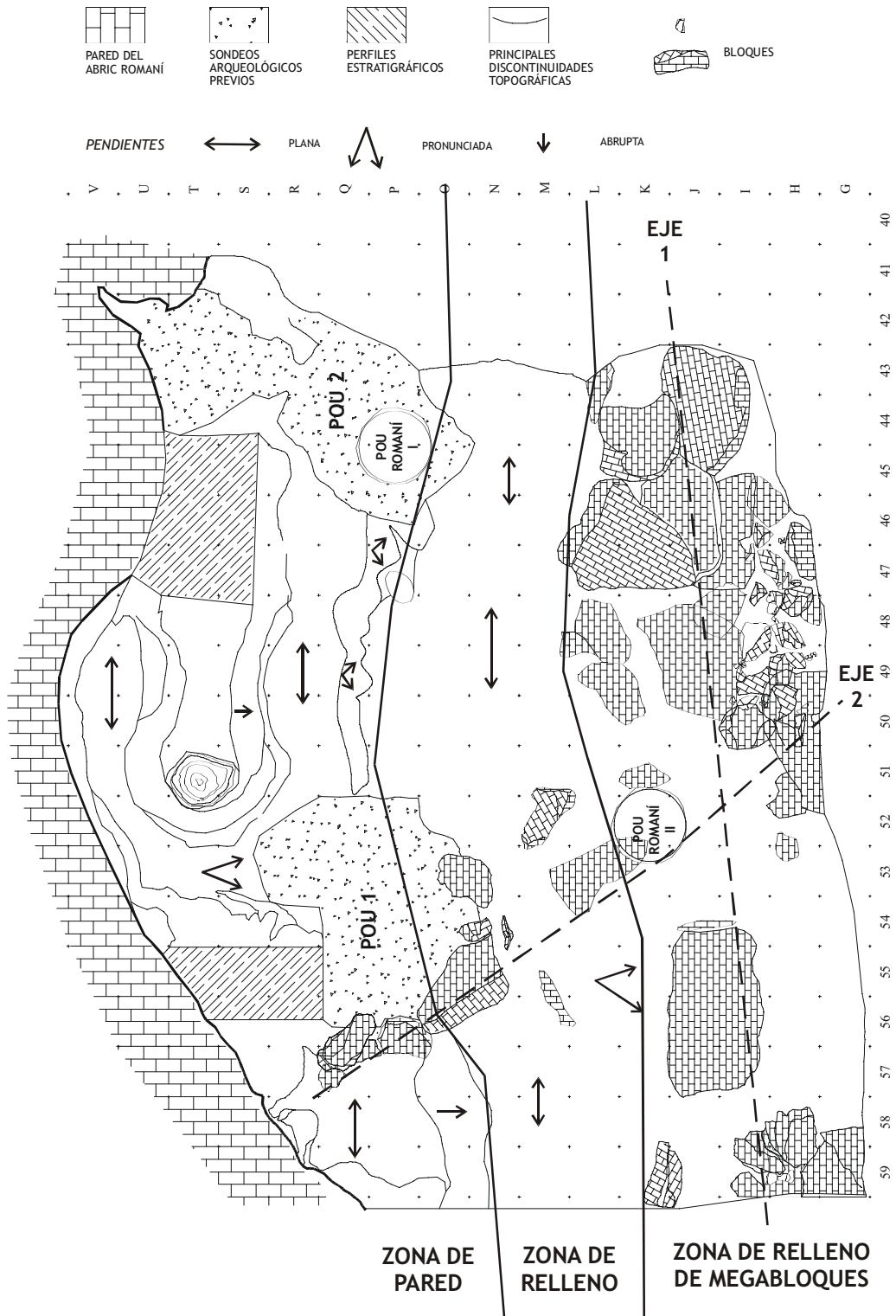


Figura 3.2.8. Caracterización de la paleosuperficie del nivel Ja.

retienen la sedimentación y facilitan la preservación de la sedimentación. Así queda configurada una superficie plana de relleno adosada a los bloques caídos en forma de sistema de cornisa basal (Joly 1976). Hacia el pie de la cornisa travertínica del Abric esta superficie de relleno se adosa a una superficie elaborada por la cementación de la sedimentación cercana a la cornisa. Esta cementación forma un escalón, compuesto de gravas y limo arena. Este escalón carbonatado enlaza con la pequeña cavidad de disolución de la cornisa, que forma la estalagmita de la llamada coveta Ripoll (figura 3.2.8). Es una superficie generalmente inclinada, con una pendiente acusada en la entrada de la coveta Ripoll y en la formación dómica que configura la estalagmita que delimita la coveta, formada por una primera línea de goteo. Sin embargo, cuando enlaza con la superficie plana de relleno, la pendiente disminuye. Esta superficie con poca pendiente, la zona de pared, está configurada a partir de otra morfología dómica, asociada a una segunda línea de goteo, y enlaza con la superficie de relleno mediante la presencia de un acusado escalón, especialmente en la zona W.

Así, en la figura 3.2.8 hemos representado la configuración de la paleosuperficie del nivel Ja. Destacan los megabloques paralelos a la cornisa (eje 1), que configuran la zona de relleno de megabloques (ZRMB). Hacia la cornisa, sigue la zona de relleno (ZR) que continua hacia los depósitos cercanos a la pared de la cornisa, zona de pared (ZP). Hemos representado también el registro de megabloques con una dirección NW-SE, en la mitad Oeste de la superficie excavada (eje 2). También hemos representado una aproximación de las pendientes del nivel J mediante flechas.

En la figura 3.2.9 hemos representado los bloques documentados en el campo que separan Ja de Jb, junto con los megabloques estructurales. Estos presentan una concentración al Este de la zona de relleno y la mitad Sur-Este de la zona de relleno de megabloques (ZRMB). En la zona Este, la sedimentación de los bloques que separan Ja de Jb está caracterizada por la presencia de bloques grandes, probablemente aflorantes cuando se producen las ocupaciones antrópicas de Ja ya que algunos de ellos presentan rubefacción (foto 3.2.10). Mientras en el centro y Oeste, a partir de la columna 52, en la zona de relleno (ZR) existe una densidad inferior, correlativa a la pérdida de la diferenciación sedimentaria entre Ja y Jb en este sector de la superficie excavada.

De todas maneras, existen evidencias establecidas durante los trabajos de campo de Organizaciones Internas de Travertinos en la zona de relleno en la base del nivel Ja. Se trata de una alienación formando un arco de bloques sobrepuestos en la cuadrícula O46. Sin el trabajo arqueostratigráfico necesario, la aproximación microestratigráfica desarrollada puede indicar una hipótesis inicial: estos bloques sobrepuestos, pueden ser producto de la antropización diacrónica del nivel Ja.

En la figura 3.2.10 hemos representado los bloques coordinados en el nivel Ja y Js_{up} junto con la ZRMB. En ella destaca una banda de bloques medianos, detrás de la zona de relleno de megabloques (ZRMB), paralela a la cornisa. Al Este, a partir de aproximadamente la columna 47, los bloques siguen concentrándose en banda, en la misma superficie en que se sedimentaron los bloques de separación Ja-Jb. Al Oeste, a partir de la columna 52, esta banda continua está asignada al nivel Ja, pero es posible que el registro de los bloques en esta zona esté sobrerrepresentado. Parte de

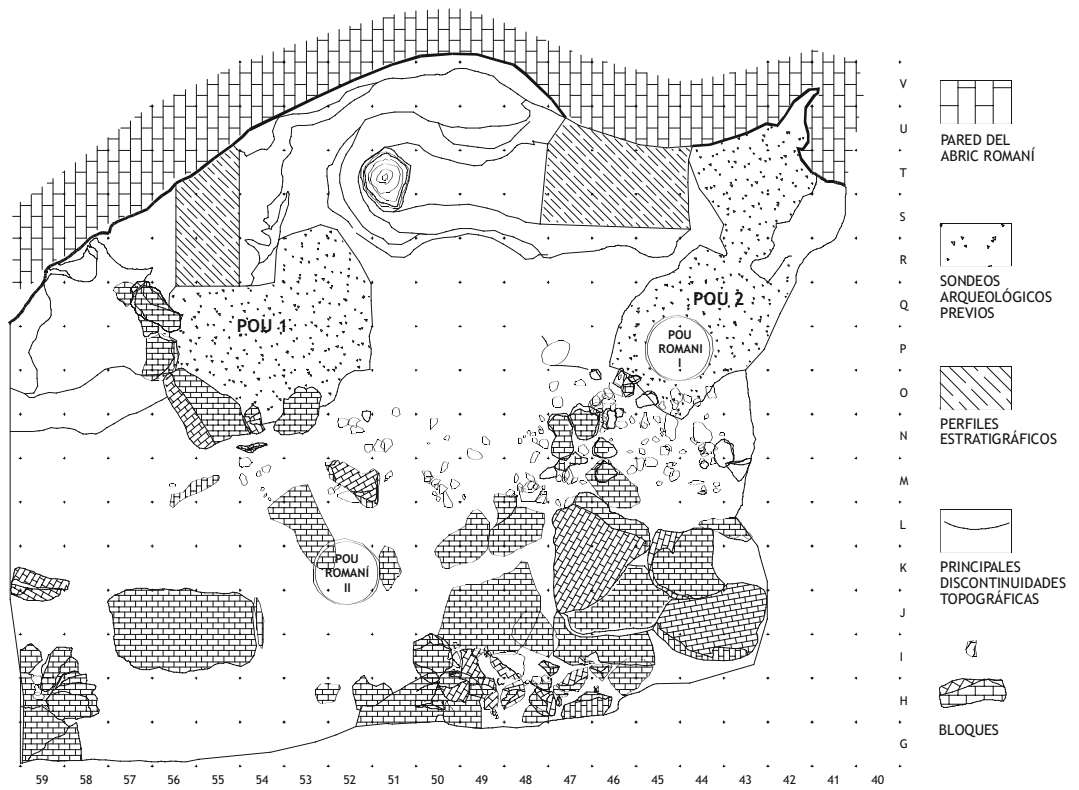


Figura 3.2.9. Planta de bloques de travertino coordinados como base del nivel Jb.



Figura 3.2.10. Planta de bloques de travertino coordinado como nivel Ja y Jsup.

los bloques de la superficie Oeste pueden pertenecer a la separación Ja-Jb.

La figura 3.2.11 presentamos los bloques asignados en el campo a Jb, la separación Ja-Jb, Ja y Jsup para evidenciar una banda de bloques medianos, situada en la zona de relleno, adosada detrás de los megabloques. Esta parte de la zona de relleno (ZR) está formada por una banda de bloques y plaquetas medianas y pequeñas. De esta forma, evidenciamos la hipótesis de que en esta banda de bloques, es donde se producen los procesos naturales de acumulación de bloques fundamentalmente de pequeño tamaño, durante las ocupaciones antrópicas del nivel J. Esta banda queda denominada en como zona de relleno externa (ZRE) en la figura 3.2.11.

La alta densidad de estos bloques pequeños en banda en el sector Este muestra que esta zona es preferencial en la acumulación por procesos naturales de bloques. Estos bloques registrados durante los trabajos de campo de Ja y Jsup también probablemente estén sobrerrepresentados. Así, es posible considerar la sobreposición por procesos naturales de bloques formados durante la formación de la separación Ja - Jb, y los bloques de separación Ja-Jsup, formados por arenas y limos marrones con bloques. Esta sobreposición dificulta el reconocimiento de los procesos antrópicos de

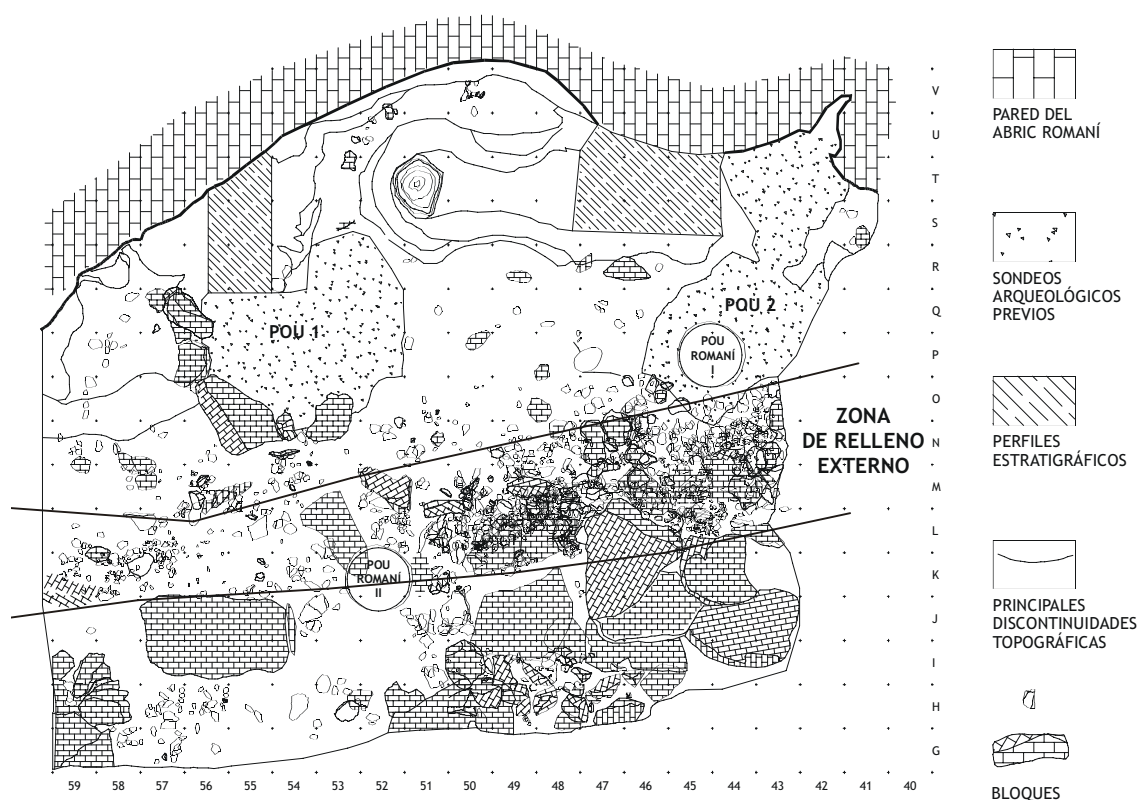


Figura 3.2.11. Representación de todos los bloques coordinados por debajo y por encima del nivel Ja. Las líneas indican la estimación hipotética de la banda en la que se desarrollan los procesos de sedimentación natural de bloques (Zona de relleno externa, ZRE).

modificación del paleorrelieve. Sin embargo, en esta representación gráfica de los bloques, coordinados durante el registro del nivel Ja-Jsup, podemos observar algunas asociaciones de bloques con cierta geometría (líneas, arcos, espacios vacíos...). Esto especialmente puede observarse en las zonas con menos densidad de bloques registrados: cerca de la pared, en la que no hemos registrado procesos de formación de microfacies con bloques, y en la parte central de la zona de relleno (ZR).

Planimetría de intrusiones antrópicas caloríficas estructuradas (IACE)

El impacto térmico, registrado en los elementos sedimentarios que forman el contexto sedimentario del nivel Ja y J, puede considerarse como una forma elemental de intrusión antrópica. Este impacto térmico identificado ha sido bien diferenciado de oxidaciones naturales y de incendios naturales, ya que estos impactos térmicos se presentan bien delimitados y siempre en el contexto antrópico. Sin embargo, es de destacar que esta diferenciación en el origen del posible impacto térmico está poco

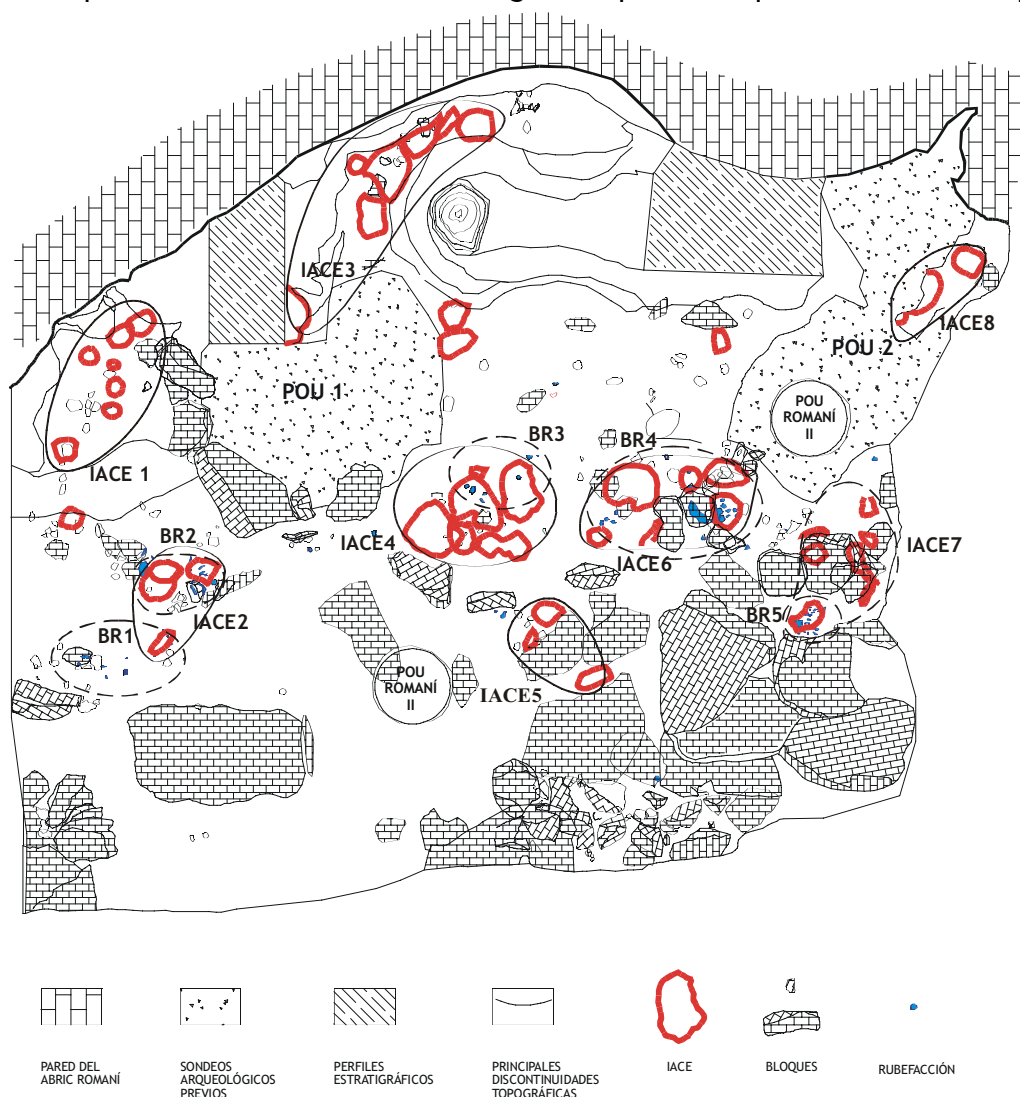


Figura 3.2.12. IACE del nivel Ja y principales grupos de bloques rubefactados (BR).

desarrollada en los trabajos interdisciplinarios del Abric Romani, y muy especialmente en el registro de incendios fuera del contexto antrópico.

El impacto térmico en el registro arqueológico del nivel Ja presenta un registro muy amplio: éste existe en la fauna, la industria lítica y sedimentos. Reduciendo el impacto térmico en el ámbito de los sedimentos, las alteraciones térmicas representadas son (figura 3.2.12):

- bloques y plaquetas, con un cambio de coloración relacionada con la rubefacción. Estos se encuentran en agrupaciones entorno, dentro y fuera de IACE. Mediante la documentación de campo estas se localizan en: K-L/57, 58 (BR1: bloques rubefactados 1); en M56-57 (BR2); en la zona N-O/50-51 (BR3); N-O/46-47 (BR4); L/44-45 (BR5).

- IACE formando concentraciones yuxtapuestas, bien delimitadas. Podemos diferenciar en su yuxtaposición dos grandes tipos de acumulaciones, según el diámetro máximo: grandes, de aproximadamente 1 metro; y pequeñas, inferiores de 50 cm. Sin embargo, desde el punto de vista del emplazamiento espacial y arqueostratigráfico de estas zonas con impacto térmico bien delimitado podemos observar 8 grupos de IACE presentados en la figura 3.2.12:

1. IACE yuxtapuestas en la pared y en la zona de relleno de diferentes tamaños y contorno subredondeados a redondeado.
2. IACE yuxtapuestas en la zona de relleno externo, de pequeño tamaño y contorno irregular IACE 5 y IACE 7.

Discusión parcial

El emplazamiento de bloques quemados y IACE muestran lógicamente la misma localización espacial, exceptuando las localizadas en BR1. Estos bloques rubefactados son indicativos de actividades antrópicas de traslado de componentes sedimentarios a la zona de relleno externa (ZRE). La acumulación de BR5, asociada a una IACE de pequeño tamaño y contorno irregular, puede ser indicativas de sedimentos trasladados por actividades de mantenimiento de las IACE. Así, hemos establecido la hipótesis de que estos grupos de IACE reflejan actividades de combustión repetidas y actividades de mantenimiento, para explicar la yuxtaposición que muestran.

En la figura 3.2.12 existe un evidente sesgo con el registro de IACE del nivel Ja de campo (figura 3.2.3). Este sesgo es producido por la verificación de la documentación de las muestras de IACE en el laboratorio. La verificación del laboratorio consiste en contrastar las profundidades de las muestras de este sector con las profundidades de nuestro análisis arqueostratigráfico. Muchas de ellas reposan sobre la superficie cercana a la pared, zona donde existe una mala diferenciación arqueostratigráfica entre Ja y Jb. Su exclusión de la planigrafía se ha realizado para evitar ruido de fondo. En definitiva, la exclusión de este registro se ha realizado por la ausencia de una buena o fácil asignación estratigráfica. Estos problemas de asignación estratigráfica de las IACE documentadas en el campo se hace evidente al comparar el registro de IACE de campo del nivel Jb (figura 3.2.4) y el registro de campo de las IACE del Ja en

esta zona (figura 3.2.3). Estos problemas de asignación estratigráfica de las IACE de esta zona serán discutidos en los resultados.

Planimetría de las organizaciones internas de travertino (OIT)

Aunque existe un laborioso trabajo a realizar, a continuación presentamos un estadio inicial del conocimiento de las OIT del nivel Ja. Esta presentación está basada fundamentalmente en las observaciones de campo. Es de esperar que la discusión interdisciplinar y el análisis más detallado produzca la retroalimentación necesaria para aumentar el conocimiento de estas asociaciones significativas. Establecemos tres tamaños de bloque: pequeño, inferiores a 25 cm de diámetro; mediano, entre 25-50 cm de diámetro; y bloques grandes con más de 50 cm de diámetro. En el tamaño pequeño determinamos durante los trabajos de campo la presencia de plaquetas. Estas plaquetas tienen la fábrica compacta y presentan a menudo modificaciones térmicas y/o volumétricas. Tienen un tamaño reducido (entre 10 y 20 cm²) pero destacan por su grosor inferior a 5 cm.

En la figura 3.2.13 presentamos las IACE y todos los bloques coordinados del nivel J. Podemos ver la banda densa de bloques pequeños y medianos en la zona de relleno externa (ZRE) adosada a los megabloques. En la zona de relleno (ZR) existe también bloques medianos y pequeños con menor densidad. A medida que nos acercamos a la pared los bloques presentan una densidad inferior, parecida a los bloques registrados en la superficie de la zona cercana a la pared (ZP). Una consecuencia de la identificación de la ubicación en donde se depositan los bloques por procesos naturales, en la banda de la zona de relleno externo (ZRE), es la de inferir que existen bloques desplazados en la zona de relleno y cerca de la pared. En este sentido proponemos una figura provisional, a falta de un estudio arqueostratigráfico de detalle, generada mediante la representación de todos los bloques excepto los que se localizan en la banda de bloques formada por procesos naturales, es decir, sin los bloques de la zona de relleno externa (figura 3.2.14).

En esta figura 3.2.14 representamos las IACE, los bloques con modificaciones antrópicas y los bloques estructurales en una primera aproximación a la paleosuperficie del nivel Ja. Esta representación es la utilizada para mostrar las características del espacio ocupado y modificado. Las plaquetas aparecen con baja densidad y pocas presentan modificaciones térmicas. Estas plaquetas posiblemente son un registro infrarrepresentado ya que su identificación y registro en el campo no es fácil si no existen modificaciones antrópicas evidentes. En este sentido la modificación espacial de origen antrópico es más evidente en la zona de la pared donde no hay caídas de bloques como en la ZRE. Esto también puede observarse en la zona de relleno (ZR), donde aparecen acumulaciones poco densas de plaquetas y bloques de travertino, comúnmente quemados. En la zona de la pared podemos observar tres acumulaciones de baja densidad (figura 3.2.14):

- BZP1 (Bloques de la zona de la pared 1), situada en la zona de la pared W, hay una línea de bloques de pequeño formato que continua en la zona de relleno, donde enlaza con una acumulación de bloques de pequeño y mediano tamaño.

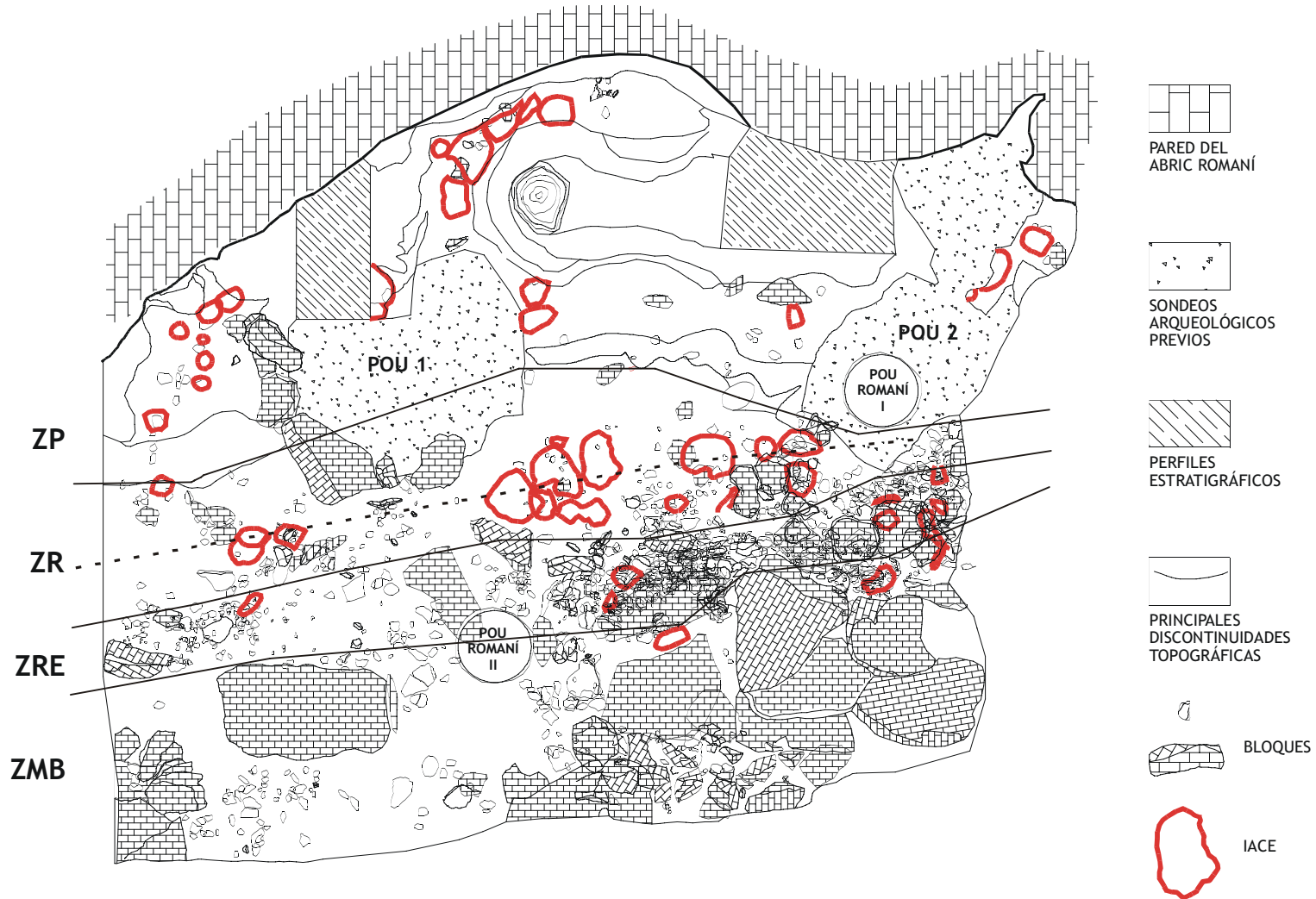


Figura 3.2.13. Todos los bloques del nivel Ja y IACE. Hipótesis caracterización de zonas según las OIT, las IACE y las características topográficas. Una zona de relleno externo (ZRE), y una zona de relleno (ZR) dividida por el eje de las IACE en zona de relleno y zona de relleno interna. En los depósitos próximos a la pared, la zona de pared (ZP).

- BZP2, en la entrada y interior de la coveta Ripoll y en el interior, son bloques y plaquetas de pequeño tamaño limitados por el espacio físico.

- BZP3, delante de la zona de la pared de la coveta Ripoll. Bloques de medio a gran tamaño dispuestas en línea. También pueden observarse plaquetas y bloques de pequeño tamaño con una baja densidad.

En la zona de relleno, podemos observar:

- BZR1: bloques de la zona de relleno 1, BZR2, BZR4, son bloques de formato pequeño y plaquetas, algunos rubefactados, entorno los hogares junto con algún bloque de tamaño medio. En BZR4 hay bloques de gran tamaño pero son aflorantes según la documentación de campo, y pertenecen a la sedimentación que separa Ja de Jb.

- BZR3, son bloques de tamaño medio y pequeño, a pie del escalón que marca el inicio de la zona cercana de la pared (ZP)

En la zona de relleno externa (ZRE) es donde más difícil evidenciar las modificaciones antrópicas por traslado. Sin embargo, con las evidencias de componentes sedimentarios, bloques y plaquetas quemados acumulados en esta zona (BR1 o BR5 en figura 3.2.12), es posible plantear la hipótesis de acumulación bloques no quemados en esta zona del relleno externo. Pero con el estado actual de elaboración de datos no es posible concluir sobre actividades de limpieza mediante el desplazamiento antrópico de bloques sino es de forma cualitativa. En este sentido la presencia de bloques de gran formato (BZRE2 en la figura 3.2.14) alineados, paralelos a las IACE, forman un eje en la que se puede observar una densidad inferior de bloques de pequeño tamaño entre la zona de relleno y la zona de relleno externa, más densa (figura 3.2.13). Así, es posible plantearse una acumulación de bloques y plaquetas, depositadas por los procesos naturales, en la zona de relleno y traslado antrópico hacia la zona de relleno externa (ZRE).

Discusión parcial

La elaboración de un análisis planimétrico de las estructuras antrópicas ha sido precedida por una presentación de la configuración de la paleosuperficie. Hemos definido la zona cercana de la pared, la zona de relleno, la zona de relleno externa y la zona de relleno de megabloques. Uno de los resultados que intervienen en la jerarquización del registro sedimentario y arqueológico, es el plantear la hipótesis de la identificación de una zona con acumulación de bloques por procesos naturales. Esta se localiza en la parte más externa de la superficie de relleno, adosada a la superficie de megabloques, que diferenciamos como zona de relleno externa (ZRE). Este resultado es de evidente interés ya que delimita la presencia de bloques en otras zonas de la superficie excavada:

1. En la zona de pared y la zona de relleno. Las OIT están caracterizados por una baja densidad: plaquetas y bloques quemados entorno a IACE; y líneas de piedra, de tamaño medio, poco desarrolladas.

2. En la zona de relleno externa. Hemos planteado la hipótesis de la existencia de organizaciones Internas de Travertino difíciles de evidenciar por la interferencia entre

la acumulación de bloques por procesos culturales y procesos naturales de sedimentación de bloques pequeños. De esta manera, hemos considerado una modificación de los bloques evidente como la combustión o la reducción volumétrica y una modificación más difícil de identificar durante los trabajos de campo, la modificación locacional. La evidencia de bloques con rubefacción sin asociación espacial con IACE ayuda a sugerir que las modificaciones por traslado han sido infrarregistradas principalmente para los bloques no quemados.

Hemos propuesto una aproximación cualitativa a la paleosuperficie del nivel Ja formada por los bloques estructurales y el registro de bloques con modificación antrópicas y IACE en la figura 3.2.14. La representación de las IACE contiene un sesgo respecto a la documentación de campo. Este sesgo está producido por la presencia de IACE en zonas en las que existe una mala delimitación entre los niveles Ja y Jb. En las discusión de los resultados sobre la microestratigrafía del nivel J trataremos su asignación estratigráfica definitiva para alcanzar un cuadro de estructuras evidentes estables.

La modificación antrópica de bloques presenta tres grandes Organizaciones Internas de Travertinos:

1. Las plaquetas y bloques de pequeño tamaño con rubefacción entorno las IACE de contorno regular y yuxtapuestas. Las actividades antrópicas evidencian la existencia de relaciones entre las actividades de combustión y el uso de bloques o plaquetas de pequeño formato. Este uso de bloques también estaría indicado en las modificaciones volumétricas identificadas en plaquetas principalmente. Igualmente, planteamos la hipótesis que los bloques quemados y las IACE con contorno irregular de la zona de relleno externa pueden ser interpretadas por ser registro del mantenimiento en las actividades de combustión.

2. Pocos efectivos de bloques de tamaño mediano y grandes en línea. Existen varias asociaciones, como OIT-ZR1, de bloques y IACE. Sin embargo, destaca OIT-ZP3 y OIT-ZR1 sin asociación a IACE. La interpretación de estos bloques de tamaño medio es difícil de desarrollar con el estado actual de datos disponibles. Sólo podemos apuntar la presencia del posible efecto pared, presentado durante la aproximación arqueostratigráfica de los materiales antrópicos, coincide netamente con la línea de piedras sugerida para OIT-ZR1 (figura 3.2.14). Una primera aproximación hipotética para la interpretación de estos bloques de mediano y gran formato, formando cortas líneas, es la de indicar una actividades de configuración del espacio ocupado.

3. Bloques pequeños acumulados en la zona de relleno externa con gran densidad. Partiendo de la infrarrepresentación del registro de bloques pequeños trasladados a la zona de relleno externa, planteamos la hipótesis de actividades de limpieza de la zona de relleno, y muy especialmente de la zona OIT-ZR2 de la figura 3.2.14. Esta hipótesis se basa en la baja densidad, en esta zona, de bloques pequeños, tal como muestra la figura 3.2.13; y también la acumulación de bloques quemados sin IACE o con IACE de contorno irregular en la zona de relleno externa, que indican movilidad de materiales desde las zonas de relleno y de la pared con IACE de contorno regular y bloques quemados.

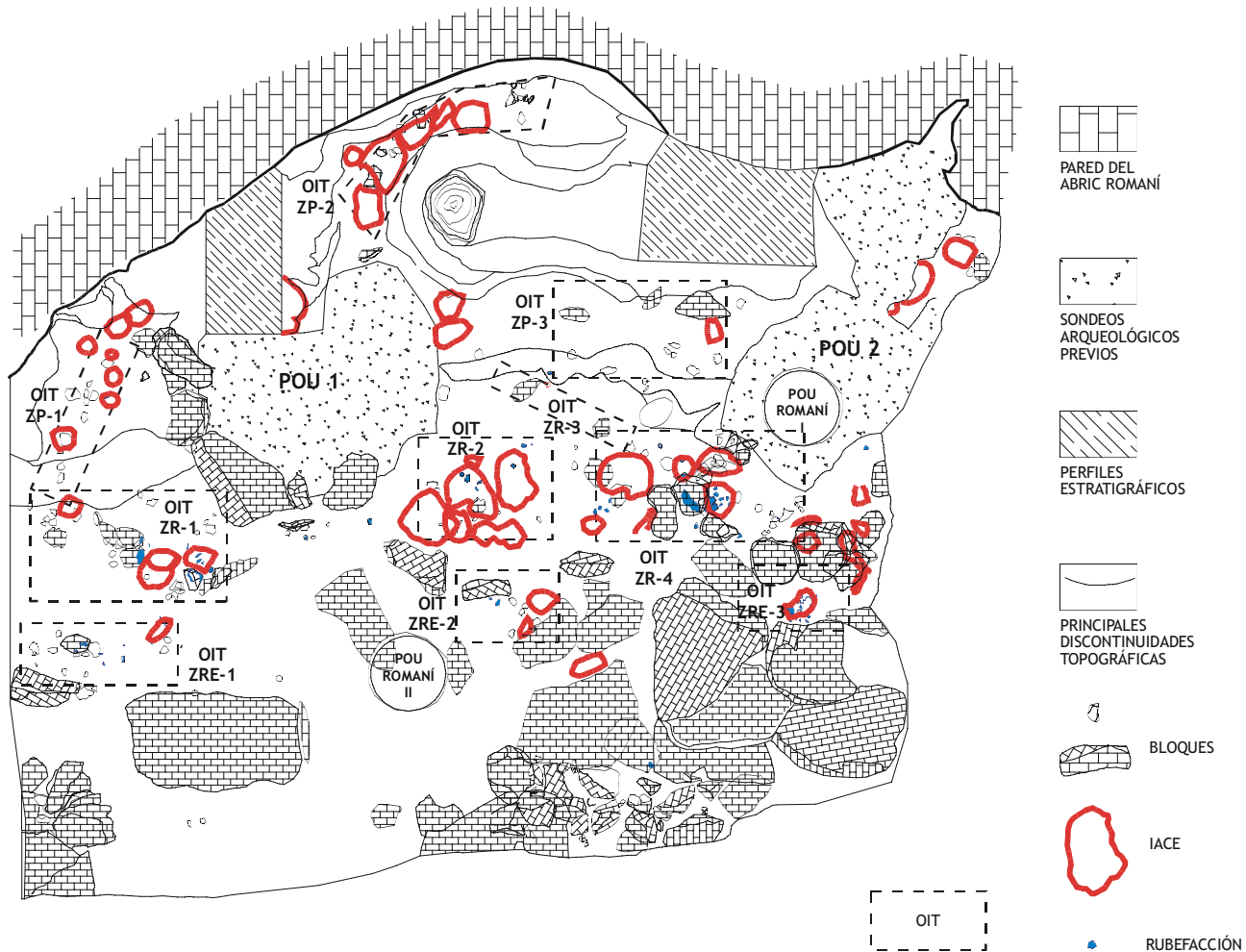


Figura 3.2.14. Representación hipotética de la paleosuperficie del nivel Ja con los bloques estructurales y los que tienen modificaciones antrópicas. Puesta en evidencia de Organizaciones Internas de Travertino mediante su localización espacial, en la Zona de Relleno, en la Zona de Pared o en la Zona de Relleno Externa.

La figura 3.2.14 es el resultado provisional de la configuración estática del nivel Ja con las OIT y las IACE. En esta figura hemos descartado la representación de los bloques de pequeño formato acumulados en la zona de relleno externa. Esta configuración estática es de interés ya que representa el espacio físico ocupado y modificado-construido. Consideramos que la compresión de la estructura espacial del nivel Ja pasa por la integración de los diferentes formatos de bloques registrados. Esta integración manifiesta que la planimetría del registro de bloques es contenedor de las estructuras formadas por las asociaciones antrópicas siguientes:

- las IACE y los bloques quemados pequeños se asocian.
- la hipótesis de un espacio limpiado complementaria a una zona de acumulación de bloques pequeños indica la configuración antrópica de las superficies de actividad.
- el traslado de grandes bloques de mediano y pequeño formato al interior del abrigo indica que existen actividades que generan bloques quemados y delimitan las superficies de actividad específicas.

Esta configuración y creación de espacio mediante el traslado de bloques segrega de forma acusada la superficie ocupada. De hecho la modificación antrópica, sea por la combustión o por el traslado, de los materiales sedimentarios autóctonos de la paleosuperficie del nivel Ja es una de las claves para la interpretación de las superficies de actividad del nivel J y Ja. La planimetría de los materiales antrópicos exógenos coordinados del registro arqueológico del nivel Ja y J, que a continuación desarrollamos, pueden ser interpretados en el interior de este espacio físico propuesto en la figura 3.2.14.

Planimetría de materiales antrópicos coordinados del nivel Ja

Esta planimetría es provisional ya que no contiene un trabajo previo de discusión interdisciplinar. En la sección dedicada a la arqueostratigrafía también hemos presentado algunos de los problemas de asignación de nivel para el material antrópico coordinado, en algunas zonas de la superficie excavada. La delimitación de estas zonas problemáticas ha servido para destacar que una gran parte del registro campo es válido para su lectura en planta.

Identificación de las acumulaciones de materiales antrópicos coordinados en el sector central

Los estudios sobre la distribución espacial del nivel Ja ha sido desarrollada en recientes tesis y tesinas (Rando Moral 1999; Vaquero et al. 1998). Estos estudios se han centrado fundamentalmente en la diferenciación espacial cuantitativa de acumulaciones. La aproximación que presentamos combina el registro antrópico coordinado con x-y-z, y el fondo estático de las IACE, el paleorrelieve estructural y las Organizaciones Internas de Travertino de la figura 3.2.14. El registro antrópico coordinado está representado mediante curvas de densidad y puntos. Las curvas de densidad permiten indicar el valor alto, medio o bajo de los restos antrópicos coordinados para cada 25 cm². En la representación por curvas de densidad de los materiales coordinados han sido adjuntados la localización en x e y. El valor alto,

medio o bajo varia según la cantidad de materiales representados: por densidad alta consideramos la presencia de sombreado negro en la escala de representación de densidades; el valor medio está situado en los grises oscuros a claros; las densidades bajas son grises claras a blanco. Estas densidades pueden caracterizarse por su distribución: concentraciones aisladas, con un máximo de tres focos de valores, y yuxtapuestas con cuatro o más focos. Estas concentraciones pueden tener valores / densidades altos, medios o bajos.

En la figura 3.2.15 representamos todo el material coordinado en el nivel Ja. Una primera observación en el sector central es la existencia de dos concentraciones densas cerca del pou 1 y la zona de relleno externa. Estas dos concentraciones densas se han considerado como una, ya que el espacio que las separa es un sesgo producido por la trinchera de las excavaciones del Dr. Ripoll. Además de estas dos concentraciones densas unificadas, entorno a P51 existe otra acumulación densa también afectada por el pou 1. Finalmente, en V50, dentro de la coveta Ripoll, puede observarse otra concentración muy densa afectada también por los trabajos de Ripoll. De esta forma, el panorama no es muy alentador para la interpretación de las acumulaciones de alta densidad detectadas en el nivel Ja. También podemos observar en la figura 3.2.15 que el resto de la superficie de esta zona central presenta una densidad que imposibilita la delimitación observacional, por ausencia de discontinuidades bien expresadas. De esta manera, la representación en planta de

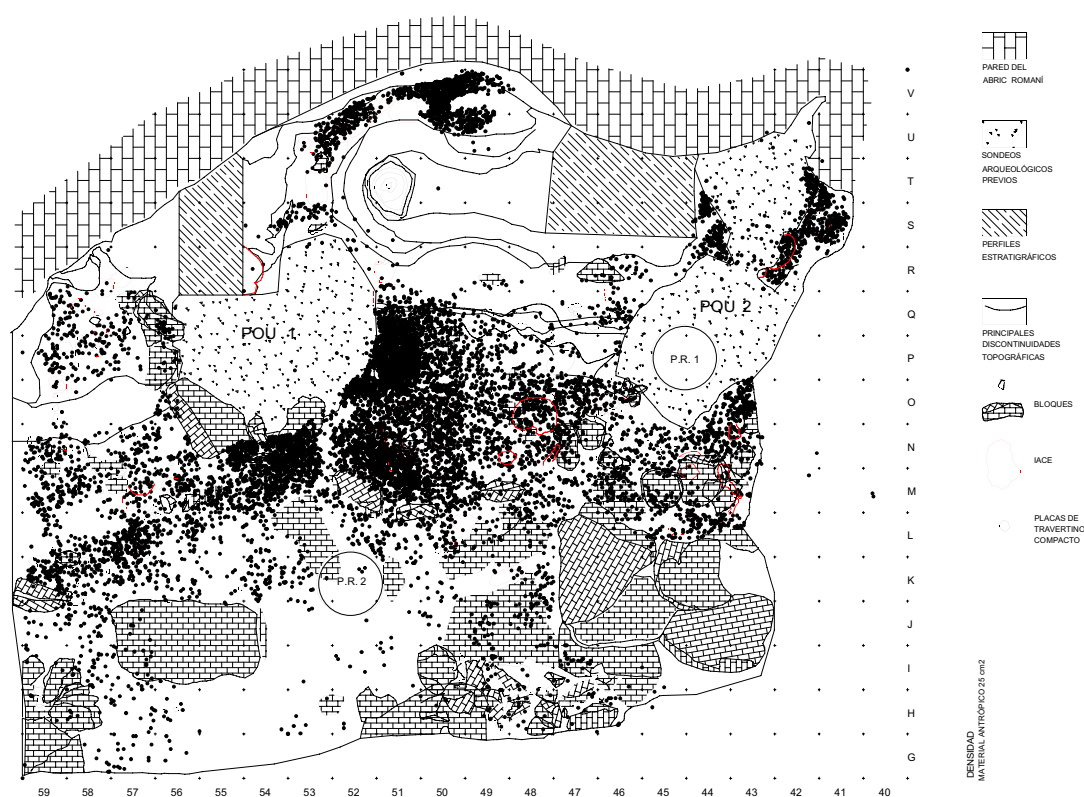


Figura 3.2.15. Distribución por puntos del registro coordinado del nivel J y Ja y características evidenciadas de la paleosuperficie con las OIT, las IACE.

todo el material antrópico coordinado nos indica la presencia de tres acumulaciones con límites generados por el aumento de la densidad: una entre la pou 1 y la zona de relleno externa con un sesgo debida a la trinchera Ripoll; y otras dos muy concentradas entorno a P51 y V50. La gran cantidad de objetos y su mala delimitación espacial en agrupaciones, y los importantes sesgos producidos por anteriores trabajos de intervención arqueológica plantea dificultades para la interpretación paleoetnográfica.

Nuestra presentación arqueostratigráfica y planigráfica fundamentada en la documentación de campo y los estudios de investigación espacial realizados sobre el nivel Ja (Rando Moral 1999; Vaquero 1997) permiten generar más modelos para la interpretación de las ocupaciones del nivel Ja. Por un lado, los datos contextuales, como la cantidad de objetos coordinados y la abundancia y yuxtaposición de IACE, apuntaron ya durante los trabajos de campo a una interpretación de la presencia de una ocupación de larga duración con posibles, pero poco determinados hasta el momento, ocupaciones de corta duración en el mismo contexto sedimentario. En este sentido el nivel Ja puede definirse por ser un palimpsesto. Las evidencias de una ocupación de larga duración fueron presentadas por M. Vaquero en su tesis doctoral (Vaquero 1997). La existencia de conexiones, derivadas de los remontajes líticos, por toda la superficie excavada y la abundancia de remontajes que indican la presencia de toda la cadena operativa lítica, otorgan una gran sincronidad al registro lítico de Ja, pero sobretudo impactos antrópicos que ocupan todo el abrigo.

De esta forma planteamos la existencia de procesos de formación de depósitos culturales asociados a ocupaciones de larga duración. Este planteamiento se basa en la contrastación que en ocupaciones de larga duración aumenta la presencia de desechos secundarios señalada por Schiffer (1987) y otros trabajos etnoarqueológicos. Así, hemos empleado el tamaño como propiedad simple de los artefactos, usada para describir actividades de limpieza y desecho secundario, bien documentada por la etnoarqueología con el principio de McKellar (Schiffer 1987). De esta forma presentamos figuras por materiales y tamaños; los tamaños grandes son superiores a 6 cm; los tamaños medios son de 2 a 6 cm; los pequeños, inferiores a 2 cm.

Planimetría por tamaño de la industria lítica del sector central

La repartición de los restos de industria lítica en sílex, caliza y cuarzo están distribuidos en la zona de relleno y, en menor medida, en la zona cercana de la pared. Esto se observa mejor con la repartición en planta de la industria en caliza con menos efectivos (figura 3.2.16), en el que existe una marcada ausencia en la zona de relleno externa. La repartición del sílex muestra una densidad en P-Q/50-51, con valores superiores a los 30 por 25 cm² (figura 3.2.17), y en V50 en la coveta Ripoll. En N51-54 existen concentraciones yuxtapuestas de densidad media, alrededor de 18 efectivos por 25 cm². La caliza tallada sigue el mismo patrón de tres áreas de acumulación, dos con densidades altas y otra con densidad media. Existe una acumulación más en la zona de relleno externo en M/44 a 46 con densidad media de industria en caliza repartida en pequeños focos yuxtapuestos, ésta ya fuera del sector central. El cuarzo muestra una concentración aislada y de alta densidad en N51-52 del sector central (figura 3.2.18). El cuarzo en P51, donde el sílex y la caliza presentan

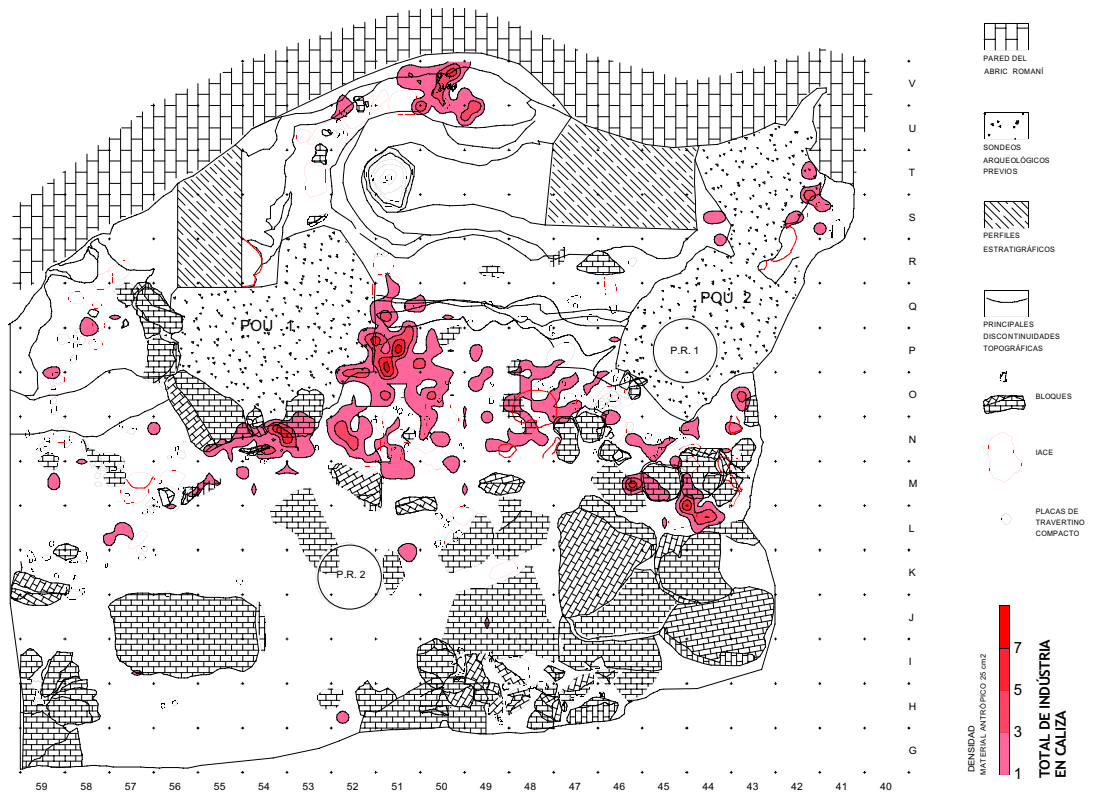


Figura 3.2.16. Distribución por densidades del total de la industria lítica de caliza del nivel Ja y J del Abric Romani.

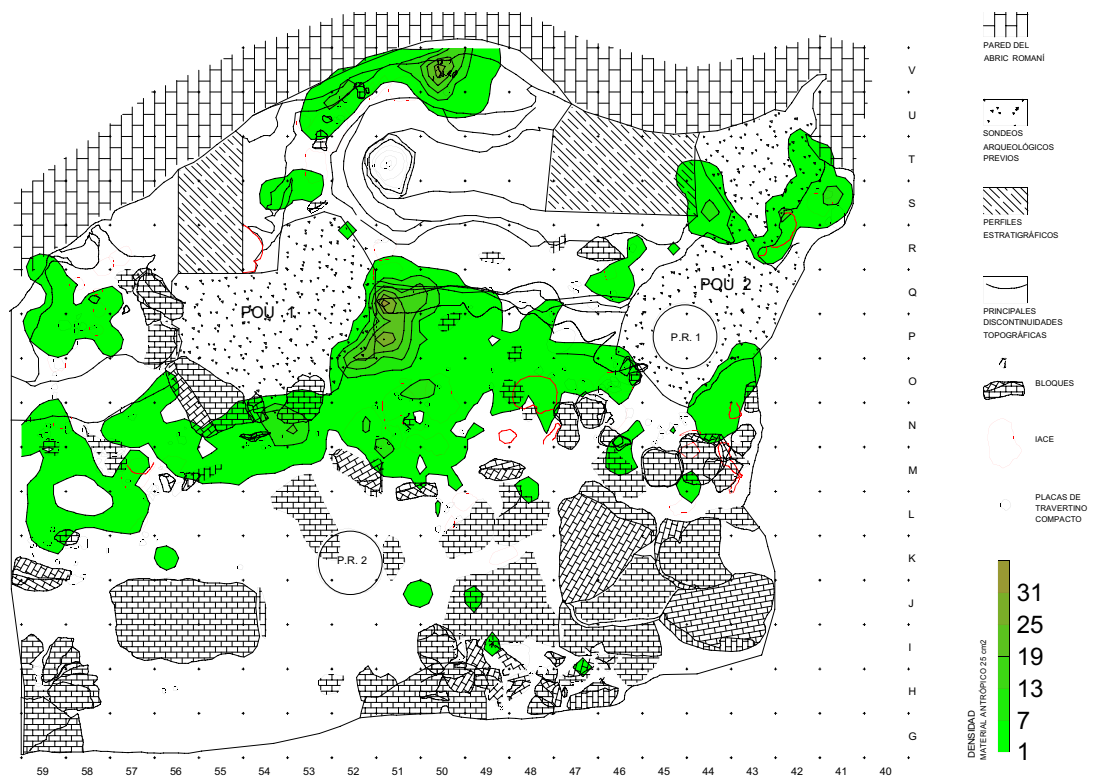


Figura 3.2.17. Distribución por densidades del total de la industria de sílex del nivel Ja y J del Abric Romani.

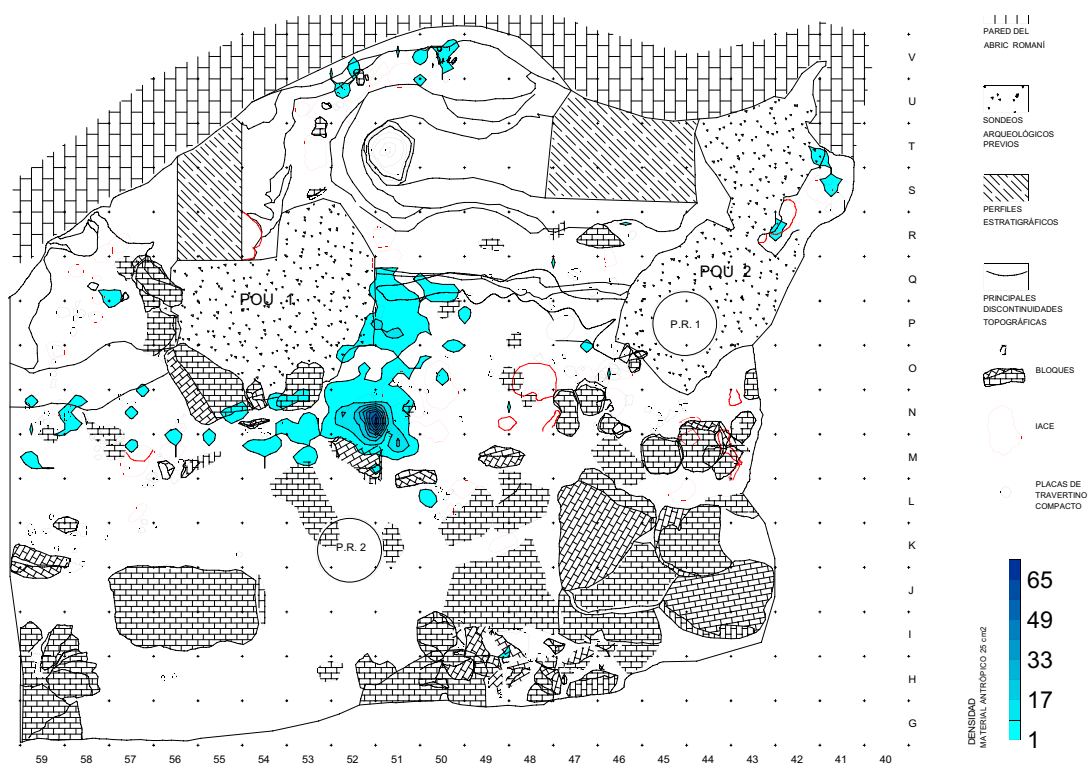


Figura 3.2.18. Distribución por densidades de la industria lítica de cuarzo en el nivel Ja y J del Abric Romani.

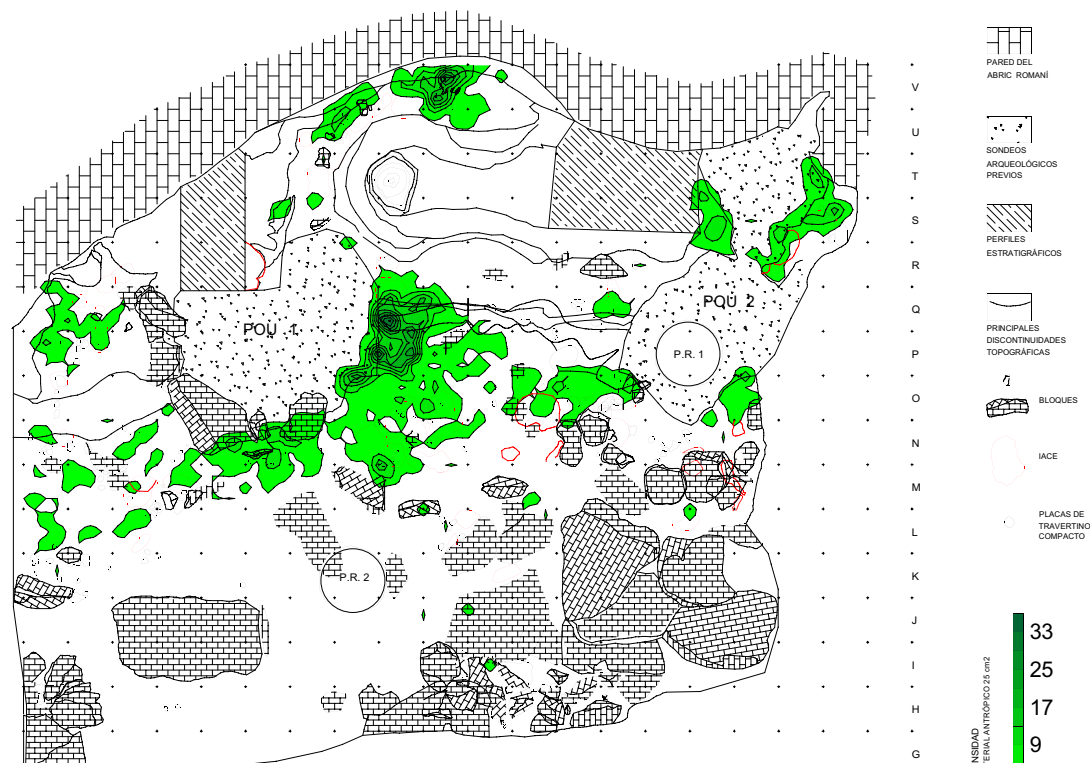


Figura 3.2.19. Distribución por densidades de la industria lítica de sílex inferior a 2 cm. en el nivel Ja y J del Abric Romani.

más densidad, también está representado pero con densidades más baja. Esta densidad del cuarzo en P51 es suficiente para representar la segunda acumulación más densa.

La repartición por tamaños del sílex sigue el mismo patrón que la distribución del total de la industria lítica. En la figura 3.2.19, en la distribución de sílex inferior a 2 cm, podemos observar una acumulación con alta densidad entorno P51 y en la coveta Ripoll, y otras de densidad media a baja yuxtapuestas entorno a IACE. En la figura 3.2.19 entorno N51-54 los sílex inferiores a 2 cm muestran valores de 10-14 por 25 cm², que indican una densidad media. El sílex con medidas hasta 6 cm presenta la misma distribución de densidades bajas, yuxtapuestas entorno IACE y un densidades altas y aisladas en P51 y V50 (coveta Ripoll). También el sílex de tamaño medio puede observarse en concentraciones aisladas de muy baja densidad en la zona de relleno externa.

Planimetría por tamaño de los restos óseos del sector central

La distribución total del registro faunísticos de la figura 3.2.20 muestra una extensión que abarca toda la zona de relleno externo. Así, la distribución de la extensión de los restos faunísticos es superior a la industria. En ella también se pueden observar altas densidades, entorno a P51, V50. En N51-54, con valores de 26 en 25 cm², es una densidad media. La distribución de los restos óseos coordinados mantiene la configuración de las acumulaciones del sector central por densidades descritas para

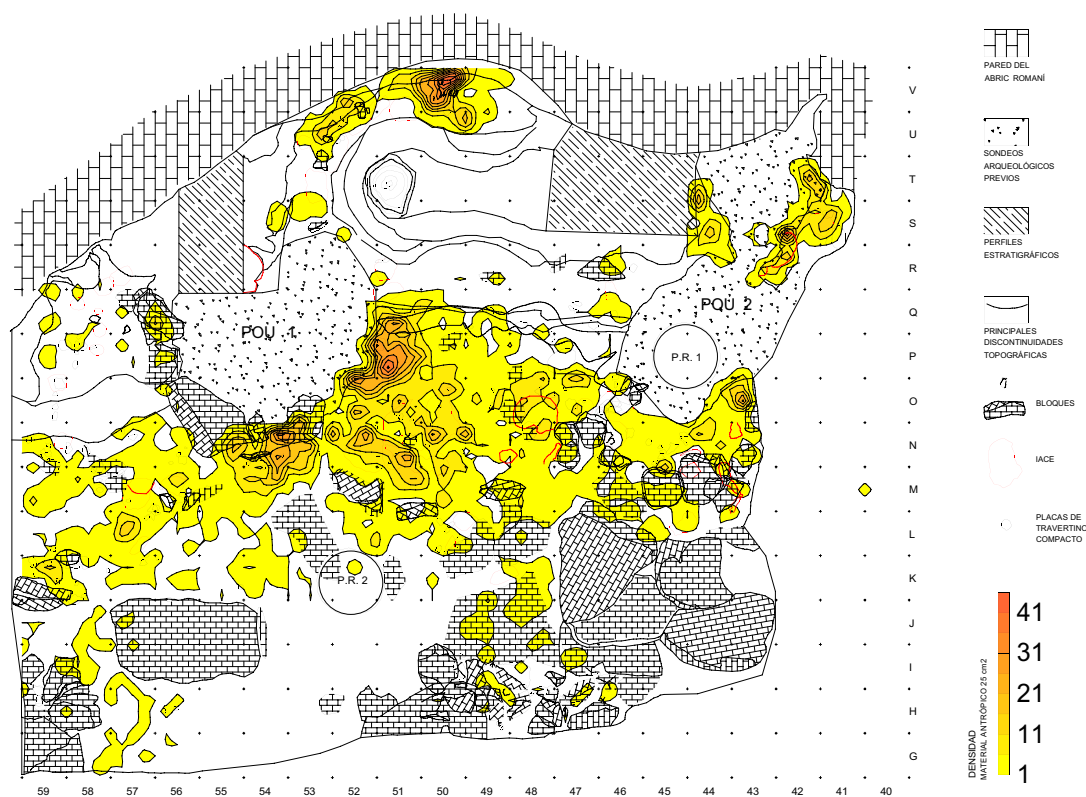


Figura 3.2.20. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados del nivel Ja y J del Abric Romani.

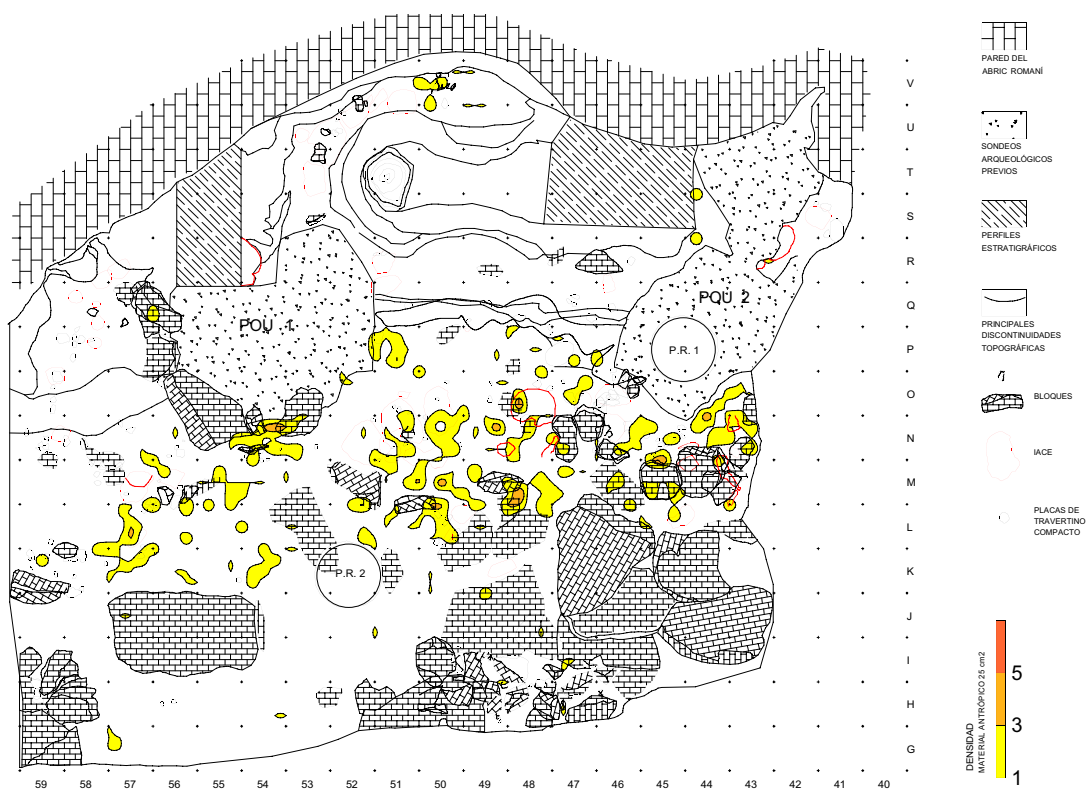


Figura 3.2.21. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados mayores de 6 cm. del nivel Ja y J del Abric Romani.

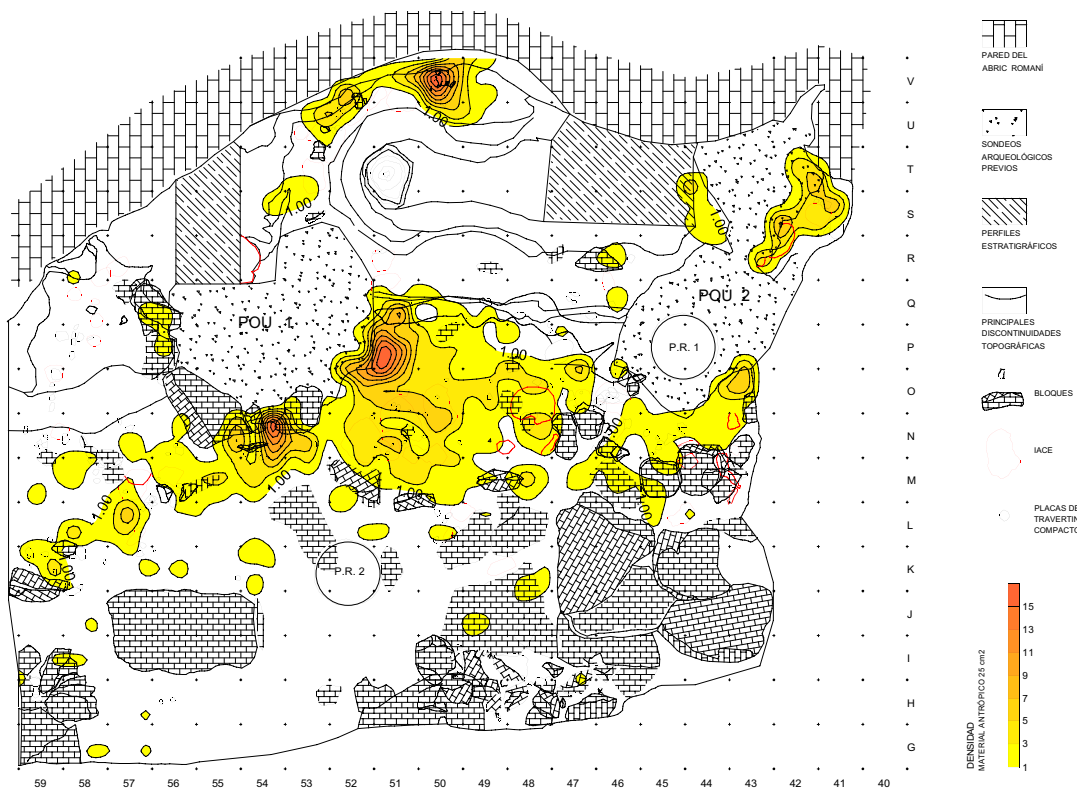


Figura 3.2.22. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados de 2 a 6 cm. del nivel Ja y J del Abric Romani.

la industria lítica. Así podemos observar dos acumulaciones aisladas con alta densidad en P51 y V50, y entorno a IACE la yuxtaposición de concentraciones con densidades medias a bajas.

La figura 3.2.21 representa los restos faunísticos coordinados con tamaño superior a 6 cm. La distribución de los restos faunísticos grandes se caracterizan por una densidad media a baja y concentraciones yuxtapuestas desde la zona de relleno externa hasta el eje de las IACE de la zona de relleno. Los restos faunísticos entre 6 y 2 cm, representados en la figura 3.2.22, muestran la misma configuración por densidad de las acumulaciones descritas para la industria lítica. En N51-54 persiste el problema del sesgo de la trinchera Ripoll que dificulta la caracterización del tipo de concentración aislada o yuxtapuesta de esta zona. Pero es de destacar que la distribución de la fauna de 6 a 2 cm. cubre la zona de relleno externa (figura 3.2.22). Los huesos con un tamaño inferior a 2 cm se agrupa entorno a IACE en acumulaciones de densidad media y baja yuxtapuestas en la zona de relleno (figura 3.2.23) y en acumulaciones de alta densidad entorno a P51, y V50, N51-54, sin distribuirse en la zona de relleno externa.

Las acumulaciones del sector central

Las áreas evidenciadas mediante las densidades indican una fuerte estructura por tamaños en la distribución espacial de los restos antrópicos. Esta estructura permite plantear, dada la gran cantidad de registro coordinado, que su distribución no es el resultado de una sobreposición de acumulaciones indicativas de palimpsestos desarrollados. La distribución por tamaños esta compuesta principalmente por

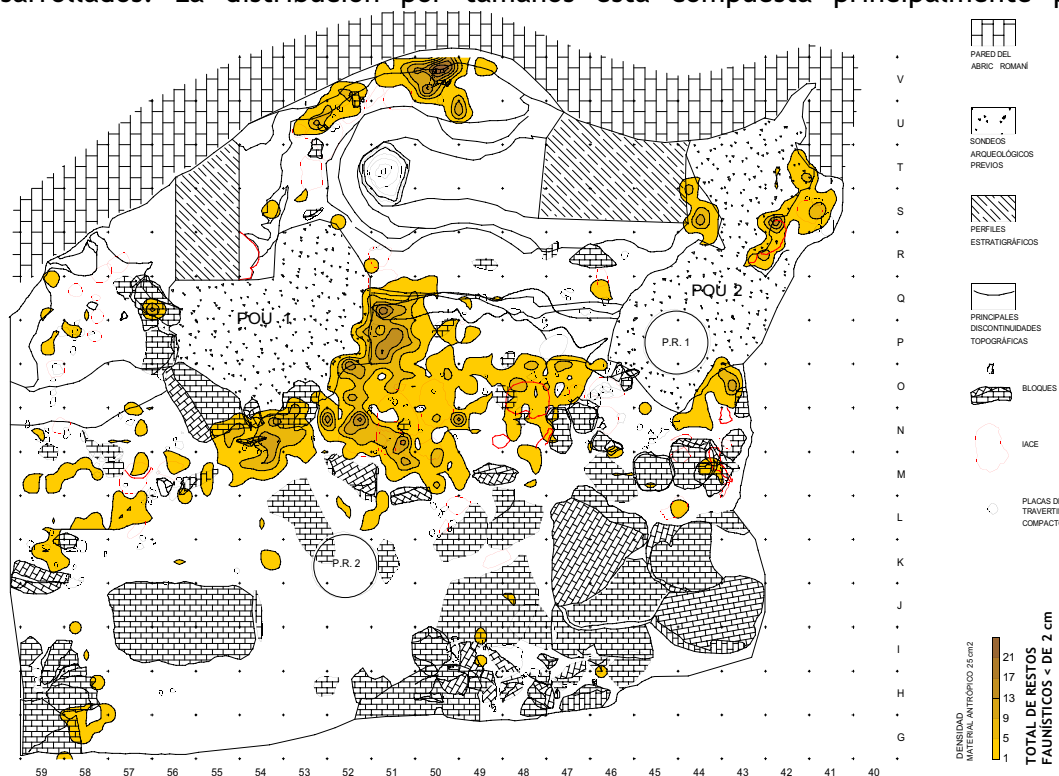


Figura 3.2.23. Distribución espacial por densidades de los restos faunísticos coordinados menores de 2 cm. del nivel Ja y J del Abric Romani.

acumulaciones aisladas y yuxtapuestas. Las acumulaciones aisladas están formadas por una alta densidad de tamaños medios y pequeños y están localizadas en P51 y V50. Las acumulaciones yuxtapuestas contienen densidades medias y bajas de industria y fauna de tamaño grande, medio y pequeño. Estas acumulaciones aisladas y yuxtapuestas contienen una relación proporcional entre restos faunísticos y restos de industria lítica (RF/RL).

Una de las pocas acumulaciones que en la que no existe una proporción RF/RL es la distribución en banda de los restos faunísticos coordinados de más de 6 cm (figura 3.2.21). Esta banda está formada por un área limitada por la línea eje de las IACE y el límite de la zona de relleno externa.

En las acumulaciones densas de P51 y V50 es dominante RF y RL de medio y pequeño tamaño. En estas acumulaciones existe una proporción equivalente entre restos faunísticos y restos líticos.

N51-54 no es una acumulación aislada y de alta densidad como P51 y V50. En esta acumulación existe una densidad mayor de huesos más de tamaño pequeño que mediano (figura 3.2.22 y 3.2.23), mientras que la industria muestra también densidades medias y predominio de los restos pequeños, excepto en el material cuarzo. Con excepción de esta acumulación de cuarzo, la acumulación de N51-54 contiene una relación proporcional RF/RL con una densidad media y baja distribuida entorno IACE con concentraciones yuxtapuestas. Esta distribución es parecida a la IACE de O46-48, pero esta última con una densidad inferior, y también con una presencia de densidades más acentuadas de restos pequeños. Es posible caracterizar estas acumulaciones entorno IACE por mostrar concentraciones yuxtapuestas de densidades medias tamaño pequeño y bajas de tamaño medio, con una proporción RF/RL equivalente.

En la zona de delante de la pared existe una superficie formada por una densidad muy baja y yuxtapuestas formada por tamaños medianos.

En la figura 3.2.24 proponemos la extensión de las acumulaciones del sector central del nivel Ja del Abric Romani numéricamente de fuera hacia el pie de la cornisa:

- Acumulación 1. Concentraciones yuxtapuestas de restos faunísticos grandes y medianos de baja y media densidad. Cubre toda la zona de relleno externa (ZRE).
- Acumulación 2. Caracterizada por concentraciones yuxtapuestas. Los restos faunísticos y líticos pequeños muestran densidad media. Los restos faunísticos y la industria lítica de tamaño medio tiene una densidad media a baja. En esta acumulación yuxtapuesta existe una concentración aislada de alta densidad de cuarzo. Ocupa la zona de relleno y parte de la zona de relleno externa.
- Acumulación 3. Concentración yuxtapuesta. Restos faunísticos y industria lítica de pequeño y mediano tamaño con densidad baja. Ocupa la zona de relleno.
- Acumulación 4. Concentración aislada de alta densidad de restos faunísticos y industria lítica de mediano y pequeño tamaño. Ocupa la zona de relleno
- Acumulación 5. Concentración yuxtapuesta de muy baja densidad de restos

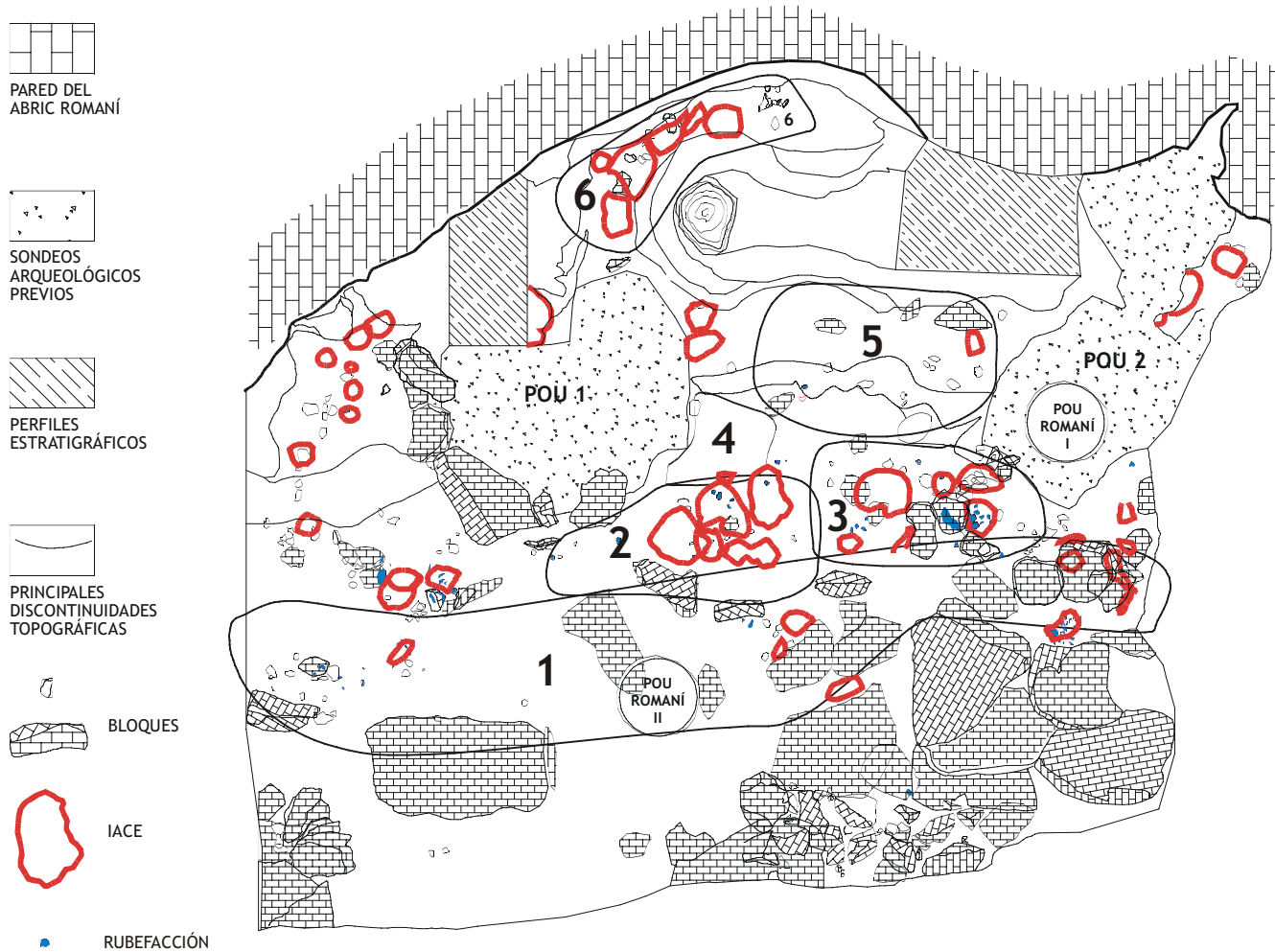


Figura 3.2.24. Hipótesis de localización de acumulaciones en el sector central del nivel Ja y J del Abric Romani, con los bloques estructurales, las OIT evidenciadas y las IACE.

faunísticos y industria lítica de tamaño medio. Las evidencias arqueostratigráficas presentadas indican que es necesaria una verificación interdisciplinar sobre su pertenencia al nivel Ja.

Pero mediante las proyecciones presentadas en la arqueostratigrafía del nivel J podemos evidenciar una discontinuidad en la varación lateral de la densidad de los objetos coordinados, salvo en las dispuestos entorno al cuadro Q46. Esta acumulación está situada en el escalón y sobre zona cercana a la pared de delante la coveta Ripoll. Hemos mencionado también el límite de la OIT formada por los bloques en línea en el relleno interno (OIT-ZR3) coincidente con este citado posible efecto pared detectado en la arqueostratigrafía de las líneas 47 a 49 (figura 3.2.7).

- Acumulación 6. Concentración aislada de alta densidad de restos faunísticos y industria lítica de mediano y pequeño tamaño. Está localizada en la coveta Ripoll, en la zona de la pared, a pie de cornisa.

Discusión

La presentación de la distribución por tamaños y materiales de los restos antrópicos coordinados nos ha permitido establecer acumulaciones observacionales del nivel Ja. Hay acumulaciones que presentan una proporción equivalente RF/RL. Sin embargo, hemos evidenciado que hay una acumulación con una proporción no equivalente entre RF/RL. Esto ha permitido crear la acumulación 1 de la figura 3.2.24. Una implicación inicial de esta diferencia en el registro de la distribución del registro antrópico lítico y faunístico permite considerar la hipótesis de una gestión diferente en los procesos de abandono de la fauna y la industria.

La fauna de tamaño grande presenta una distribución muy articulada por el eje de las IACE. Así en la zona de relleno externa los restos faunísticos grandes, y en menor medida los de tamaño medio (figura 3.2.22), están distribuidos con densidades medias y en agrupaciones yuxtapuestas, con un fuerte paralelo con una zona toss (Bindford 1988). Mientras, los huesos de pequeño tamaño se encuentran al otro lado del eje de las IACE. Esto permite establecer la hipótesis de una acumulación residual de desecho primario (Schiffer, 1987) para explicar la acumulación de huesos pequeños entorno IACE representada en la figura 3.2.23. La formación de la zona toss, relacionada con acumulaciones de desechos secundarios lanzados y su complementariedad con desechos residuales primarios se puede observar en la comparación de las figuras 3.2.20, 3.2.21 y 3.2.22 y muy especialmente en la zona de M-O/46-49. El reconocimiento de actividades de limpieza basada en la segregación entre materiales pequeños-medianos (drop) y medianos-grandes (toss), mediante un eje coincidente con la posición de la IACE permite establecer un modelo de IACE exterior siguiendo las analogías etnoarqueológicas tratadas por Bindford (Bindford 1988).

En las acumulaciones aisladas de gran densidad de P50 y V50 se observa una proporción de RF/RL. Estas acumulaciones están formadas por tamaños medianos y pequeños de fauna y industria. La acumulación densa de P51 no está únicamente constituida por elementos pequeños sino que también existe una representación alta de tamaños medianos en RF (figuras 3.2.22 y 3.2.23) mientras que los RL en sílex son

más numerosos los inferiores a 2 cm (figuras 3.2.17 y 3.2.19). Esta representación en RF de tamaño medio más elevada ayuda a plantear la hipótesis que la formación de esta acumulación, aislada y de alta densidad de P51, puede ser producto de una limpieza regular de huesos de tamaño mediano de las zonas de actividades entorno IACE. Estas zonas entorno IACE han sido caracterizadas por una densidad media a baja de RF de tamaño medio. Esta hipótesis indica cierta complementariedad entre estas acumulaciones aisladas y de densidad elevada y las acumulaciones entorno IACE con densidades medias a bajas en RF de tamaño mediano y densidades medias en RF de tamaño pequeño. Pero también existen otros indicios: la localización de esta acumulación de P51 o acumulación 4 de la figura 3.2.24, junto a la acumulación 5 o zona vacía. Esto permite sugerir que también la acumulación 4 es una acumulación de desechos desplazados desde zonas vacías, bien documentados en ocupaciones con habitaciones a partir de los análisis planimétricos de superficies de ocupación paleolíticas y de estudios etnoarqueológicos (Leroi-Gourhan 1976; Stevenson 1991) .

Esta hipótesis de registro de actividades de limpieza-mantenimiento regular de la superficies entorno IACE y zonas vacías cercanas a la pared de la cornisa durante el nivel Ja necesita de una fuerte contrastación interdisciplinar. Sin embargo, la evidencia de una repartición espacial distinta entre materiales líticos y faunísticos de gran tamaño queda fundamentada. Esta diferencia en la gestión registrada entre los materiales líticos y faunísticos en el contexto arqueológico del nivel Ja sugiere, como aproximación inicial y en la línea de inferencia comportamental, la hipótesis de registro de actividades de reaprovechamiento o reciclaje de los materiales líticos. Así la distribución de los abundantes remontajes entorno a P51 permite interpretar la existencia de conexiones de talla in situ, o formación de desechos primarios, y la formación de conexiones por acumulación de desechos secundarios. Los remontajes indican una abundante conexión entre las acumulaciones entorno IACE y las acumulación de alta densidad y aislada que refuerzan la hipótesis de complementariedad/sincronicidad entre estas zonas. De hecho, la proporción observada entre RF/RL de tamaño medio también avalan la posibilidad de considerar la presencia de actividades de limpieza regular-mantenimiento. Así, la formación de desechos secundarios en P51 producto de actividades de limpieza regular está mejor registrada por la presencia de más restos faunísticos de mediano que de pequeño tamaño. Estos restos faunísticos, y al menos parte de los restos líticos, se acumulan en P51 de forma muy densa y aislada, y no reproducen una limpieza de zona toss evidenciada mediante la ubicación de los restos faunísticos grandes. De esta manera, la acumulación de P51 puede estar formada por procesos culturales distintos. Esta puede interpretarse como el resultado de la configuración de zonas de la superficie de ocupación multiactivas. Así la concatenación de actividades pueden forman desechos primarios, fundamentalmente en RL de tamaño pequeño y medio, y actividades de formación de desechos secundarios producto de la limpieza regular entorno IACE y zonas vacías de la zona de la pared de RF de tamaño medio, y eventualmente RL de tamaño medio para su reciclaje.

RESULTADOS I

4.1. ANÁLISIS Y INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES SEDIMENTARIAS DEL NIVEL J

Las microfacies reconocidas en el contexto sedimentario del nivel J han sido establecidas mediante la estimación, en lámina delgada, de la intensidad de alteración que contienen. Esta intensidad de alteración ha sido definida a partir de la observación fragmentos calcáreos de la fracción gruesa y la fracción fina carbonatada. Estas observaciones microscópicas se han apoyado principalmente en trabajos de edafólogos y especialistas sobre la alteración de rocas para proponer y dinamizar metodológicamente el estudio de los rellenos de abrigos y cuevas (Courty 1986). Esta aproximación supone privilegiar voluntariamente los mecanismos biológicos en la formación del registro sedimentario de los rellenos de cueva y de pie de cornisa. La tabla 4.1.1 resume la caracterización de la intensidad de alteración de la fracción gruesa y muy gruesa en relación con los rasgos calcíticos utilizados para las microfacies del nivel J. Los resultados de la caracterización y su interpretación de las microfacies está resumida en la tabla 4.1.2 y 4.1.3 respectivamente.

<i>Intensidad de alteración</i>	<i>Fracción gruesa calcítica</i>	<i>Rasgos calcíticos</i>
<i>Débil</i>	Alteración periférica	Rasgos calcíticos raros
<i>Media-fuerte</i>	Alteración interna	Rasgos calcíticos ocasionales a abundantes
<i>Última</i>	Desaparición de carbonatos	Micromasa isótropa con puntuaciones carbonatadas

Tabla 4.1.1. Intensidades de alteración de fragmentos carbonatados y rasgos calíticos (Courty 1986)

Microfacies 0. Gravas y arenas gris

Características generales

Estas microfacies están constituidas de por gravas frecuentes y arenas. La distribución relacionada FG/FF es inferior a 2/8. La fracción fina es parcialmente gris, pudiéndose observar raros a ocasionales dominios de fracción fina corroída de limos carbonatados marrones. La microestructura es microagregada en grumos finos y muy finos, pero son más frecuente empaquetamientos libres de arenas sin fracción fina. La porosidad es importante (>30%) formada por empaquetamientos simples y complejos, junto a menos abundantes canales y fisuras. Las estructuras sedimentarias son estratificadas aunque puedan existir algunas estructuras laminares subrayadas por la orientación de las gravas.

La forma de las gravas es angular subangular, mientras que las arenas muestran una proporción variable de subredondeadas - redondeadas micríticas-microesparíticas correlativa al aumento de la presencia de fracción fina corroída. La distribución relativa es mónica a enáulica. Existen raros a ocasionales componentes minerales alóctonos siliciclásticos.

Las transformaciones de estas microfacies son poco desarrolladas. Los rasgos texturales son fundamentalmente escasos rellenos de arena fina y limos hacia el exterior del abrigo. Cerca de la pared, hemos observado revestimientos en cúpulas sobre gravas de limos finos y arenas no compactos, con micromasa carbonatada marrón, y material antrópico microdivisado (carbón). Los rasgos cristalinos están constituidos por ocasionales masas de débil concentración de micrita-microesparita parcialmente corroída. Hay también concentraciones alrededor de granos de micrita gris, que ocasionalmente puede englobar varias arenas finas y limos no corroídos. Los rasgos excrementales son muy escasos y la actividad biológica se reduce a la presencia de canales más frecuentes en las muestras más alejadas a la pared del abrigo o con más componentes orgánicos. En estas localizaciones alejadas de la pared del abrigo se observa un aumento de la corrosión paralela a un aumento de la cantidad de fracción fina.

Los rasgos antrópicos son ocasionales y pueden indicar desde una antropización de muy fuerte a débil. De esta forma, algunas unidades microestratigráficas con las microfacies 0 contienen muy abundantes materiales de origen antrópico incorporados y transformaciones como la compactación por pisoteo y la combustión.

Interpretación parcial

La intensidad de alteración dominante de la fracción muy gruesa y gruesa es la débil. De hecho, la dinámica de los subsistemas pared - suelo es la escasa evolución postdeposicional de estas microfacies que nos indica un ambiente postdeposicional poco agresivo.

Así, podemos establecer una rápida sedimentación por fragmentación de la cornisa húmeda del abrigo. Esta sedimentación rápida explica la ausencia de transformaciones desarrolladas en los fragmentos caídos especialmente en la zona

interna de la cornisa donde existe más protección a la meteorización. En este sentido sólo hemos podido destacar una muy baja actividad biológica, reducida notablemente a la presencia de pocos canales y raros rasgos excrementales. La corrosión poco desarrollada y la sólo ocasional presencia de rasgos cristalíticos carbonatados, tanto en la fracción fina como en la fracción gruesa, son indicativas de condiciones secas y actividad biológica escasa. Esta ausencia de humedad o mecanismos de redistribución de las soluciones marca una sedimentación en un ambiente seco y protegido en el relleno del abrigo. Además, la importante descarga gravitacional de gravas señala una acción importante de contrastes térmicos. En este sentido, las condiciones ambientales pueden estimarse por la intermitencia de la humedad en la cornisa, vista la alteración débil de los fragmentos de grava, y la sequedad en la evolución postdeposicional de los fragmentos caídos en los rellenos. Su fragmentación necesita un numeroso ciclo de humectación y desecación (criosucción invernal-dilatación de verano). Sin embargo, la existencia de periodos secos, junto a la entrada de ocasionales materiales siliciclásticos, favorece la fragmentación que forma las gravas dominantes en estas facies. De hecho, la presencia de revestimientos texturales de limos carbonatados marrones no compactos sobre gravas, con material antrópico microdividido, en las muestras cercanas a la pared, las interpretamos más bien como resultado de percolaciones importantes sin hielo (Vliet-Lanoë 1987) que pueden producirse durante la fusión de nieve. De esta forma, la actividad del hielo es más bien limitada. Mientras, los fenómenos de fragmentación de la cornisa pueden interpretarse por la importancia de periodos secos, y poco fríos, que favorecerían la aparición de un gradiente térmico importante. La fragmentación de la cornisa, está gobernada por la presencia de esta fase seca bien registrada en las muestra de la zona media y fundamentalmente cerca del pie de cornisa del abrigo.

La notable presencia de gravas y arenas en las microfacies, y poca fracción fina está relacionada con la alta porosidad descrita en estas microfacies. En este sentido, la circulación hídrica y la aireación indica una posición topográfica que favorece a la infiltración. Estas microfacies de alteración débil se encuentran fundamentalmente sobre la zona cercana a la pared protegidos por la cornisa y la visera del abrigo.

En cuanto a las transformaciones postdeposicionales, citada la baja incidencia de los procesos naturales, destaca la presencia de rasgos antrópicos. Estos son fundamentalmente relacionados con su posición microestratigráfica: estas microfacies constituyen generalmente la capa - base de los depósitos antropogenéticos del nivel Ja en la zona central y cerca de la pared del abrigo.

Microfacies 1. Grava y limo arena gris.

Características generales

Estas microfacies están compuestas de gravas medias a gruesas angulares y subangulares ocasionales. Estas gravas tienen una fábrica interna cristalítica con vacuolas de disolución y micritización desarrollada. Es frecuente la pérdida del contorno de las gravas en contacto con los limos encajantes. La fracción fina es escasa (<8/2) y está muy micritizada y su distribución relativa es gefúrica. La

microestructura es vesicular. La porosidad está formada principalmente por fisuras y vesículas, muchas de ellas tubulares, debajo de las gravas. En la fracción limo y arena abunda biomineralizaciones de calcita acicular muy micritizada y *Microcondium* fragmentados.

Su estructura sedimentaria es laminar indicada por las gravas. Estas gravas muestran diversos crecimientos exolíticos constituidos de revestimientos carbonatados. Las arenas, muy escasas se presentan en forma de calcita acicular, fragmentos de edificios endolíticos y fragmentos de gravas cristalinas con el contorno irregular. Los limos, muy abundantes, son subangulares a subredondeados con el contorno rugoso, aunque hay otros que se muestran contornos lisos. Estos limos forman una agregación granular mal desarrollada. Sin embargo, la presencia de fisuras verticales y subhorizontales forma una macroestructura laminar media a gruesa bien desarrollada.

Las transformaciones son texturales y criptocristalinas. Los rasgos criptocristalinos son importantes: impregnaciones micríticas grises en masas densas de limos entre los granos de grava. También, en una muestra cercana en la pared, hemos podido observar revestimiento criptocristalino rojizo. Los rasgos texturales se reducen a rellenos sueltos e incompletos relativamente bien seleccionados de arenas finas. También se observan cúpulas cementadas con porosidad vesicular y de cavidades policóncavas sobre las gravas. Los rasgos antrópicos se reducen a raros microcarbones integrados en la micromasa compacta.

Interpretación parcial

Estas microfacies contienen fracción gruesa de intensidad de alteración débil y abundancia de rasgos cristalinos fragmentados. Sin embargo, las condiciones de un contraste hídrico estacional en el suelo del abrigo no están tan claras dadas las evidencias de la microestructura y la porosidad. Estas son más propias de medios saturados por agua registrados por el colapso de la microestructura y las cavidades policóncavas. La fragmentación de gravas indica también importantes humectaciones y desecaciones crioclásticas. No obstante, la presencia de biomineralizaciones como *Microcondium* es indicativa de un buen drenaje y contextos con estres hídrico estacional (Verrecchia et al., 1995). Pero estas biomineralizaciones están presentes en forma fragmentada. En este sentido, la presencia de la fisuración, vesículas y el carácter detrítico de las biomineralizaciones nos indican la presencia del hielo-deshielo estacional en el suelo. Así, es posible interpretar la generalización de la impregnación micrítica de estas microfacies por la circulación lenta de soluciones saturadas en carbonato durante el periodo de deshielo que generan una importante desecación durante la formación de hielo. Esta circulación lenta expresa una infiltración baja, y probablemente lateral, correspondiente a un drenaje malo, impedido por la cementación y la textura limosa, de estas facies. Finalmente, el carácter de los rasgos texturales, rellenos sueltos incompletos bien seleccionados, cúpulas compactas y cementadas de las gravas, y la porosidad vesicular marcan la presencia de hielo profundo en la evolución postdeposicional de estas microfacies coherente con la macroestructura laminar media fisural.

En los rellenos de pie de cornisa el drenaje malo favorece los procesos de

fragmentación acusada indicado por la desecación criogénica de bioconstrucciones. Estas condiciones corresponden a periodos fríos y secos con cierto grado de humedad desarrollada durante el deshielo, acentuada por una infiltración baja. Sin embargo, la cornisa protegida de la humedad favorece el registro de este déficit hídrico, el carácter seco del ambiente, con menos fragmentación de gravas.

Microfacies 2. Limo arena gris con bloques.

Características generales

Las microfacies de limo arena gris con bloques tienen un bajo porcentaje de gravas (<10%) y presentan una importante presencia de rasgos calcíticos no corroídos. Los bloques, como el resto de las clases granulométricas, muestran una intensidad de alteración media. Los limos y arenas poseen una microestructura vesicular y esponjosa (bioconstrucciones). La porosidad está caracterizada por la presencia de fisuras planas y verticales curvadas. Algunas vesículas están interconectadas por pequeñas fisuras.

4.1. Limo arena gris vesicular. La porosidad total es baja (<30%) acusando un aspecto compacto en observación macroscópica. La relación FG/FF es relativamente baja, inferior a 7/3. Su distribución es chitónica-gefúrica. Las pocas gravas presentan una intensidad de alteración débil. Las gravas de fábrica cristalítica son poco frecuentes, siendo las más comunes las micríticas y tamaño fino. Estas gravas micríticas son a menudo pseudomorfos de musgo. En estas gravas también hemos observado disgregación arenosa in situ. Esta se percibe en la pérdida entre el contorno de las gravas y el sedimento encajante. Las arenas también presentan una fábrica micrítica y son redondeadas - subredondeadas. Mientras, los limos son más cristalíticos. En el tamaño arena fina y limo hemos podido observar *Microcondium*, fragmentos de calcita acicular micritizada, junto a restos de pseudomorfos de musgos fragmentados (Verrecchia et al. 1995; Verrecchia y Verrecchia 1994).

Las transformaciones observadas están fundamentalmente relacionadas con rasgos criptocristalinos y texturales. Los rasgos criptocristalinos se manifiestan en masas de limos impregnados de micrita gris. Estos forman grandes agregados compactos de limos bien seleccionados limitados por fisuras. Su forma es laminar o bloque angular tamaño macro bien desarrollada. Los rasgos texturales están más desarrollados: rellenos y raros revestimientos micríticos - microesparíticos en poros. Respecto a los rellenos, estos están formados por limos bien seleccionados. Constituyen rellenos incompletos entorno y debajo de gravas. Algunas de estas gravas tienen una pendiente vertical. Los limos y arenas grises vesiculares presentan rasgos antrópicos raros, especialmente microcarbones.

4.2. Limo arena gris esponjoso (bioconstrucción). La porosidad es elevada (>30%). Esta constituida principalmente por calcita esparítica a menudo micritizada periféricamente (revestimiento). La esparita posee un tono amarillento y en los planos de clivación son marcados (Courty 1986). Esta generalmente es un pseudomorfo de musgos aunque hemos observado también abundancia de *Microcondium*, calcita acicular y otras biomineralizaciones criptogámicas que

recubren superficies, *Rivularia Scytonema* (Freytet 1990), especialmente bloques (microfoto 1, 2 y 3, lámina I). También hay algunas muestras donde existe una fragmentación acusada de estas bioconstrucciones. La macroporosidad está constituida por fisuras.

La transformación más relevante son los rasgos calcíticos pseudomórficos. Estos llegan a formar edificios. Otras forman espesas láminas, con un contacto sobre la superficie que recubren formado por fisuras muy anchas. En las fisuras, destacan la presencia de rellenos sueltos y incompletos limo arenosos. Finalmente, en las bioconstrucciones muy fragmentadas hemos observado segregaciones texturales, seleccionadas y compactas, que recubren granos (link caping), y porosidad vesicular. Hay una distribución básica paralela local de las calcitas aciculares. También existe localmente microagregación laminar muy fina. Los rasgos antrópicos están ausentes aunque en alguna muestra existe básicamente impacto térmico (rubefacción) en los constituyentes.

Interpretación parcial

La intensidad de alteración fuerte gris de estas microfacies señala la ralentización de los procesos de sedimentación. Esta actúa significativamente en las bioconstrucciones del suelo del abrigo que indican redistribución de carbonatos. Los aportes de la pared son predominantemente bioclásticos. Esto nos indica la presencia de vegetación en la cornisa y, por tanto, cierta humedad. Esta humedad también se refleja en la formación de bioconstrucciones. La presencia de una fase fría también la podemos evidenciar tanto por la naturaleza de la fragmentación de las rocas como por las transformaciones registradas en estas facies.

Los episodios de desecación-fisuración pueden relacionarse cuando se produce la criosucción más que la estacionalidad de la humedad (dilatación de verano). La saturación en agua de estas microfacies en el relleno de pie de cornisa se manifiesta durante el deshielo. Estas microfacies de intensidad fuerte gris con la presencia generalizada de bioconstrucciones en el suelo del abrigo indica un régimen hídrico mal drenado. La baja infiltración facilitaría los procesos de disolución-preprecipitación que desarrollan la alteración fuerte gris en los fragmentos con alteración débil de la cornisa. La cornisa en este ambiente seco y frío muestra una escasa actividad exolítica manifestada por los abundantes fragmentos de bioconstrucciones. La presencia de la porosidad vesicular, ocasionalmente tubular, en las microfacies limo arenosas también indica una saturación en agua cuando se produce la descongelación (Vliet-Lanoë 1985). La saturación en agua de estas microfacies mal drenadas durante la formación de hielo conduce a la geliexpansión de los sedimentos. Estos fenómenos de geliexpansión, en las muestras en lámina, han sido observados en la formación de rellenos limosos bien seleccionados entorno y debajo de gravas testimonios de la crioexpulsión. Estos rellenos están asociados a la estructura laminar-fisural media indicativa, por su tamaño, de hielo profundo.

También hemos observado fábricas criogénicas en las bioconstrucciones fragmentadas donde la segregación de hielo ha formado cúpulas de limo gris compacto, que recubren granos atribuibles a lentejones de hielo. En estas bioconstrucciones

MICROFACIES	MICRO ESTRUCTURA	POROSIDAD	AGREGACION	RASGOS CALCITICOS	RASGOS TEXTURALES	ACTIVIDAD BIOLOGICA
MF 6: ARENA LIMO MARRÓN CON BLOQUES	Microagregada	Canales Fisuras	Granular Grumosa	Biocristalinos Pseudomórficos Criptocristalinos	Rellenos Incompletos	Endolítica
MF 5: GRAVA Y ARENA-LIMO MARRÓN	Microagregada	Canales Fisuras	Grumosa Granular	Criptocristalinos	Rellenos Incompletos	Endolítica
MF 4: ARENA LIMO GRIS-MARRÓN CON BLOQUES	Cavidades	Cavidades	Fisural	Biocristalinos Pseudomórficos Criptocristalinos	Rellenos completos Coiffe no compacta	Exolítica
MF 3: GRAVA Y ARENA LIMO GRIS-MARRÓN	Esponjosa	Cavidades	Grumosa	Típicos- esparíticos Pseudomórficos Criptocristalinos	Rellenos seleccionados Coiffe no compacta	Exolítica Endolítica
MF 2: LIMO Y ARENA GRIS CON BLOQUES	Vesicular	Fisural Vesicular	Laminar	Biocristalinos Pseudomórficos Criptocristalinos	Rellenos seleccionados Coiffe compacta	Exolítica
MF 1: GRAVA Y LIMO-ARENA GRIS	Vesicular	Fisural Vesicular	Laminar	Criptocristalinos	Rellenos seleccionados Coiffe compacta	Exolítica
MF 0: GRAVA Y ARENA GRIS	Empaquetada	Empaquetada	Grumosa	Criptocristalinos	Rellenos incompletos Coiffe No compacta	Exolítica

Tabla 4.1.2. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos de las facies sedimentarias del nivel J.

fragmentadas es atribuible a una posición más superficial del hielo. Así existe una mejor expresión a los fenómenos de crioturbación superficial como el crecimiento menos desarrollado de los lentejones de hielo durante la criosucción. Sin embargo, la presencia de edificios poco fracturados puede indicar fases de crioturbación más débil. Estas variaciones en el registro de las temperaturas frías están relacionadas con una menor cantidad de agua en la bioconstrucción. La desecación criogénica sobre estas bioconstrucciones con poca humedad en superficie es poco efectiva. El aumento del ciclo seco y con las temperaturas frías no favorece la fragmentación. Así, según su posición respecto al sistema de drenaje estas bioconstrucciones se fragmentan superficialmente, originando en los puntos mal drenados acumulaciones de fracción fina biogénica (microfoto 2, lámina I). Algunos procesos de redistribución son subaéreos: los recubrimientos criptogámicos, con anchas fisuras y aspecto ondulado, pueden interpretarse como formas altamente elásticas que soportan la geliexpansión criogénica interna o enterrada, ya que son muy sensibles a la presencia de hielo superficial (piprakes) (Vliet-Lanoë et al., 1995). Así, la fragmentación o la conservación de las bioconstrucciones en estas microfacies nos pueden indicar la actividad de las transformaciones del hielo, en superficie o en profundidad, con una clara relación con la velocidad de sedimentación o enterramiento de las bioconstrucciones.

Microfacies 3. Grava y arena limo gris-marrón.

Características generales

Estas microfacies contienen gravas muy abundantes (> 30%). También existen de ocasionales a abundantes fragmentos de revestimientos exolíticos con alteración fuerte. En la fracción arena domina los granos redondeados y subredondeados micríticos-microesparíticos. La fracción limo es escasa aunque existen concentraciones de limo arena gris-marrón de aspecto polvoriento. Forman microagregados grumosos muy finos con débil concentración cristalina y aspecto polvoriento. La agregación suele ser mal desarrollada y cuando ésta está bien expresada por la porosidad fisural es laminar fina no compacta, de escasa micromasa gris y distribución gefúrica. Existen también ocasionales limos alóctonos siliciclásticos. La microestructura es de cavidades. La porosidad es elevada, superior al 30%, y en ella domina el empaquetamiento simple, vesículas tubulares y raros canales (microfoto 4, lámina I). La relación FG /FF es inferior al 10%. La distribución relativa presenta dominios de carácter chitónica - gefúrica y más ocasionalmente enáulica.

La estructura sedimentaria es estratificada con tendencia laminar indicada por la orientación de las gravas en algunas muestras. Las gravas tienen un tamaño fino a medio y son angulares y subangulares. Estas gravas son de naturaleza común cristalina y presentan una orientación básica vertical - ortogonal. En la base de algunas unidades microestratigráficas con estas microfacies existen gravas oncolizadas.

Las transformaciones son principalmente texturales y criptocristalinas. Abundan los rellenos en la porosidad de empaquetamiento de limos hasta arenas medias siempre

sueltas bien clasificadas y ocasionales limos gruesos a finos marrones granodecrecientes y microlaminados debajo de la fracción gruesa. También abundan revestimientos en cúpulas no compactos y cementados. Todos estos rasgos texturales tienen raros microvestigios antrópicos.

Entre los rasgos cristalíticos hay rellenos cristalinos de calcita microesparítica anhédrica transparente suelta y granos aislados de calcita acicular no micritizada. Raros a ocasionales a componentes antrópicos presentan revestimientos típicos calcíticos en todas sus caras. Hay revestimientos calcíticos esparíticos raros a ocasionales difíciles de distinguir si son heredados de la cornisa o formados en el relleno de pie de cornisa. Los revestimientos criptocristalinos carbonatados son grises y se distribuyen principalmente formando masas de densidad cristalina baja entorno a granos. Son muy dominantes en todas las fracciones granulométricas que adquieren un contorno rugoso.

Los rasgos antrópicos son muy abundantes. Abundan los fragmentos de roca quemados, carbones, fragmentos óseos, y agregados criptocristalinos rojizos, grises y amarillos. Estas microfacies contienen el nivel Jb.

Interpretación parcial.

Estas microfacies de intensidad de alteración fuerte gris marrón son indicativas del estado de la pared relativamente seco. En la pared se desarrolla actividad biológica exolítica, por la presencia abundante de fragmentos de cementos exolíticos en la fracción grava y arena gruesa. Estos fragmentos indican también que esta actividad exolítica es limitada por la fragmentación de la cornisa. La presencia de un importante gradiente térmico seco - húmedo en la pared, también está acompañada por un leve aumento de los componentes sedimentarios siliciclásticos en las muestras del relleno del abrigo. Sin embargo, la observación de abundantes rasgos cristalinos y criptocristalinos micríticos, nos indican condiciones de humedad en el relleno del abrigo. De esta forma, los fragmentos carbonatados han sufrido la alteración fuerte en el relleno del abrigo y no en la cornisa.

En la base de estas microfacies de gravas con arenas grises hemos podido observar la presencia de gravas oncolizadas que las interpretamos por la presencia de pequeñas láminas de agua o encharcamientos. Posiblemente, existan estructuras de goteo responsables de los rellenos de calcita anhédrica precipitada en las fases de paro, y fuerte evapotranspiración del goteo. Con la deposición masiva de las gravas la sedimentación es rápida. Aunque la velocidad de la sedimentación favorece el enterramiento y preservación de fragmentos carbonatados, las condiciones de humedad en el suelo del abrigo han producido transformaciones postdeposicionales indicadas por rasgos texturales, cristalinos - microcristalinos y de pérdida.

Los rasgos criptocristalinos-cristalinos grises son abundantes y generalizados fundamentalmente en la fracción arena. Junto a la disolución destacan abundantes zonas rellenos con limos marrones polvorientos de distribución chitónica que indican la presencia de un lavado eluvial. Este carácter eluvial también está relacionado con los rasgos texturales de rellenos gruesos seleccionados, cúpulas no compactas

(microfoto 5, lámina I), pendents y revestimientos continuos grises sobre gravas que señalan fuertes percolaciones de aguas de deshielo.

Otros rasgos texturales, están caracterizados por la iluviación de limos carbonatados marrones. De hecho, es muy característica su localización en la parte inferior gravas asociadas a vesículas tubulares. Estos limos marrones iluviados indican la translocación textural de rasgos de actividad biológica endolítica en el relleno sedimentario durante la criosucción. Esta desecación limita la actividad biológica en el relleno del abrigo.

Aunque la dominancia de gravas y arenas con alteración fuerte indiquen una tasa de sedimentación rápida, las condiciones postdeposicionales han afectado la conservación del registro arqueológico (¿desaparición de restos óseos?). Esta puede explicarse por los cambios en la circulación hídrica que provocan un fuerte cambio en la intensidad de la acidez en el sedimento. En este sentido esta evolución queda trazada por la alternancia de un medio sedimentario con percolación de aguas levemente cargadas con materias orgánicas, durante la criosucción, a una más saturadas en carbonatos, y menos ácidas durante el deshielo. De esta manera, durante el deshielo los rellenos de pie de cornisa sufren una fuerte percolación de aguas poco cargadas con ácidos orgánicos. Esta percolación favorece la aparición de un régimen hídrico temporalmente saturado en agua. Durante esta fase húmeda la actividad biológica se desarrolla. Sin embargo, la presencia de periodos secos, fundamentalmente originados por la desecación criogénica, configuran un régimen hídrico moderadamente a mal drenado sometido a una fuerte evaporación que explica la formación de estas microfacies de alteración gris marrón en el relleno del abrigo.

Microfacies 4. Arena limo gris-marrón con bloques.

Características generales

Las microfacies de arena y limo gris-marrón con bloques un bajo porcentaje de gravas, siempre inferior al 10%. Entre la fracción más gruesa destacan los fragmentos de biomineralizaciones como *Rivularia*, *Scytonema* y pseudomorfos microesparíticos de musgos (microfoto 1,2 y 3 en lámina I). La fracción fina es relativamente baja ($< 7/3$) y su distribución relativa es chitónica-gefúrica. La forma de la fracción más gruesa es predominantemente redondeadas-subredondeadas y de naturaleza biogénica fragmentada. Su forma dificulta la evidencia de la presencia de su orientación básica vertical que poseen algunos de los fragmentos de roca. Los fragmentos de la fracción muy gruesa poseen una disolución vacuolar, un color amarillento y muestran una birefringencia baja. Las arenas medias también son redondeadas y subredondeadas microesparítica-micríticas. Los limos tienen una morfología más angular. Hay raros limos alóctonos siliciclásticos.

Su estructura sedimentaria es estratificada, con alguna laminación indicada por la presencia de granos distribuidos en banda. La microestructura es de cavidades abiertas. La porosidad total es elevada ($>30\%$). La macroporosidad está caracterizada por las fisuras. En la mesoporosidad abundan vesículas asociadas raras a ocasionales vesículas tabulares. Las raras bioconstrucciones tienen una microestructura esponjosa

MICROFACIES	TASA SEDIMENTARIA INTENSIDAD DE ALTERACIÓN	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	RÉGIMEN HÍDRICO INFILTRACIÓN	PROCESOS EDÁFICOS
MF 6: ARENA LIMO MARRÓN	- Muy lenta - Fuerte marrón	Cálido Húmedo	Bien drenado Infiltración Lateral	Humificación Edafoturbación
MF 5: GRAVA Y ARENA-LIMO MARRÓN	- Rápida - Fuerte marrón	Cálido Húmedo seco	Bien drenado Infiltración Vertical	Edafoturbación Iluviación limos
MF 4: ARENA LIMO GRIS-MARRÓN	- Lenta - Fuerte gris	Templado Húmedo	Drenaje moderado Infiltración Lateral	Cimentación Crioturbación Eluviación
MF 3: GRAVA Y ARENA LIMO GRIS-MARRÓN	- Muy Rápida - Fuerte gris	Templado Húmedo - seco	Drenaje moderado Infiltración Lateral	Edafoturbación Crioturbación Eluviación
MF 2: LIMO Y ARENA GRIS	- Lenta - Fuerte gris	Frío Seco	Mal drenado Infiltración Lateral	Cimentación Crioturbación Iluviación limos
MF 1: GRAVA Y LIMO-ARENA GRIS	- Rápida - Fuerte gris	Frío Seco - húmedo	Mal drenado Infiltración Lateral	Cimentación Crioturbación
MF 0: GRAVA Y ARENA GRIS	- Muy rápida - Débil gris	Templado Seco - húmedo	Bien drenado Infiltración Vertical	Iluviación de limos

Tabla 4.1.3. Resumen de interpretaciones generales extraídas de los caracteres micromorfológicos y sedimentarios de las microfacies del nivel J.

y no presentan porosidad fisural.

Los rasgos de transformaciones están dominados por los cristalíticos. Existen muy abundantes revestimientos que forman un contorno rugoso gris de micrita en casi todas las fracciones. Los rasgos texturales están formados por revestimientos de limos bien seleccionados, débilmente corroídos, en la porosidad vesicular especialmente distribuidos debajo la fracción más gruesa. Algunos rellenos, con arena fina y limos sueltos, se localizan en fisuras acomodadas. Se ha observado disgregación en la fracción gruesa expresada por los rasgos de pérdida entre el límite del componente y el sedimento.

Los rasgos antrópicos son poco abundantes con algún fragmento de roca quemado, microcarbones y fragmentos de hueso. También hay algún agregado amarillo criptocristalino puro, isótropo en luz polarizada cruzada. En alguna de las muestras existe la presencia de la distribución en banda de componentes antrópicos de tamaño parecido.

Interpretación parcial

Las arenas con limos y bloques gris marrón son microfacies que por su intensidad de alteración fuerte nos indican un enterramiento lento. El predominio de fábricas biogénicas fragmentadas en la fracción más gruesa registra cierta humedad en la cornisa. Pero esta humedad, también detectada en el suelo del abrigo por la presencia de rasgos cristalinos y criptocristalinos calcíticos, no tiene una importante carga en ácidos. La actividad biológica exolítica está bien representada en los fragmentos caídos de la cornisa. En el suelo está registrada en forma de bioconstrucciones (musgos, cementaciones algares). En este sentido, estas microfacies grises contienen fragmentos con intensidad de alteración fuerte adquirida en el relleno de pie de cornisa.

El régimen hídrico en estas microfacies, está registrado en la microestructura de cavidades abiertas que indica una ausencia del colapso en la microestructura por la humectación. Así, estas microfacies corresponden a un medio bien drenado, posiblemente asegurado por la presencia de bloques. Esta buena infiltración se manifiesta también por la abundancia de los rasgos texturales. Estos se presentan con la iluviación de limos finos y, más raramente, limos muy finos siempre sueltos. Su localización entorno y debajo de granos, dentro de la porosidad vesicular, nos indica la presencia de hielo y deshielo. Este hielo y deshielo con buena infiltración y baja energía tiene una expresión poco marcada dada la poca capacidad de retención hídrica de estas microfacies. Sin embargo, en algunas muestras la aparición de fisuras y cementación indican que localmente ha existido la desecación criogénica, desarrollada posiblemente en medios más saturados. Aquí, los rellenos y los rasgos criptocristalinos micríticos son más abundantes y los constituyentes más gruesos. De todas maneras, interpretamos que en este ambiente frío, los fenómenos criogénicos tienen una amplitud térmica inferior. Los mismos constituyentes de las microfacies, con el dominio de la fracción arena, indican una fragmentación menos intensa de la cornisa y en el relleno. Así, la crioturbación sería un proceso fundamentalmente postdeposicional, pero sobretodo condicionado por una buena infiltración que resalta

el carácter seco del ambiente durante los períodos fríos. Este carácter seco del ambiente explicaría la presencia de periodos fríos con fuerte evapotranspiración que conduce a la micritización tan homogénea que muestran los componentes calcíticos de estas microfacies.

Microfacies 5. Gravas, arena y limo marrón.

Características generales

La estructura sedimentaria es laminar, indicada por la presencia de gravas en bandas que forman grupos de láminas (set). Son menos frecuentes algunas estructuras microlaminares. La porosidad está constituida por canales, fisuras (< 20%) y cavidades. La agregación está medianamente desarrollada a bien desarrollada con la presencia de agregados mesogranulares hasta menos desarrollados (micro grumos). La distribución relacionada FG/FF es enáulica, y más ocasional porfírica. La proporción relativa FG/FF es a 6/4.

Las gravas tienen en gran parte forma angular-subangulares. Su naturaleza es cristalina, aunque exista una importante proporción de bioclásticas fundamentalmente en la fracción arena con alteración fuerte. También se ha observado algún oncolito-pisolito aislado (Leighton y Pendexter 1962). Las arenas y los limos son redondeados y subredondeados, muchas microesparíticas, aunque existan también algunas angulares. También existen raros agregados amarillos subredondeados isótropos, algunos con ocasional material detrítico siliciclástico incluido. Existe un aumento en la presencia de materiales siliciclásticos (cuarzos, feldspatos y micas) en los tamaños arena fina y limo grueso. La fracción fina está casi totalmente corroída de manera que pueden existir localmente algunos limos poco alterados.

Las transformaciones registradas son fundamentalmente texturales, excrementales y cristalinas. Entre las transformaciones texturales destacan raros rellenos libres en canales de limos y arenas finas. También comunes hiporevestimientos compactos en canales. Pero estos hiporevestimientos corresponden a trazas de paso de fauna asociadas a una fábrica excremental bien preservada. Finalmente, los rasgos cristalinos y criptocristalinos se observan entorno de granos, tanto en forma de esparita como en micrita, y en masas abundantes de limos marrones de baja densidad. Los escasos revestimientos esparíticos son probablemente heredados de la actividad exolítica de algas. Los rasgos microcristalinos de masas de densidad débil suelen incluir microrrestos antrópicos como microcarbones, fragmentos sedimentarios quemados, etc. Estas masas difusas pueden agregarse en bien desarrollados agregados granulares.

Los rasgos antrópicos pueden ser raros a abundantes. Las modificaciones estructurales por la antropización son debidas a la combustión y la compactación.

Interpretación parcial

Desde el punto de vista del comportamiento de la pared del abrigo, la sedimentación de fragmentos carbonatados está dominada por la alteración de intensidad fuerte

marrón. La fracción fina es más abundante a medida que estas microfacies se alejan del interior del abrigo con un aumento correlativo de la actividad biológica. La actividad biológica es de intensidad media ya que no se ha producido una coalescencia desarrollada de las fábricas excrementales (Courty 1990). La evolución postdeposicional está presidida por la escasa presencia de rasgos calcíticos. Sólo la formación de abundantes masas de débil concentración cristalina de limos finos carbonatados marrones, que incluyen microvestigios antrópicos, es indicativa de procesos de redistribución de los carbonatos. Estos procesos están implicados en la formación de la microagregación grumosa muy fina a granular asociada a una actividad biológica media. Esta actividad biológica necesita de condiciones con temperaturas favorables a su desarrollo. En este sentido, interpretamos que existe un ambiente con una marcada estacionalidad registrada en la humedad del suelo del relleno del abrigo. Mientras, la cornisa aporta fragmentos carbonatados con intensidad de alteración fuerte que indican humedad permanente en la cornisa.

De esta forma, la sedimentación de estas microfacies manifiesta condiciones ambientales cambiantes que indican el desmantelamiento de la cornisa. Estas condiciones cambiantes favorecen la fragmentación registrada en estas microfacies en forma de gravas. Este desmantelamiento puede producirse durante oscilaciones en la humedad y temperatura. Sin embargo, estas oscilaciones no afectan a la actividad biológica registradas fundamentalmente en el relleno de pie de cornisa. El desarrollo de la agregación y la actividad biológica indican temperaturas relativamente cálidas. En este sentido, es de destacar la importancia de los materiales alóctonos siliciclásticos, de limos gruesos y arenas finas, que en estas microfacies pueden indicar fases fundamentalmente más secas que frías ya que indican la sedimentación eólica. La deposición loésica siliciclástica, atrapada por la vegetación en los rellenos y en la cornisa, puede también contribuir a la redistribución de los productos de corrosión de la cornisa en los rellenos de pie y de debajo de la cornisa.

Finalmente, el régimen hídrico durante la formación de estas microfacies está caracterizado por la buena infiltración vertical, en la que la presencia de períodos secos esta registrada por la sedimentación de gravas que favorece la percolación en forma de rellenos texturales libres. Mientras, la actividad biológica medianamente desarrollada favorece la circulación hídrica interna en los rellenos sedimentarios del abrigo sin trazas de colapso estructural.

Microfacies 6. Arenas gruesas y limos marrones con bloques.

Caracteres generales

La fracción muy gruesa es presente con pocas gravas finas (-10%). La fracción dominante es la fracción gruesa (FG), redondeada y subredondeada, con una intensidad de alteración fuerte. Destacan también pocos granos de tamaño arena gruesa amarillos, isótropos en luz analizada, subredondeados correspondientes a intensidad de alteración última (Courty 1986). A menudo estos agregados amarillos criptocristalinos contienen un abundante detrítico siliciclástico. Muestran puntuaciones negras en la micromasa en luz polarizada y islas de calcita

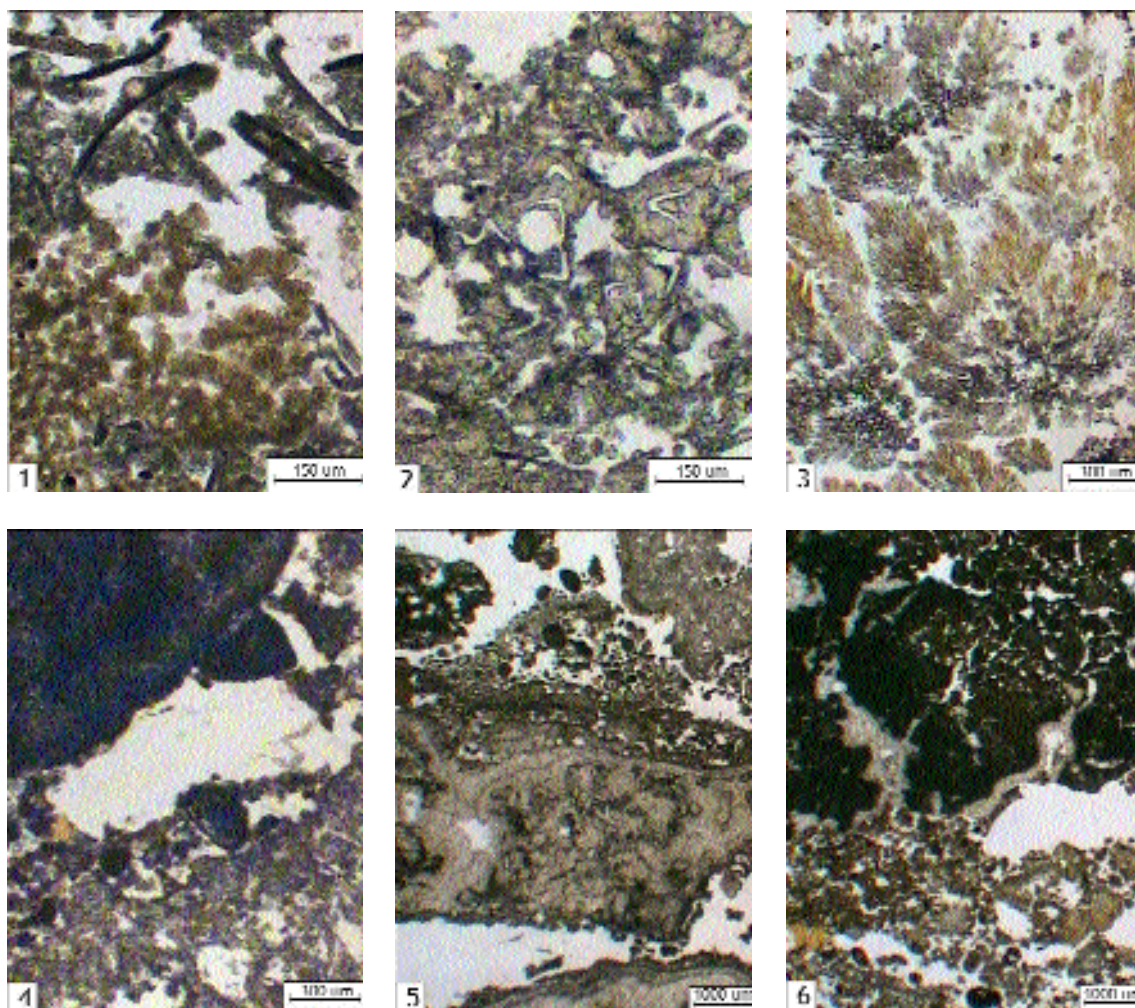


Lámina I. Microfotos de algunos rasgos y componentes micromorfológicos (Bullock et al., 1985) descritos en la caracterización de las microfacies sedimentarias del nivel J del Abric Romaní.

Microfoto 1. *Microcondium*, en facies de grava y limo arena gris (MF1) y calcita acicular micritizada.

Microfoto 2. Pseudomorfos de musgos fragmentados en facies de grava y limo arena gris.

Microfoto 3. *Oocardium* (Freynet 1990), como rasgo biocristalítico y con intensidad de alteración fuerte en facies de gravas y arenas gris marrón.

Microfoto 4. Vesícula tubular con un pequeño relleno compacto de limos corroidos debajo de una grava, en las microfacies 3.

Microfoto 5. Cúpulas no compactas sobre grava en las microfacies 3. Revestimiento biocristalino sobre grava (*Rivularia*).

Microfoto 6. Formación de limos de corrosión en cementos de bloques en las microfacies de arena y limo con bloques marrones (MF6).

Micromorfología de las facies sedimentarias...

microesparítica de birefringencia baja en luz polarizada analizada. La fracción fina (FF) está formada por limos carbonatados marrones. Su estructura sedimentaria presenta una granoclasificación decreciente mal expresadas (graded bedding), discontinua lateralmente. A techo, la granoclasificación es más evidente con la presencia de bandas masivas de limo corroído con algún clasto flotante.

La microestructura se presenta bajo dos formas:

- microagregada, asociada a una porosidad en canales y fisuras, contiene una importante fracción carbonatada marrón (FG/FF >4/6). Su distribución relativa es enáulica - porfírica. La microagregación forma grumos muy finos que por coalescencia pueden formar agregados angulares medios
- empaquetamiento libre, con menos fracción fina (FG/FF <8/2), porosidad de cavidades de empaquetamiento, y una distribución relativa enálica a chitónica.

Las transformaciones observadas en estas microfacies son relativamente desarrolladas con la presencia de masas de densidad débil y revestimientos carbonatados grises entorno granos. Otros rasgos cristalinos son biocristalíticos: forman costras de superficie criptogámicas que recubren contactos sedimentarios. Estas costras criptogámicas recubren arenas finas y limos corroídos distribuidos en bandas microlaminadas. Hemos llegado a identificar algunas de las especies incrustantes destacando *Rivularia hematies* y *Phormidium incrustatum*, *Scytonema* (Freytet 1990; Pentecost y Riding 1986.) y musgos.

Los rasgos de empobrecimiento destacan: rasgos de disolución por actividad biológica en la fracción gruesa y muy gruesa. Esta aparece por unos pequeños revestimientos amarillo-rojo isótropos polvorientos en cavidades de fragmentos de roca (Courty et al. 1989). En bloques hemos observado la disolución de los cementos cristalinos (microfoto 6, lámina I). Esta disolución se manifiesta en forma de zonas con fracción carbonatada marrón entorno a arenas microesparíticas-micríticas gruesas grises.

Los rasgos antrópicos de estas microfacies indican un antropización débil con la presencia de microcarbones. Hay también muestras con importantes acumulaciones de agregados isótropos amarillos angulares y subangulares. Contienen muy raros fragmentos óseos incluidos, impregnaciones carbonatadas y esparíticas, en poros tubulares, y escaso a raro componentes siliciclástico. Estos agregados forman masas continuas que permiten interpretar su relación con carnívoros (coprólitos y regurgitaciones).

Interpretación parcial

La naturaleza redondeada y subredondeada de las arenas gruesas las entendemos por ser producto de una gran actividad endolítica en la pared del abrigo. Esta actividad se realiza fundamentalmente sobre materiales sedimentarios bioclásticos, con la abundante presencia de fragmentos de *Rivularia* y musgos. De todas formas, hemos podido observar, en algunas láminas, la formación de estas arenas redondeadas, de fábrica microesparítica más o menos micritizada, como producto de la disgregación arenosa de bloques de la pared caídos. Esto nos indica que nos encontramos con unas

microfacies en las que existe una alteración de intensidad fuerte en la pared del abrigo. También la presencia de agregados amarillos subredondeados con islas de calcita los interpretamos por ser fragmentos que indican también la alteración última de los fragmentos carbonatados. De esta forma, la presencia de diferentes estados de alteración, fuerte y última en estas microfacies nos indica que la alteración se ha producido inicialmente en la pared y ha continuado en el sedimento encajante. Esto también está indicado por la abundancia de rasgos calcíticos que muestran también una alteración media a fuerte. La pared probablemente está colonizada por una abundante vegetación (musgos y otros vegetales inferiores asociados como líquenes) que forman el grueso del material sedimentario reconocido en las láminas. Sin embargo, es en la evolución postdeposicional local de las microfacies donde encontramos una importante variabilidad documentada en las microestructuras. En este sentido, interpretamos la microestructura en empaquetamiento libre como microfacies con un enterramiento más rápido dada la escasa presencia de rasgos de redistribución de los carbonatos en el sedimento encajante. Mientras, las microfacies más microagregadas, con una relación enáulica y porfírica, presentan un enterramiento más lento también relacionada con la presencia de costras superficiales, que indican procesos de redistribución de carbonatos. En este sentido, la presencia de costras criptogámicas es testimonio de cierta estabilización de la superficie donde existe una formación de suelo inicial, después de fases de erosión - agradación o simplemente ralentización de los procesos de sedimentación (Boiffin y Bresson 1987). Esto es coherente con la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados, fuerte y última, ya que la disgregación de los materiales sedimentarios está muy desarrollada vista la presencia de la epigenia fosfatada de la calcita en el relleno de pie de cornisa. Así, la microagregación en grumos muy finos, que a menudo se observa, la interpretamos por su gran capacidad de retención de agua en el contexto de un régimen hídrico bien drenado (Bresson 1987) capaz de redistribuir y exportar los productos de la corrosión de carbonatados. La formación de la costra criptogámicas y la agregación desarrollada junto con el aumento de la corrosión, expresada por la distribución relativa porfírica de limos de corrosión muy dominantes (FG/FF 2/8), puede indicar escasa infiltración vertical a favor de la infiltración horizontal o simplemente estancamiento de agua favorecido por una cobertura vegetal desarrollada.

Podemos indicar que durante la formación de las microfacies 6 existía una importante humedad en la pared y en el suelo del abrigo, especialmente en el tramo final donde existen las bandas de concentración de fracción fina y agregados amarillos isótopos.

4.2. ANÁLISIS Y INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES ANTRÓPICAS DEL NIVEL J

En la formación de las microfacies sedimentarias con vestigios antrópicos, la intervención humana se ha descrito mediante 4 mecanismos básicos (Butzer 1989): incorporaciones, redistribuciones, transformaciones y pérdidas. Las transformaciones causadas por la intervención humana en el sedimento del nivel J consideramos fundamentalmente dos:

El impacto térmico de las actividades de combustión.

El pisoteo de las actividades de circulación

Impacto térmico

Las modificaciones estructurales del impacto térmico en los materiales carbonatados del nivel J son la fragmentación y el cambio de color. Este impacto térmico se manifiesta tal como ha sido descrito para materiales calizos heterogéneos (Wattez 1990): aumento de la red de fisuras de los fragmentos de roca y liberación de constituyentes; microdivisión de los cementos esparíticos y microesparíticos; opacificación de zonas micríticas (microfotos 1 i 2 lámina II). La fragmentación de los materiales sedimentarios por el impacto térmico la hemos registrado en la formación de abundantes limos microesparíticos angulares de alta birefringencia. Esta fragmentación está descrita también en la superficie de agregados de suelos posterior a incendios (Greene et al., 1990). Más raramente hemos podido observar materiales sedimentarios con impacto térmico que muestran transformaciones de limos muy finos, casi criptocristalinos (cal - CaO). La liberación de componentes sedimentarios, especialmente bioclásticos, ha sido descrita por la presencia de arenas finas esféricas de alta birrefringencia. La fracción gruesa también muestra una importancia de la fisuración.

Los cambios de coloración se ha descrito fundamentalmente mediante la opacificación en diferentes grados. La opacificación está señalada por el ennegrecimiento, relacionado con la fijación de hidrocarburos en las fases finales de la combustión (Limbrey 1975), hasta el marrón-rojizo.

En las muestras sedimentarias hemos podido reconocer diferentes intensidades (temperaturas) de impacto térmico de los fragmentos carbonatados. Estas intensidades abarcan combustiones de intensidad débil, inferior a 300°C, hasta intensidades de combustión fuerte (400-600°C). Sin embargo, nuestra investigación se

ha centrado en la descripción de la variabilidad del impacto térmico en los componentes sedimentarios de las unidades microestrigráficas, y su relación con las fábricas calcíticas cristalinas y carbonosas incorporadas durante la transformación térmica de los combustibles (Wattez 1990). La estimación de la variabilidad del impacto térmico se ha acotado mediante la observación de la frecuencia de la intensidad de la alteración térmica sobre los constituyentes sedimentarios y su coloración. Esta intensidad de alteración térmica de los constituyentes sedimentarios es siempre coherente, cuando existen las condiciones tafonómicas favorables a su preservación, con la presencia de fábricas calcíticas o carbonosas incorporadas. Hemos podido constatar una abundantes unidades microestratigráficas con componentes sedimentarios con una alta variabilidad de impactos térmicos, interpretadas como actividades de combustión repetidas, ya que permiten singularizar el carácter removido de la modificación térmica (Courty 1984; Courty y Raynal 1984). Esta heterogeneidad de la alteración térmica está también representada en la descripción de la cremación de los microtestimonios de combustión vegetales, animales y minerales que presentan diferentes intensidades de alteración térmica. La naturaleza repetitiva de las actividades de combustión de materiales antrópicos incorporados también se manifiesta en la descripción de neoformaciones calcíticas esferulíticas (microfoto 3, lámina II). De esta manera, la referencia a un cuadro interpretativo de actividades de combustión experimental (Courty 1984; Wattez 1990) es difícil de aplicar para las actividades de combustión registradas en el nivel J. El registro del impacto térmico en las microficies sedimentarias contiene no sólo el registro de las actividades de combustión, deducidas mediante el estudio de las transformaciones térmicas, sino que también existe el registro de otras actividades antrópicas, significativamente relacionadas con la duración de las ocupaciones humanas, como la dispersión (Hughes y Lampert 1977; Schiffer 1987).

Aunque es necesario un conocimiento más exhaustivo de los combustibles y los productos de su transformación térmica, también hemos descrito acumulaciones vegetales y organominerales atribuidas durante los trabajos de campo a impactos térmicos. Los procesos de combustión son posteriores o representan pequeños episodios de combustión con una alta variabilidad en la intensidad del impacto térmico. De esta forma, la abundancia de restos vegetales y organominerales ha sido interpretada como la presencia de lechos vegetales y organominerales, con componentes humificados, carbonizados, o calcinados, estableciendo una analogía con los depósitos de cenizas esparcidos de Kebara (Bar-Yosef et al. 1992). Esta hipótesis de formación ya fue planteada durante la excavación para IACE de gran extensión, compuestas de varios núcleos de rubefacción y contornos irregulares y difusos.

Pisoteo

La formación de agregados fragmentados y compactos, de forma granular o laminar de talla micro y meso, constituidos fundamentalmente de limo marrón y arena fina, con microvestigios antrópicos integrados muy fragmentados (microfoto 4, lámina II), ha sido considerada como producto de la fragmentación de las microficies

sedimentarias naturales por el pisoteo. Esta hipótesis se basa en la observación de estos agregados en contextos experimentales (Davidson et al. 1992) y etnoarqueológicos (Courty et al. 1994a; Goldberg y Whitbread 1993). La transformación estructural del pisoteo es explicada por analogía a la formación de la costra estructural (sacking crust) (Chartres et al. 1994). Este tipo de costra de superficie puede considerarse como producto de la fragmentación de componentes sedimentarios de superficie al aplicar una fuerza mecánica y al explotar el aire atrapado (Jonguerius 1970). Cuando esta costra estructural se desarrolla, la superficie sedimentaria puede cerrarse mediante una fina lámina de componentes sedimentarios fragmentados. Sin embargo, la observación de los rasgos asociados al pisoteo y a la formación de una costra estructural en yacimientos arqueológicos es muy rara ya que la perturbación de los procesos naturales y antrópicos dificultan su preservación (Courty et al. 1989).

La modificación del registro de las actividades de circulación por procesos naturales en el nivel J se ha establecido mediante el conocimiento de la formación de las microfacies sedimentarias. Hemos destacado las modificaciones por criogenia en el nivel Jb y las modificaciones por la actividad biológica en el nivel Ja. Las modificaciones por criogenia en el nivel Jb han producido una importante redistribución de los componentes sedimentarios, en parte originados por la fragmentación por pisoteo. De hecho, la dinámica de los procesos de translocación de partículas descritas para las microfacies sedimentarias de gravas con arena y limo gris marrón han modificado profundamente el registro del pisoteo. Para el nivel Ja, los caracteres microestructurales indican una incidencia de la actividad biológica en un grado bajo y medio.

Los procesos culturales que han modificado el registro de las actividades de circulación se han estimado mediante el estudio de la formación de las estructuras sedimentarias que contienen los componentes sedimentarios formados por el pisoteo. La disposición en las estructuras sedimentarias microestratigráficas de estos componentes sedimentarios, caracterizadas por sus límites y composición microestructural, nos ha permitido establecer 3 clases de microfacies antrópicas. Estas estructuras sedimentarias han sido interpretadas como la representación de 3 actividades-mecanismos en el registro sedimentario del nivel J: la dispersión, la cobertura y el desplazamiento de los sedimentos arqueológicos o arqueosedimentos (Butzer 1989; Waters 1992).

1. Microfacies antrópicas laminares, caracterizadas por límites rectos y graduales, y microestructura de porosidad de empaquetamiento complejo de cavidades cerradas. Estas estructuras sedimentarias han sido interpretadas por ser el registro de la dispersión por circulación en el espacio ocupado (Hughes y Lampert 1977) (lámina III).
2. Microfacies antrópicas microlaminares, caracterizados por límites rectos-ondulados y abruptos, y porosidad de cavidades aisladas. Microestructura de cavidades cerradas a aisladas. Estas estructuras sedimentarias son indicativas de superficies cubiertas (lámina IV).
3. Microfacies antrópicas estratificadas, caracterizadas por límites ondulados y

graduales, y microestructura de porosidad de empaquetamiento simple dominante, y cavidades abiertas. Estas estructuras sedimentarias han sido interpretadas como producto de actividades de desplazamiento de sedimentos (lámina III).

Unidades microestratigráficas laminar (L)

Caracteres generales laminares (L)

Estructura sedimentaria laminar de aproximadamente 1 centímetro de grosor. Disposición paralela continua y forma geométrica de la lámina plana o ondulada. Pueden existir láminas aisladas pero son más frecuentes grupos (sets) de láminas. Distribución en banda y en línea de los constituyentes antrópicos, ocasionalmente a comúnmente de tamaño meso y micro, y orientación paralela muy dominante. Presencia muy rara de mesoagregados esféricos y subesféricos de materiales alóctonos. Fisuración subhorizontal que delimita macroagregados laminares o uniendo vesículas en discontinuidades litológicas. Constituyentes con alteraciones térmicas poco frecuentes a muy dominantes.

Interpretación

El carácter laminar de estas microfacies antrópicas es interpretado como el resultado de la dispersión vertical y horizontal por pisoteo y compactación. La dispersión por compactación queda expresada por la disposición paralela de la estructura sedimentaria, la distribución básica en banda o en línea de sus constituyentes y la aparición de la fisuración subhorizontal intraagregada. La dispersión por pisoteo se evidencia por la frecuencia de las alteraciones térmicas de los constituyentes sedimentarios y la formación de muy raros mesoagregados alóctonos. La incorporación de materiales antrópicos, durante las actividades humanas, en estas estructuras sedimentarias laminares es el resultado de la circulación humana en la superficie ocupada

Clasificación de microfacies laminares

Laminar 1

L. 1. Caracteres generales

Muy pocos a pocos constituyentes sedimentarios quemados (FMG q/ FMG nq: 0/10 a 2/8 y FG+FF q/FG+FF nq. 0/10 a 2/8) y microagregación de limos marrones.

Interpretación

La incorporación de pocos constituyentes sedimentarios quemados en estas estructuras sedimentarias laminares indica su situación periférica a las zonas de dispersión de los constituyentes con alteraciones térmicas. La microagregación de limos marrones indican la corrosión de esta fracción promovida por la presencia de ácidos orgánicos generada por la interferencia entre los procesos naturales de humificación y la incorporación de materiales antrópicos.

L.1.1. Caracteres generales

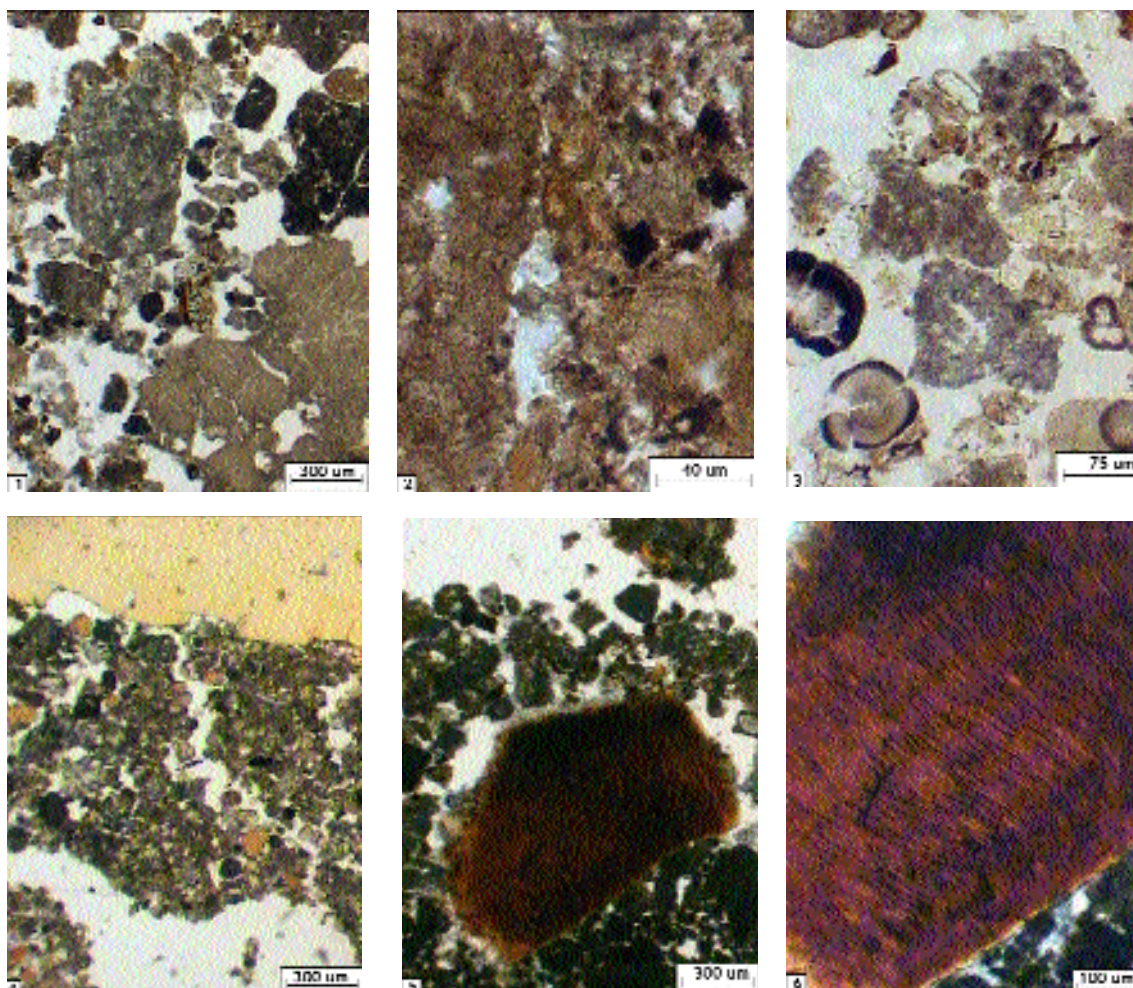


Lámina II. Transformaciones y componentes antrópicas en el sedimento del nivel J del Abric Romaní. Todas las microfotos en luz polarizada.

Microfoto 1. Opacificación y fisuración de materiales carbonatados.

Microfoto 2. Adquisición de color, rojizo, y microdivisión de partículas de la fracción muy gruesa en limos de alta birrefringencia.

Microfoto 3. Esferolitos.

Microfoto 4. Formación de agregados compactos con material antrópico microdividido.

Microfoto 5. Partícula de piel quemada.

Microfoto 6. Detalle del fragmento de piel quemado.

Porosidad de canales, cámaras y fisuración subhorizontal. Agregación granular y laminar gris de fisuras parcialmente acomodadas. Distribución relativa FG/FF enáulica y porfírica.

Los rasgos antrópicos son raros a bastantes: arenas finas esféricas calcíticas de alta birefringencia (<20%), carbones muy microdivisados (2%-10%), huesos (2%), agregados criptocristalinos amarillos microcontrastados, algunos de ellos detríticos, otros de micromasa totalmente pura, y raros carbonatados.

Rasgos excrementales ocasionales. De raros a ocasionales mesoagregados alóctonos. Los rasgos texturales están limitados a rellenos incompletos y sueltos en cámaras y canales. Abundantes canales con hiporevestimientos densos.

Caracteres L.1.1.1. Distribución relativa enáulica.

Caracteres L.1.1.2. Distribución porfírica.

Interpretación.

La presencia de la fisuración subhorizontal y la agregación laminar nos indica la compactación antrópica. La porosidad de canales, junto con los caracteres de la agregación granular, y los rasgos excrementales, señalan transformaciones biológicas de baja media intensidad. La presencia de los hiporevestimientos densos en canales son trazas de la edafofauna (dwelling traces o resting traces). La distribución relativa G/F la interpretamos según la evolución postdeposicional de la dispersión: en humedo-seco (subtipo 1.1.1) o en húmedo (subtipo 1.1.2)

L.1.2. Caracteres generales

Porosidad vesicular. Distribución relativa chitónica y gefúrica. Agregación laminar mal desarrollada gris.

Rasgos antrópicos de raros a abundantes. Raras arenas finas quemadas. Microcarbones muy fragmentados y macrocarbones de ausentes a muy raros. Huesos raros ocasionales fisurados, algunos con puntuaciones en fisuras. De raros a abundantes agregados subredondeados isótropos amarillos y rojo amarillos puros y microcontrastados.

Rasgos texturales abundantes. Rellenos de arena fina y limos marrón gris distribuidos entorno o debajo de la fracción muy gruesa. Revestimientos marrón gris de limo y arena fina en vesículas.

Caracteres L.1.2.1. Distribución relativa gefúrica

Caracteres L.1.2.2. Distribución relativa chitónica.

Interpretación

Aunque no existan claras modificaciones estructurales debidas a la compactación, los pocos agregados de microagregados marrones pueden ser considerados como producto de la compactación por pisoteo. Sin embargo, la conservación de estas modificaciones estructurales está directamente relacionada con las características de las microfacies sedimentarias en las que se incluyen. En este sentido, la porosidad vesicular y el mal

desarrollo de la agregación nos indican transformaciones criogénicas de hielo y deshielo. Así podemos indicar que estas microfacies antrópicas muestran una dispersión muy transformada (subtipo L.1.2.2), sólo reconocible por las transformaciones térmicas de los materiales sedimentarios y los constituyentes antrópicos, o relicta (subtipo L.1.2.1.).

Laminar 2

L.2. Caracteres generales

Frecuentes a comunes constituyentes sedimentarios quemados (FMG q/ FMG nq: 2/8 a 4/6 y FG+FF q/FG+FF nq. 2/8 a 4/6) y microagregación de limos marrones. Porosidad de empaquetamiento complejo y fisuras. Microestructura de cavidades abiertas. Orientación básica de la FMG, y especialmente la FG, vertical paralela ocasional a dominante.

Interpretación

La frecuencia de los constituyentes sedimentarios con alteraciones térmicas más elevada muestra la existencia de procesos de mezcla de materiales más cercanos a las zonas de alteración térmica del suelo de ocupación. Esta alta frecuencia, asociada a los caracteres microestructurales señalada por la porosidad de empaquetamiento, microestructura de cavidades abiertas y orientación básica vertical es interpretada como característica de sedimentos trasladados. Sin embargo, el carácter laminar de estas unidades microestratigráficas, expresado por la distribución lineal de los componentes, la fisuración que delimita grandes agregados laminares indica procesos de compactación. De esta forma interpretamos que los procesos de dispersión se han producido sobre materiales sedimentarios desplazados.

L.2.1. Caracteres generales

Porosidad de fisuras, cavidades y canales. Agregación bien desarrollada granular marrón. Distribución relativa enáulica.

Rasgos excrementales raros.

Rasgos antrópicos abundantes: Arenas y limos calcinados frecuentes. Huesos ocasionales con coloración de temperaturas diferentes. Carbones microdivididos y macrocarbones fragmentados de ocasionales a comunes. Agregados amarillos isótopos y microcontrastados de raros a ocasionales. Fragmentos de fracción gruesa y muy gruesa quemados a diferente intensidad.

Interpretación

La escasa incidencia de rasgos de transformaciones es indicativa de enterramiento rápido. Esto es coherente con la abundancia de rasgos antrópicos y microvestigios que indican una fuerte acumulación de restos. Los caracteres microestructurales y el desarrollo de la agregación permiten interpretar una actividad biológica de baja a media entre las transformaciones postdeposicionales.

L.2.2. Caracteres generales

Porosidad de empaquetamiento simple y vesículas. Agregación mal desarrollada laminar y granular gris. Distribución relativa enáulica, y chitónica.

Rasgos texturales raros: rellenos densos completos entorno y debajo de la Fracción muy gruesa; vesículas con revestimiento limo arena fina. Más abundantes rasgos calcíticos: rellenos sueltos incompletos de esparita subéudrica en vesículas y huecos en algunas muestras.

Rasgos antrópicos abundantes: Agregados amarillos subangulares isótropos detríticos y puros, escasos microcarbones microdivididos y ocasionales macrocarbones poco fragmentados. Abundantes huesos ocasionalmente fisurados, con puntuaciones, con diferentes grados de combustión. Huesos alterados en su periferia, y que muestran una acentuada isotropía en XPL, y sólo reconocibles por la presencia de canales. Raros coprolitos en (N45). Fragmentos de la fracción gruesa y muy gruesa quemados a diferente intensidad.

Interpretación

Estas estructuras laminares aunque presenten más rasgos de transformaciones postdeposicionales también manifiestan un contexto de acreción sedimentaria desarrollada indicada por la abundancia de restos antrópicos y la porosidad de empaquetamiento dominante. Las transformaciones postdeposicionales son debidas significativamente al hielo y deshielo, aunque presentan también modificaciones de carácter biológico, como las puntuaciones y fisuras, en huesos que muestran su isotropía.

Laminar 3

L.3. Caracteres generales

Dominantes constituyentes sedimentarios de la fracción gruesa y la fracción fina quemados (FMG q/ FMG nq: 2/8 a 4/6 y FG+FF q/FG+FF nq. 4/6 a 8/2). Microagregación organomineral y microcarbones de limos de alta birefringencia.

Interpretación

La frecuencia de materiales sedimentarios quemados de la fracción gruesa y de la fracción fina nos indica proximidad de las zonas de alteración térmica de los constituyentes. Sin embargo, la presencia de constituyentes sedimentarios no quemados, especialmente de la fracción muy gruesa, nos indica procesos de dispersión. El carácter de la microagregación constituida de materiales organominerales y microcarbones quemados nos indican la presencia de una importante acumulación de materiales vegetales y organominerales quemados posteriormente dispersados.

L.3.1 Caracteres generales

Porosidad de canales y fisuración subhorizontal. Agregación de moderadamente a bien desarrollado marrón. Distribución relativa G/F enáulica.

Muy pocos rasgos de transformaciones.

Rasgos antrópicos vegetales quemados y no quemados abundantes, destacando macrocarbones fragmentados in situ, cenizas fosfatadas y agregados subredondeados, con crecimientos cristalíticos calcíticos y carbonatados esferulíticos y drusos en luz analizada, amarillos y rojizos (microfoto 1 y 2 lámina V). Otros agregados isótropos amarillos y rojo amarillos subangulares, puros y microcontrastados, detríticos raros a comunes. Carbones yuxtapuestos a fábricas de calcita densa y aspecto fundido. También carbones con combustión incompleta con calcita microesparítica de birefringencia alta. Constituyentes minerales quemados a diferente intensidad. Rasgos cristalíticos esferulíticos raros a ocasionales aislados o agregados sueltos o formado crecimientos cristalinos. Raros a ocasionales constituyentes siliciclásticos.

Caracteres L.3.1.1. Rasgos antrópicos calcíticos densos-fundidos amarillos de alta birefringencia

Caracteres L.3.1.1. Rasgos antrópicos calcíticos microesparíticos amarillos de alta birefringencia

Interpretación

La abundancia de restos vegetales con diferente intensidad de combustión, como también los componentes sedimentarios, indica una mezcla de materiales quemados y no quemados. Interpretamos que estas microfacies antrópicas son el resultado de la combustión dispersada de lechos vegetales acumulados. La aparición de rasgos cristalinos de alta birefringencia densos y aspecto fundido permite interpretar diferentes episodios de combustión dispersada. Mientras, la formación de rasgos cristalinos microesparíticos de alta birefringencia indicarían combustiones menos repetidas. Finalmente, estas acumulaciones con la porosidad de canales y agregación, moderada a buena, indican transformaciones producidas por actividad biológica baja a media.

L.3.2. Caracteres. generales

Porosidad vesicular. Agregación mal desarrollada laminar gris. Distribución relativa G/F gefúrica.

Rasgos antrópicos abundantes. Microcarbones muy microdivisados. Abundantes agregados, con ocasionales crecimientos cristalíticos esferulíticos en la micromasa, de color amarillo y rojo amarillo. Bastantes son isótropos y raros son microcontrastados detríticos siliciclásticos. Estos agregados de micromasa isótropa tienen forma subangular, ocasionales, y otros subredondeados, bastantes. De raros a ocasionales huesos quemados, en rojo y en amarillo. Raros fragmentos de esquistos.

Rasgos calcíticos abundantes: rellenos de calcita acicular y anhédrica sueltos incompletos. Rasgos texturales: casquetes entre granos (link capping) en la fracción arena.

Interpretación

Caracterizados también por la presencia de la fracción muy gruesa y gruesa no quemada, estas microfacies antrópicas destacan por la presencia de restos de agregados con crecimientos cristalíticos esferulíticos, calcita drusa (Pobeguín 1954),

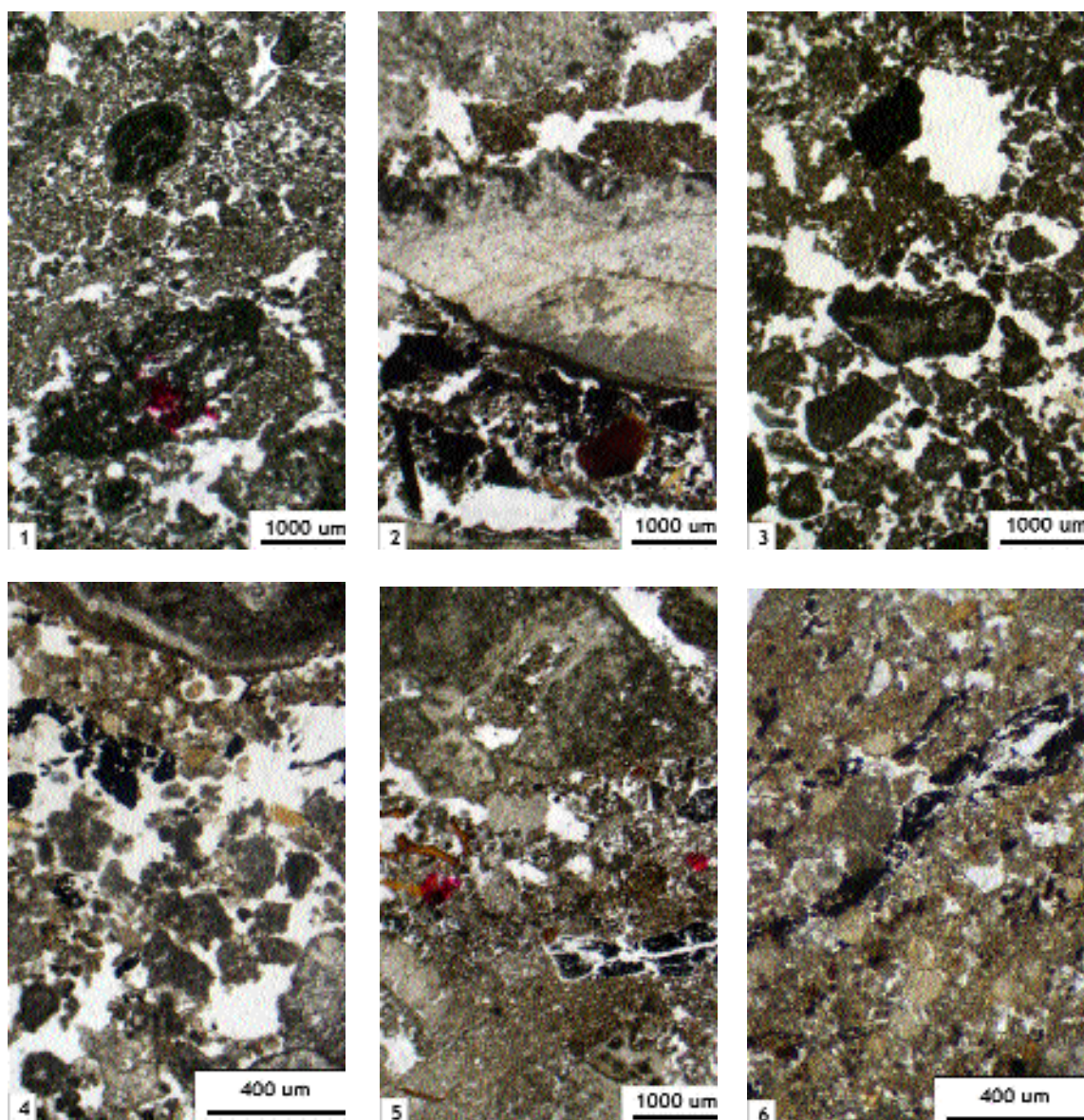


Lámina III. Estructuras sedimentarias microlaminares del nivel J del Abric Romani.

Microfoto 1, límite abrupto de los limos marrones entre gravas.

Microfoto 2, límite abrupto de los limos marrones microlaminados en la parte superior de la fotografía. Límite continuo y recto.

Microfoto 3, detalle del límite abrupto de los limos marrones micro-laminados entre gravas finas.

Microfoto 4, detalle del límite abrupto de los limos marrones micro-laminados con abundantes componentes incorporados de origen antrópico.

Microfoto 5, límite abrupto de los limos marrones microlaminados con abundantes componentes incorporados de origen antrópico fragmentados pero no microdivididos o integrados.

Microfoto 6, detalle de los componentes de los limos marrones microlaminados compactados. Detalle de las arenas finas calcíticas esféricas, que en luz analizada muestran alta birrefringencia.

que pueden identificarse como cenizas de hojas (microfoto 2, lámina 5) (Courty et al. 1989). En este sentido, interpretamos también la presencia de acumulaciones de hojas quemadas y fracción fina quemada con microcarbones dispersadas ya que existe una importante heterogeneidad en los testimonios de combustión. Finalmente, es de destacar la presencia de agregados organominerales isótropos puros y microcontrastados, especialmente subangulares, con material siliciclástico detrítico abundante. Es posible relacionar hipotéticamente que estos materiales organominerales subangulares han sido tratados con materiales alóctonos siliciclásticos y posteriormente integrados en estas acumulaciones quemadas. Aunque sea difícil su identificación específica, estos elementos subangulares con detrítico siliciclástico interno, pueden asociarse a materiales de origen animal mezclados con constituyentes minerales siliciclásticos (microfoto 3 lámina V). En una primera aproximación, los interpretamos como restos que pueden originarse por el trabajo entorno a hogares, con materiales de origen animal (piel?) (microfoto 5 y 6 lámina II). Finalmente, estas microfacies antrópicas tienen los caracteres diagnósticos de las transformaciones por criogenia, aunque en algunas unidades microestratigráficas poseen pocos rasgos de transformaciones probablemente protegidas por la acreción sedimentaria importante que indica la abundancia de microrrestos antrópicos.

Laminar 4

L.4. Caracteres generales

Muy dominantes constituyentes de la fracción gruesa y fina quemados (FMG q/ FMG nq: 4/6 a 10/0 y FG+FF q/FG+FF nq. 8/2 a 10/0) y microagregación organomineral de carbones y limos de alta birefringencia.

Interpretación

La presencia de alteraciones térmicas dominantes a muy dominantes en estas unidades microestratigráficas es interpretada como representativa de las transformaciones producidas por la combustión. Esta también está reflejada en la microagregación con alteraciones térmicas donde destacan la presencia de los limos de alta birefringencia y los microcarbones (microfoto 2, lámina II). Estos limos de alta birefringencia son el producto del impacto térmico que conduce a la microfragmentación de los componentes calcíticos esparíticos hacia la formación de microesparita y micrita que muestra una birefringencia alta. Junto a la formación de esta fracción fina y gruesa con alteraciones térmicas existen procesos de dispersión que provocan la incorporación más o menos desarrollada de componentes sedimentarios no quemados, especialmente en la fracción muy gruesa.

L.4.1. Caracteres generales

Porosidad de canales y fisuras. Distribución porfírica a enáulica. Agregación moderada en grumos y granular marrón.

Rasgos antrópicos de raros a bastantes. Dos fábricas de combustión que muestran una alteración térmica homogénea: marrón amarilla con pseudomorfos de cenizas (microfoto 4, lámina V); y carbonizada con carbones micro y meso poco

fragmentados. Sin embargo, también existen unidades que muestran una heterogeneidad manifestada por la mezcla de componentes con diferentes intensidades de alteración térmica. Huesos quemados pueden estar ausentes a abundantes, con distinta coloración desde el amarillo, rojo amarillo, rojo y blanco gris (microfoto 5, lámina V). También existen huesos con coloración periférica distinta, especialmente en los huesos amarillos y rojos. También hay ocasionales agregados isótropos puros y microcontrastados amarillos y rojo amarillos subredondeados y subangulares. Los microcontrastados pueden ser detríticos o con oxalatos de calcio (cristalización drusa) (microfoto 2, lámina V).

Rasgos texturales: raros revestimientos densos en canales. Localmente, rellenos calcíticos sueltos incompletos en la porosidad.

L.4.1.1. Caracteres. Componentes minerales no quemados y quemados heterogéneamente

L.4.1.2. Caracteres. Componentes minerales quemados homogéneamente

Interpretación

La distinción entre la homogeneidad y la heterogeneidad de las alteraciones térmicas, combinada con la frecuencia de estas alteraciones, expresan el grado de dispersión de los componentes. En este sentido, hemos distinguido unidades microestratigráficas con una alta variabilidad, asociada a una frecuencia común a dominante, para evidenciar procesos de combustión con una importante dispersión antrópica; y otras unidades microestratigráficas con alteración térmica muy homogénea, baja variabilidad, y una frecuencia muy dominante, para actividades de combustión con poca dispersión antrópica. Finalmente, la distinción entre fábricas con fracción fina de carbonización, de carbones y de cenizas marrón-amarillas nos permite identificar diferentes intensidades de combustión.

Es de destacar que existen pocas unidades microestratigráficas con una alta frecuencia y homogeneidad en los testimonios de combustión. Esto, y unido al hecho que a menudo estas presentan un grupo (sets) de láminas sobrepuestas permite indicar la presencia de actividades de combustión repetidas. Finalmente un carácter interesante de estas unidades laminares, con alteraciones térmicas homogéneas y de frecuencia muy dominante que forman sets laminares, es la forma geométrica ondulada. Este carácter ondulado de la forma del depósito puede indicar que se trata de depósitos con una importante limitación espacial que podría traducir que las alteraciones térmicas de los constituyentes se organizan en pequeños focos. El desplazamiento lateral de estas unidades con alteraciones térmicas homogéneas y de frecuencia alta explicaría la dispersión que presentan las unidades microestratigráficas con alteraciones térmicas heterogéneas. El carácter repetitivo de las alteraciones térmicas organizadas en pequeños focos yuxtapuestos podría explicar la dispersión que muestran muchas unidades microestratigráficas con componentes sedimentarios quemados heterogéneamente.

Finalmente, los rasgos de transformaciones se reducen a indicar una actividad biológica muy baja y la presencia local de rellenos cristalíticos, de calcita acicular,

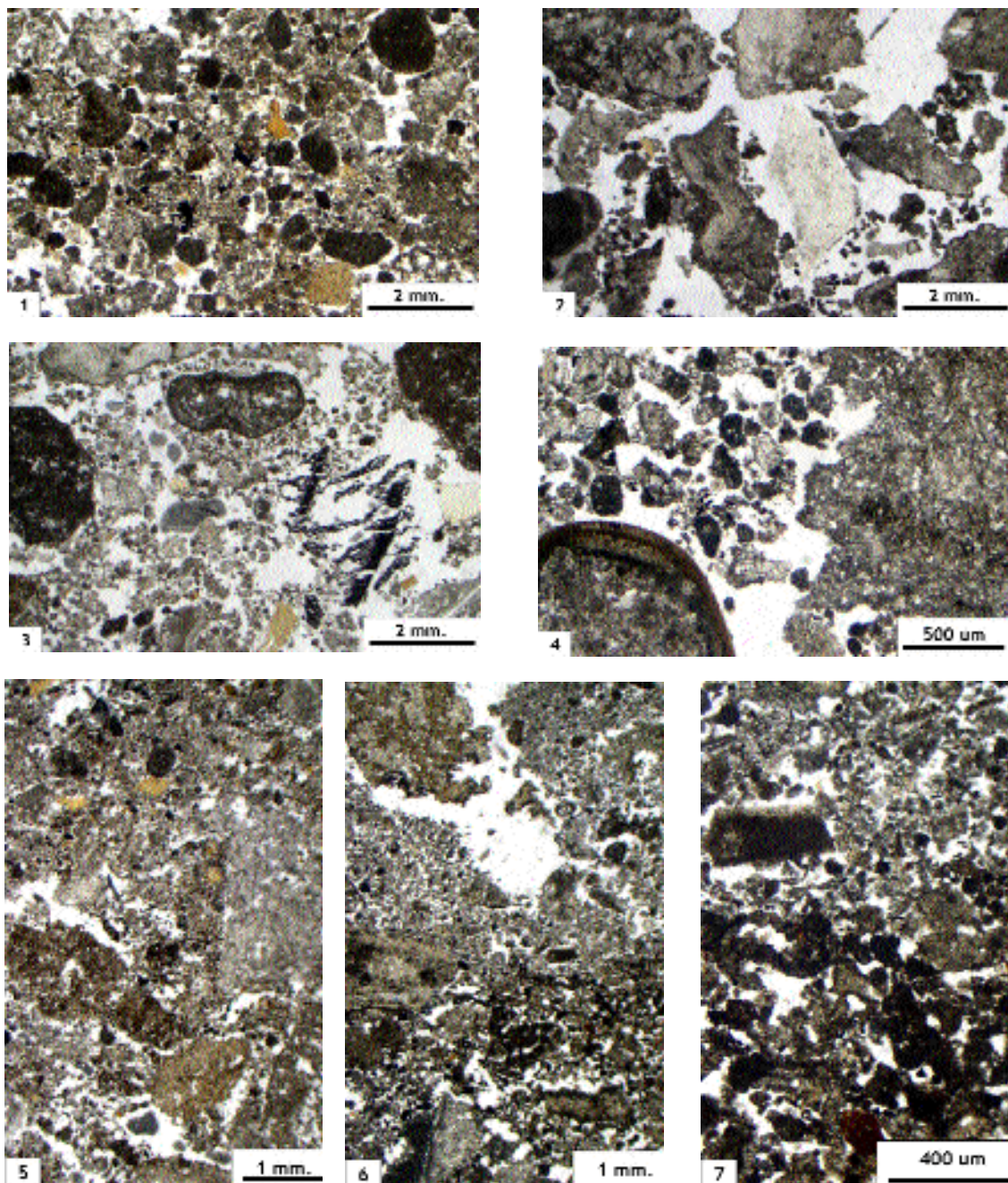


Lámina IV. Microfotos de estructuras sedimentarias laminares y microestratificadas.

Microfoto 1, facies microestratificadas con arenas empaquetadas y abundante material antrópico. Microfoto 2, facies microestratificadas casi sólo con gravas también empaquetadas. Hueso blanco en el centro de la foto. Microfoto 3, facies microestratificadas con gravas y arenas con materiales antrópicos abundantes, fragmentado pero no integrados. Microfoto 4, en las facies microestratificadas hay mezcla de componentes sedimentarios, por ejemplo gravas con diferente intensidad de alteración o ambientes de formación. Película algal en grava. Microfoto 5, límite gradual entre facies microestratificadas facies laminares con combustión homogénea. Microfoto 6, límite abrupto entre facies microestratificadas y facies laminares con combustión homogénea. Microfoto 7, límite abrupto entre facies microestratificadas y facies laminares con combustión homogénea.

pueden atribuirse a humedad condensada y rápida evaporación-cristalización.

L.4.2. Caracteres generales

Porosidad de vesículas y fisuras. Distribución gefúrica-chitónica. Agregación de mal a moderadamente desarrollada laminar gris.

Rasgos antrópicos ausentes-raros a ocasionales. En las unidades con raros rasgos antrópicos solo existen microcarbones muy microdivisados. La presencia de huesos quemados varía des de los huesos amarillos, rojos, con doble coloración y blancos.

Rasgos de transformaciones raros a abundantes. Rasgos texturales abundantes de revestimientos en casquete (coiffes) libres, sobre la fracción muy gruesa, granocrecientes poco compactos y entre granos en arenas gruesas. Rellenos, bien seleccionados entorno y debajo de la fracción muy gruesa, de limo y arena fina densos y incompletos. Revestimientos marrón amarillos polvorientos criptocristalinos microcontrastados con calcita de birefringencia alta. Carbones microdivisados y integrados en la agregación laminar.

Caracteres L.4.2.1. Componentes minerales no quemados y quemados heterogéneamente

Caracteres L.4.2.2. Componentes minerales quemados homogéneamente

Interpretación

Aunque exista una expresión, basada en la frecuencia y la variabilidad de la alteración térmica (homogeneidad / heterogeneidad de las alteraciones térmicas), en los componentes sedimentarios parecida a los caracteres L.4.1, la microestructura y los rasgos postdeposicionales muestran una importante alteración postdeposicional en algunas de estas unidades microestratigráficas. De esta forma, estos caracteres L.4.2 son interpretados por el desarrollado de las transformaciones postdeposicionales de zonas de combustión principalmente por criogénia. Sin embargo, algunos caracteres como la forma geométrica ondulada de algunas unidades microestratigráficas y la presencia de sets laminares, principalmente cuando se manifiesta una frecuencia muy dominante y una homogeneidad de la alteración térmica, permite indicar configuraciones de las actividades de combustión parecidas a las del tipo 4.1. Sin embargo, la modificación de la FG y la FF no permite considerar todo el registro sedimentario del impacto térmico.

Unidades microestratigráficas microlaminares (M)

Caracteres generales microlaminares M

El espesor oscila entre 2 mm. a 0.5 mm. Estas microláminas muestran una disposición no paralela y pueden ser discontinuas o incluso pueden aparecer en forma de agregados de tamaño meso a macro con distribución básica lineal. Los caracteres litológicos son muy distintivos. Son arenas finas y limos de bien a moderadamente seleccionados redondeados a subredondeados. Forman una de micro a meso agregación con un empaquetamiento denso. Contienen generalmente ocasionales a

abundantes componentes organominerales amarillos y marrón amarillos isótropos subredondeados también bien seleccionados. Hay ocasionales a abundantes impregnaciones criptocristalinas marrón amarillas. La microestructura es de cavidades cerradas y aisladas. Destaca un límite litológico superior de prominente y abrupto a claro visible a pequeños aumentos (x 10). En algunas muestras se observan grupos o sets de estas estructuras microlaminares.

Los rasgos de transformaciones son raros a abundantes. Destacan los hiporevestimientos compactos de canales y también rellenos sueltos incompletos cristalinos y crecimientos cristalinos esparíticos.

Los rasgos antrópicos son de raros a abundantes. Muchos microvestigios presentan unas fracturas comunes. En las unidades microestratigráficas con frecuentes rasgos antrópicos destacan abundantes restos vegetales como meso carbones fragmentados y raras cenizas. Raramente hay incorporados también fracturados restos de huesos quemados. Finalmente, existen raros agregados criptocristalinos, isótropos en luz polarizada cruzada, subangulares puros y microcontrastados, que ocasionalmente contienen abundantes componentes detríticos siliciclásticos. Entre estos hemos descrito componentes antrópicos de forma fibrosa formada por una micromasa con una fábrica de granos anhédricos micro-medio. También con forma subangular, y con evidencias de impacto térmico, hemos podido observar un microvestigio con claras estructuras histológicas, de color marrón - negro, también de forma fibrosa yuxtapuesta, que atribuimos a un fragmento de piel (microfoto 5 y 6, lámina II) (Wattez 1988).

Interpretación

La presencia de un límite litológico prominente, abrupto o claro, formado de microagregados bien seleccionados empaquetados densamente, han sido descrita como superficies cubiertas protegidas durante las actividades en contextos arqueológicos de habitaciones en tells y en superficies ocupadas no construidas (Gé et al. 1993). Destaca también las impregnaciones y los agregados organominerales bien seleccionadas, dentro del contexto de las arenas finas y limos con una selección de moderada a buena. La rara a ocasional presencia de microvestigios incorporados, sólo abundantes cuando aparecen quemados, nos indica una posible interpretación que pueda tratarse de una superficie impermeable. Así, entendemos que la incorporación de estos microvestigios quemados sería anterior a la formación de la organización sedimentaria diagnóstico de la superficie cubierta impermeable. Sin embargo, entre estos de raros a ocasionales microvestigios incorporados en estas unidades microestratigráficas microlaminares, hay agregados criptocristalinos subangulares con micromasa isótropa, puros o microcontrastados con materiales detríticos siliciclásticos. La asimilación de estos agregados organominerales subangulares a fragmentos de piel es delicada por la pérdida de los caracteres histológicos de estos agregados subangulares. Sin embargo, la abundancia de rasgos criptocristalinos en todas las unidades microlaminares, tanto en forma de agregados subredondeados bien seleccionados como subangulares y impregnaciones, nos indica que hay una incorporación muy reducida de microvestigios organominerales asociada

a la formación de esta organización sedimentaria microlaminar.

Clasificación de microfacies microlaminares

Microlaminar 1

M.1. Caracteres generales

Pocos a muy pocos constituyentes sedimentarios quemados (FG+FF q/FG+FF nq. 0/10 a 2/8) y microagregación de limos marrones.

Interpretación

La poca presencia de componentes quemados nos indican que se trata de una superficie cubierta periférica a las zonas de combustión.

M.1.1. Caracteres generales

Porosidad de canales y cámaras. Intraporosidad empaquetamiento 30 a 0%. Agregación moderada a bien desarrollada granular a laminar - fisural marrón. Distribución relacionada FG/FF enáulica a porfírica.

Rasgos antrópicos raros a ocasionales de agregados criptocristalinos amarillos isotropos puros y microcontrastados. Impregnaciones criptocristalinas marrón-amarillas. Microcarbones raros a ocasionales, fragmentados. Arenas finas esféricas de birefringencia alta ocasionales a bastantes (microfoto 6, lámina V).

Las transformaciones más destacadas son los rasgos excrementales y abundantes canales con hiporevestimientos compactos. Asociados a cámaras y canales existen rellenos libres incompletos.

Caracteres M.1.1.1. Distribución porfírica

Caracteres M.1.1.2. Distribución enáulica

Interpretación

La distribución relativa de la FG y la FF permite distinguir la evolución postdeposicional de la compactación, expresada por el desarrollo de la porosidad fisural subhorizontal, se produce en un ambiente más húmedo (M.1.1.1) o más seco (M.1.1.2). Los caracteres microestructurales y los rasgos de las transformaciones indican una actividad biológica media.

M.1.2. Caracteres generales

Porosidad vesicular y cavidades macro. Agregación mal desarrollada laminar -fisural marrón. Distribución relativa G/F gefúrica chitónica.

Rasgos antrópicos raros a ocasionales de agregados criptocristalinos amarillos y rojo amarillos, bien seleccionados y impregnaciones. Microcarbones raros.

Rasgos edáficos texturales raros como rellenos incompletos de arena y limo entorno a la fracción muy gruesa. Rasgos cristalinos en rellenos y crecimiento interno de cristales (cristaux emboités) de calcita acicular y subanhédrica transparente en la

porosidad vesicular y en la micromasa de, por ejemplo agregados isótopos amarillos (foto). Hay revestimientos en carbonatados en la porosidad vesicular.

Caracteres M.1.2.1. Distribución gefúrica

Caracteres M.1.2.2. Distribución chitónica

Interpretación

Esta organización sedimentaria microlaminar, mediante los caracteres microestructurales y también con el registro de los rasgos de transformaciones postdeposicionales, indican una disminución de la preservación de esta estructura microlaminar. La formación de rellenos areno limosos y la misma dominancia de la porosidad vesicular indican la presencia de modificaciones criogénicas. Sin embargo, en algunas muestras hemos podido observar rellenos de calcita acicular sueltos y incompletos, junto a crecimientos cristalíticos calcíticos, diagnóstico también de cristalizaciones rápidas de superficies protegidas que retienen la humedad (Gé et al. 1993). La conservación de estos rellenos y, especialmente los crecimientos cristalinos, indican una preservación notable de estas microestructuras generalmente asociadas a una distribución relacionada gefúrica.

Microlaminar 2

M.2. Caracteres generales

De frecuentes a comunes constituyentes de la fracción fina quemada (FG nq /FG q: 0/10 a 2/8 y FF q /FF nq. 2/8 a 4/6) y microagregación organomineral amarilla. Muy abundantes canales y cámaras. Porosidad de empaquetamiento 20 a 0%. Agregación de moderadamente a bien desarrollada marrón. Distribución relacionada FG/FF enáulica porfírica.

Rasgos antrópicos de ocasionales a abundantes. Muy abundantes agregados isótopos y amarillos y rojos, amarillos puros y microcontrastados, raramente detríticos, unos bien seleccionados y otros de tamaño meso no seleccionados, subangulares y subredondeados, presentan los caracteres de grasa animal quemada (Wattez 1990). Destaca la ausencia de ataque microbiológico a estos agregados isótopos También abundantes impregnaciones criptocristalinas amarillas y rojizas. Microcarbones microfragmentados y macro carbones ocasionales a bastantes. Fragmentos de huesos raros a ocasionales quemados a rojo y amarillo. Raros a ocasionales fragmentos de esquistos. Arenas finas esféricas de birefringencia alta abundantes.

Rasgos de transformación. Abundantes canales que raramente presentan rellenos sueltos con fábricas excrementales.

Interpretación

Los constituyentes con una importante alteración térmica en la fracción fina y la microagregación organomineral indican que estos depósitos presentan una importante incorporación de materiales organominerales en proximidad de zonas donde se produce la combustión de componentes sedimentarios. Sin embargo, existen los componentes de la fracción gruesa con pocas alteraciones térmicas que nos indican

dispersión y mezcla. Como superficie cubierta, presentan una baja modificación estructural por pisoteo que se explica por la formación de grupos o sets microlaminares y una importante compactación dada la frecuencia de vestigios fragmentados y las características microestructurales con una porosidad muy reducida. En este sentido interpretamos esta organización sedimentaria microlaminar como una zona de acumulación organomineral cubierta próxima a zonas de combustión probablemente relacionada a actividades de consumo y transformación de biomasa animal dada la presencia de agregados amarillos atribuibles a grasa quemada.

Los rasgos de transformaciones postdeposicionales indican una actividad biológica media con la presencia abundante de fábricas excrementales

Microlaminar 3

M.3. Caracteres generales

Dominante a muy dominante fracción fina quemada (FG nq /FG q: 2/8 a 10/0 y FF q /FF nq. 4/6 a 10/0). Microagregación organomineral marrón de microcarbónes y limos finos de alta birefringencia.

Interpretación

La dominante a muy dominante presencia de alteraciones térmicas en los constituyentes de la fracción fina es indicativa de la proximidad de la zona de combustión. Así mismo, la presencia muy variable de constituyentes no quemados en la fracción gruesa nos indica procesos de mezcla que implican a la dispersión. Su carácter microlaminar nos lleva a interpretar que se trata de una superficie cubierta sobre zonas de combustión dispersadas.

M.3.1. Caracteres generales

Porosidad de canales y fisuración subhorizontal y subvertical. Agregación de mal a moderadamente desarrollada de forma laminar- granular marrón limitada por fisuras. Distribución relativa enáulica porfírica.

Los rasgos antrópicos son muy abundantes, destacando los testimonios de combustión vegetales. De abundantes a muy abundantes fragmentos de carbón fisurados en conexión de todos los tamaños. Raros pseudomorfo de cenizas (microfoto 4, lámina V). También destacan bastantes agregados isótropos, angulares y subangulares, puros y detríticos, siliciclásticos o con crecimientos cristalinos calcíticos. Micro y meso fragmentos de huesos amarillos y rojos raros, otros con doble coloración. Arenas finas esféricas de alta birefringencia. Esferolitos micro y meso con birefringencia alta, agregados o aislados, que raramente están ennegrecidos.

Rasgos de transformaciones postdeposicionales limitadas a hiporevestimientos compactos en canales, raras fábricas excrementales y rellenos sueltos incompletos en cavidades y canales.

Interpretación

La acusada compactación observada expresada por la distribución relativa porfírica y en la unidad subyacente dificulta la identificación de procesos de traslado o dispersión. En este sentido, hemos interpretado en general que se trata de testimonios de combustión dispersados cubiertos. En algunas de las muestras se observa una sucesión que forman grupos o sets de estructuras sedimentarias microlaminares que indicarían la repetición de episodios de dispersión y cobertura. Esta apreciación es coherente con la naturaleza de los testimonios de combustión vegetales, animales y sedimentarios caracterizados por la mezcla de diferentes intensidades y productos de combustión. Los rasgos de transformaciones postdeposicionales observados son raros y reducidos a la actividad biológica indicativas de una baja a media intensidad.

M.3.2. Caracteres generales

Porosidad vesicular, fisuración. Agregación mal desarrollada laminar gris. Distribución gefúrica porfírica.

Rasgos antrópicos de raros a abundantes. Destacan microcarbones, integrados en la masa basal, de raros a ocasionales. De raros a ocasionales agregados criptocristalinos subredondeados puros y microcontrastados, siliciclásticos y con crecimientos cristalíticos calcíticos. Fragmentos de huesos quemados a diferentes intensidades.

Rasgos de transformaciones abundantes. Rellenos raros. Revestimientos en casquetes residuales, y continuos (link capping) en la fracción gruesa muy abundantes. Hiporevestimientos y revestimientos carbonatados en la porosidad vesicular abundantes.

Interpretación

La presencia de límites abruptos o claros asociados al cambio litológico y del empaquetamiento de las partículas son presentes a menudo de forma continua y otras de forma discontinua. En una primera aproximación, y con unos constituyentes granulométricos parecidos a rellenos texturales, algunos caracteres constituyentes como los gránulos organominerales o la frecuencia de las alteraciones térmicas son claramente distintivos. En este sentido, interpretamos la presencia de superficies cubiertas sobre combustión dispersada transformados por criogenia.

Sin embargo, la presencia de fuertes alteraciones postdeposicionales en algunas de

Leyenda página siguiente:

Microfoto 1, agregados amarillos puros y microcontrastados criptocristalinos. Microfoto 2, agregado criptocristalino rojizo microcontrastado. Microfoto 2', detalle del agregado microcontrastado rojizo en el que se observan calcita drusa. Microfoto 3, agregado rojizo criptocristalino fibroso con material detrítico flotante. Microfoto 4, pseudomorfos de ceniza. Microfoto 5, huesos con y sin doble coloración rojizos. Microfoto 6, arenas esféricas de alta birrefringencia, en luz analizada, que en luz polarizada muestran un color amarillo rojo. Microfoto 7, agregado fisurado microcontrastado con material siliciclástico, fisurado y puntuaciones negras de ataque microbiológico. 8, Agregado siliciclástico angular en el interior defacies estratificadas quemadas homogéneamente.

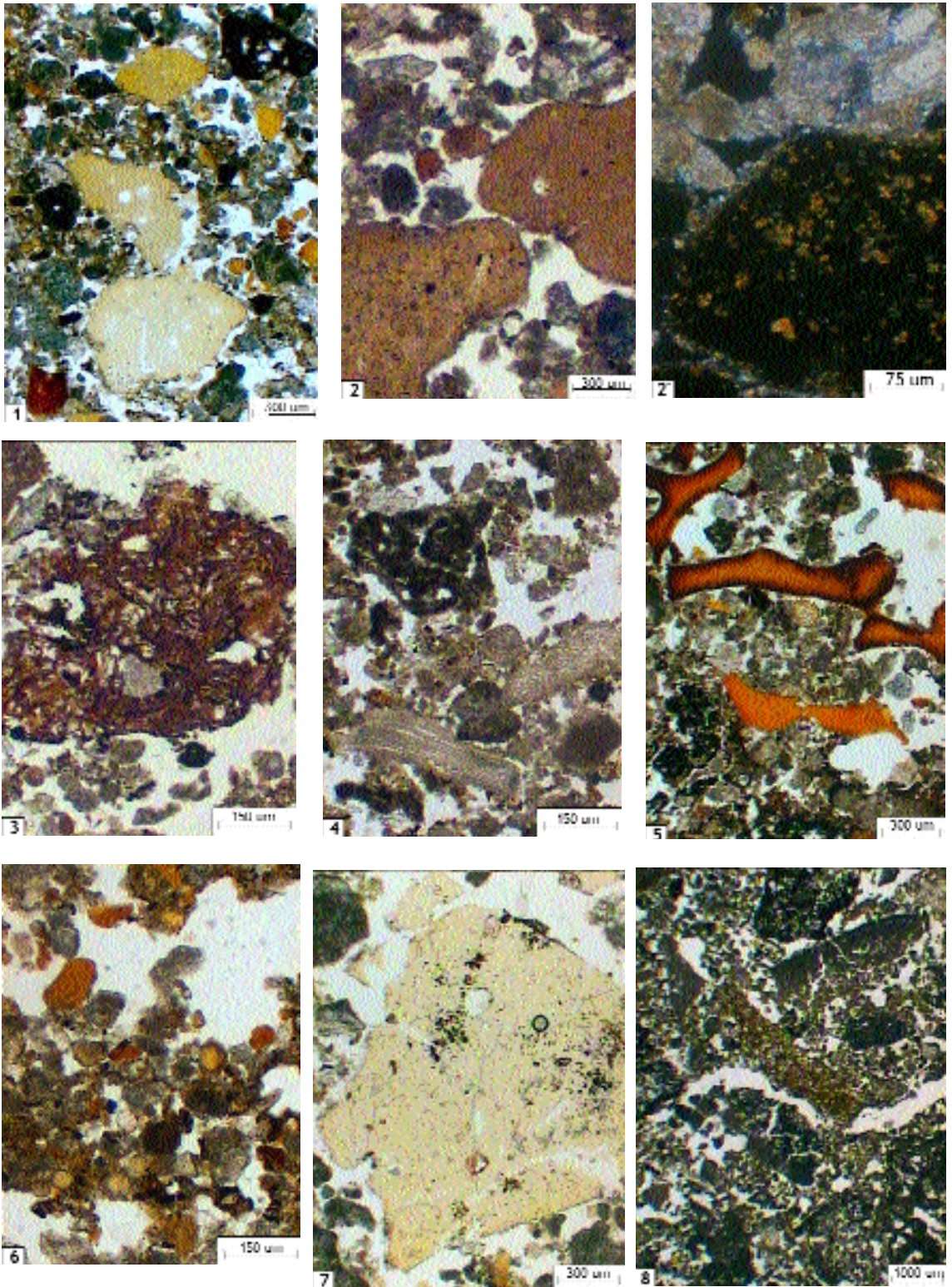


Lámina V. Componentes antrópicos microscópicos del nivel J del Abric Romani. Todos en luz polarizada, excepto 2' con luz analizada.

las unidades microestratigráficas impiden una asignación precisa al carácter diagnóstico de superficies cubierta.

Unidades microestratigráficas estratificadas (E)

Caracteres generales estratificados E

Unidad microestratigráfica con un espesor superior a 2 centímetros. Sus límites son raramente concordantes y son comunes las superficies de depósitos inclinadas. En algunas muestras existe una sobreposición de estas unidades microestratigráficas que forman grupos o sets, unos interrumpidos por unidades laminares o otros mostrando una continuidad entre estructuras estratificadas, siempre evidenciando contactos graduales. Distribución y orientación al azar de los componentes, aunque existe una común a dominante orientación vertical referida a los componentes con un eje largo desarrollado (lámina IV). Microestructura abierta. Porosidad de empaquetamiento muy dominante. Distribución relativa enáulica y gefúrica.

Los rasgos antrópicos son de raros a abundantes. En las unidades microestratigráficas con muy pocos rasgos antrópicos destacan los que contienen raros a ocasionales carbones microdivisados. Existen depósitos con una baja y otros con una alta diversidad de microvestigios.

Los rasgos de transformaciones postdeposicionales son raros. Fábricas excrementales y canales con hiporevestimientos compactos. Fisuración y rellenos incompletos sueltos de arenas y limos. Rasgos calcíticos de rellenos sueltos y incompletos de calcita anhédrica y calcita acicular que también aparecen en forma de crecimientos cristalíticos.

Interpretación

Estas unidades microestratigráficas presentan un espesor considerable y poseen unos límites que indican una acreción sedimentaria. Su naturaleza no concordante y comunes superficies inclinadas, a veces mal representado en la escala de las láminas, nos indican una limitación espacial de estos tipos de depósitos. Además, el carácter microestructural muy abierto indicado por la microestructura y la porosidad de empaquetamiento, y la orientación básica de los componentes con un eje más largo desarrollado ayudan a interpretar que estas unidades microestratigráficas han sido desplazadas.

La interpretación de esta rápida acreción sedimentaria que muestran estas unidades microestratigráficas también es indicada por la escasa incidencia de los rasgos de transformaciones postdeposicionales. Esta escasa incidencia de las transformaciones se traduce en la dificultad en algunas muestras de distinguir los subniveles Ja y Jb. La modificación de los parámetros texturales por el mecanismo de trasladar componentes sedimentarios acentúan el carácter antropogénico de estos depósitos.

Clasificación de microfacies estratificadas

Estratificadas 1

E.1. Caracteres generales

Muy pocos a pocos constituyentes sedimentarios quemados (FMG q/ FMG nq: 0/10 a 2/8 y E.1FG+FF q/FG+FF nq. 0/10 a 2/8). Microagregación de limos marrones.

Interpretación

Los caracteres generales de sedimentos desplazados con pocos o muy pocos componentes quemados nos permiten plantear la existencia de actividades de modificación del substrato sedimentario periféricas a las actividades de combustión.

E.1.1. Caracteres generales

Porosidad de canales y fisuras. Distribución relativa G/F enáulica porfírica. Agregación bien desarrollada granular marrón-amarilla.

Rasgos antrópicos abundantes de material antrópico muy homogéneo: agregados isótropos amarillos detríticos y puros, subangulares con fisuras internas, con escasa incidencia de puntuaciones negras en la micromasa. Raros a ocasionales componentes detríticos siliciclásticos del interior de los agregados isótropos amarillos presentan impacto térmico. Raros esquistos.

Rasgos de transformaciones en canales con hiporevestimientos densos y rellenos excrementales ocasionales a abundantes sueltos y incompletos.

Interpretación

La acumulación de restos organominerales representados por los agregados isótropos amarillos presentan dificultades de identificación a nivel de lámina delgada. En este sentido, estas acumulaciones presentan los caracteres de la mineralización procedentes de biomasas animales: coprólitos (omnívoros o carnívoros) o grasas. Que estos depósitos trasladados homogéneos organominerales amarillos indiquen ya sea la acumulación de coprólitos, humanos o animales, o el procesamiento de biomasas animales, es significativo que estuvieron desplazados por las actividades humanas durante las ocupaciones. En este sentido estas unidades microestratigráficas son interpretadas como sedimentos trasladados pertenecientes a actividades de transformación de restos organominerales.

E.1.2. Caracteres generales.

Porosidad de empaquetamiento. Distribución relativa G/F gefúrica - enáulica. Agregación mal desarrollada gris.

Rasgos antrópicos raros. Raros microcarbones.

Rasgos de transformaciones excrementales y rellenos de arena fina, suelta e incompleta. Las fábricas excrementales aparecen en posición secundaria.

Interpretación

La baja frecuencia de materiales sedimentarios quemados junto con las características de la estructura sedimentaria indica el traslado de sedimentos con una antropización débil, señalada por los raros microcarbones (Courty 1982).

Estratificadas 2

E.2. Caracteres generales

De frecuente a dominante fracción gruesa y fracción fina con alteraciones térmicas (FMG q/ FMG nq: 0/10 a 2/8 y FG+FF q/FG+FF nq. 2/8 a 4/69. Microagregación de limos marrones.

Los rasgos antrópicos son de raros a abundantes, con una gran variedad tanto morfológica como por su naturaleza. En algunas muestras estos rasgos antrópicos se distribuyen en grupos de unidades microestratigráficas estratificadas o sets. Fragmentos de sílex, esquistos meso y micro, huesos quemados con diferentes intensidades y tamaños. Agregados isotropos y microcontrastados. Microcarbones microdivididos y macrocarbones poco fragmentados.

Rasgos de transformaciones raros. Destacan rellenos sueltos incompletos y crecimientos cristalíticos de calcíticos, anhédricos y aciculares en la porosidad de empaquetamiento.

Interpretación

La presencia común de arenas y limos quemados con una mezcla de intensidades de alteración térmica y los caracteres microestructurales indican que estos depósitos pueden estar relacionados con zonas próximas a las zonas donde se producen las alteraciones térmicas. Pero su elevada heterogeneidad, ya sea de las alteraciones térmicas como de los microvestigios que contienen, ayudan a interpretar que estos depósitos puedan ser el resultado de la limpieza de zonas de actividad multifuncionales cercanas a las zonas de combustión. La presencia también en algunas muestras de estructuras sedimentarias estratificadas formando grupos o interrumpidas por estructuras laminares de dispersión indican la repetición en la localización espacial de estos depósitos. De esta manera, interpretamos que algunas de estos grupos o sets de unidades microestratigráficas estratificadas muestran una dinámica repetida de acumulación de depósitos trasladados de desechos de limpieza en las mismas zonas de la superficie de ocupación. Estas pueden ser interrumpidas o modificadas por la dispersión en forma de unidades laminares. Sin embargo, la presencia de unidades microestratigráficas microlaminares diagnósticas de superficies cubiertas es más difícil de evidenciar dada la microestructura muy abierta de estos sedimentos trasladados. De esta manera, existen unidades microestratigráficas que muestran de raros a ocasionales rasgos calcíticos de rellenos sueltos y incompletos junto a crecimientos cristalinos calcíticos, que pueden interpretarse como indicios de superficies cubiertas o el traslado de materiales sedimentarios que han retenido la humedad y han sufrido una rápida evaporación. De hecho hemos podido observar la asociación de estas unidades estratificadas debajo de unidades microlaminadas diagnósticas de superficie cubiertas. Sin embargo, en otras unidades microestratigráficas sólo hemos podido observar estos crecimientos y rellenos calcíticos en depósitos estratificados debajo unidades con estructura laminar de dispersión o la sobreposición de otra unidad estratificada. En estos casos, y también dada la dificultad de registro de los caracteres diagnóstico de las superficies cubiertas en estas microfacies muy sueltas, los rasgos calcíticos los interpretamos como el

registro de situaciones locales, por ejemplo el goteo y desplazamiento, pero también como rasgos calcíticos que han sido adquiridos en superficies cubiertas y posteriormente desplazadas-acumuladas.

E.2.1. Caracteres generales

Porosidad de empaquetamiento simple y complejo, fisuras y canales. Distribución relacionada G/F enáulica. Agregación moderada a bien desarrollada granular y laminar fisural marrón.

Raros rasgos de transformaciones. Los más destacados son rasgos texturales de rellenos sueltos y incompletos. También hay raros canales con hiporevestimientos compactos y revestimientos carbonatados en la porosidad de empaquetamiento.

Interpretación

Los caracteres microestructurales muestran la presencia de un sedimento desplazado transformado fundamentalmente por procesos mecánicos de la compactación-fisuración asociada también a la actividad biológica. Esta actividad biológica no presenta trazas importantes de edafofauna. De esta manera, el desarrollo de la agregación también es indicativo de la aparición de condiciones postdeposicionales no agresivas. El enterramiento rápido en algunas de estas unidades microestratigráficas estratificadas está representado por la escasa evolución hacia la corrosión que presentan algunos de los rasgos postdeposicionales como los hiporevestimientos carbonatados o los comunes rellenos y crecimientos calcíticos.

E.2.2. Caracteres generales

Porosidad de empaquetamiento simple con vesículas, canales y fisuras. Distribución G/F gelfúrica y chitónica. Agregación de mal a moderadamente desarrollada laminar gris.

Rasgos de transformaciones raros a abundantes. Texturales: rellenos sueltos y incompletos de arena y limo. Revestimientos carbonatados en la porosidad de empaquetamiento.

Interpretación

La existencia de los caracteres microestructurales y la presencia de rasgos de transformaciones de raras a abundantes nos indican que estas unidades microestratigráficas presentan diversas situaciones tafonómicas. Aunque todos los caracteres microestructurales y la agregación nos indican modificaciones criogénicas, algunas de las unidades microestratigráficas muestran un desarrollo bajo de estas alteraciones postdeposicionales. Estas condiciones están relacionadas con un enterramiento rápido, posible cuando existen sets de unidades microestratigráficas estratificadas, la dispersión laminar o la presencia de superficies cubiertas.

Estratificadas 3

E.3. Caracteres generales

Muy dominantes alteraciones térmicas en los constituyentes FMG q/ FMG nq: 8/2 a

10/0 y FG+FF q/FG+FF nq. 8/2 a 10/0. Microagregación de limos de alta birefringencia, cenizas y carbones. Porosidad de empaquetamiento complejo, vesículas, escasos canales y fisuras. Agregación granular mal a moderadamente desarrollada marrón y gris. Distribución relativa G/F gefúrica - enáulica.

Rasgos de transformación escasos. Rellenos de calcita subédrica suelta y incompleta. Masas de contornos difusos y poca densidad cristalina carbonatadas. Revestimientos carbonatados en la porosidad de empaquetamiento.

Interpretación

Estos depósitos muestran alteraciones térmicas muy dominantes. Su estructura sedimentaria estratificada y sus caracteres microestructurales nos indican que son unidades microestratigráficas desplazadas y acumuladas con componentes con vestigios poco heterogéneos. Los rasgos de transformación raros están en relación con su rápida acreción que preserva sus caracteres antropogenéticos. Sólo la dinámica de disolución y reprecipitación carbonatada han afectado la integridad de los depósitos de forma parcial.

E.3.1. Caracteres generales

Fracción quemada con fábrica rojiza dominante. Abundantes a muy abundantes componentes organominerales rojo-amarillos microcontrastados subredondeados y subangulares: con oxalatos calcicos rojizos; con detríticos carbonatado rojizo; isótropos, con forma subangular dominante a muy dominante. Esferolitos opacos raros a ocasionales sueltos. Raros a ocasionales carbones negro rojos con calcinación incompleta. Agregados fibrosos negros con ocasional a bastante detrítico siliciclástico y esferulíticos. Raros fragmentos de esquistos. Raros huesos quemados.

Interpretación

Las abundantes impregnaciones orgánicas rojizas asociadas a los abundantes agregados organominerales indican la presencia de materiales de origen animal. Sin embargo, existen también abundantes agregados organominerales con crecimientos cristalíticos calcíticos esferulíticos pertenecientes a hojas de plantas. Esta combinación nos indica la presencia de un depósito de materiales muy específicos pertenecientes a actividades de transformación de materiales vegetales y animales. Entre estos últimos, destacamos la posible presencia de agregados pertenecientes a la transformación de pieles asignados a los agregados fibrosos siliciclásticos

Unidad con una importante homogeneidad en la naturaleza de los microvestigios antrópicos, constituidos de agregados isótropos puros y microcontrastados diagnósticos de componentes vegetales, ya que contienen abundantes crecimientos cristalinos calcíticos esferulíticos y drusos. Estos componentes vegetales, unidos a los microcarbones indican esta dominancia de los vestigios vegetales. Sin embargo, la presencia de ocasionales agregados isótropos detríticos siliciclásticos, junto con la coloración rojiza de la micromasa es más difícil de interpretar mediante láminas delgadas. De nuevo nos encontramos algunos componentes que interpretamos que pueden estar asociados a la piel, como los componentes fibrosos y los agregados isótropos siliciclásticos subangulares impregnados por una coloración rojiza indicativa

de sustancias orgánicas. Sin que podamos profundizar, a falta de microanálisis y identificación de estos componentes, estos depósitos los interpretamos por representar sedimentos desplazados que corresponden a actividades muy específicas donde existe la asociación entre materiales de origen vegetal y animal que han sufrido una alteración térmica.

E.3.2. Caracteres generales

Fracción quemada con fábrica gris-negra microcristalina dominante y con una microfisuración muy bien marcada. De raros a ocasionales agregados organominerales isótopos puros y microcontrastados. Bastantes pseudomorfos de cenizas. De raros microcarbones. Esferulitos sueltos ennegrecidos. De raros a ocasionales huesos quemados. Destaca un gran agregado alóctono subangular siliciclástico quemado microfoto 8, lámina V).

Interpretación

Unidad microestratigráfica muy homogénea, en los constituyentes, muestra una heterogeneidad en la alteración térmica de los constituyentes minerales. Existe una calcinación dominante. Junto a estas alteraciones térmicas de alta intensidad existen muy abundantes pseudomorfos vegetales calcinados fragmentados (cenizas). Los escasos o raros esferulitos manifiestan una opacificación que indica una fase reductora en el modo de combustión, quizás coherente con la alteración térmica de algunos de los constituyentes sedimentarios no calcinados.

De esta manera, este depósito ha sido interpretado por una combustión de alta intensidad en la que ha existido un modo de combustión bien aireado, modo oxidante, que posteriormente ha entrado a un modo reductor. Posteriormente ha sido desplazado y acumulado con microvestigios raros donde destaca un gran agregado siliciclástico que indica la presencia de tierras alóctonas en las actividades cercanas a las zonas de combustión.

E.3.3. Caracteres generales

Fábricas quemadas mezcladas rojizas y gris negras. Escasos a raros componentes antrópicos: raros a ocasionales microcarbones.

Interpretación

Existe un enrojecimiento de las fábricas de los componentes sedimentarios. Este enrojecimiento de las fábricas está en relación con una combustión de baja intensidad. Estas fábricas enrojecidas están mezcladas con otros componentes con una alteración térmica ennegrecida de temperatura superior. La formación de esta mezcla de componentes quemados la interpretamos por indicar el desplazamiento de componentes sedimentarios quemados con una intensidad baja y media.

DISCUSIÓN I

5.1. MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LAS MICROFACIES SEDIMENTARIAS

La caracterización de la intensidad de alteración y la interpretación del subsistema pared y relleno del abrigo está resumido en la tabla 5.1.1. Esta caracterización nos permite establecer un cuadro interpretativo detallado, un modelo dinámico de la interacción subsistema suelo - subsistema pared del abrigo, de los procesos de formación de microfacies fundamentados según la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados.

Facies de intensidad de alteración débil

La intensidad de alteración débil en los sedimentos del nivel J está poco representada. Significativamente estos depósitos se localizan en el interior de la cornisa travertínica. La intensidad de alteración débil está caracterizada por la presencia de un revestimiento carbonatado de espesor variable sobre al menos una de las caras de los fragmentos carbonatados. Este revestimiento es microlaminar y constituido por láminas muy finas microesparíticas que pueden alternarse con otra lámina también muy fina micrítica de color gris o gris marrón. Este revestimiento es producido por la actividad de líquenes exolíticos. La textura y los caracteres ópticos de la roca no están modificados.

Estos fragmentos carbonatados con alteración débil están siempre asociados a una fracción fina carbonatada con granos microesparíticos o cristales de calcita con contornos lisos. Hay pocos rasgos cristalinos calcíticos.

Esta intensidad de alteración se ha observado en las paredes de cuevas y abrigos protegidas a la meteorización y sobretodo no afectadas permanentemente por la humedad (Courty, 1986). También es necesario que los fragmentos carbonatados no posean procesos postdeposicionales desarrollados coherentemente con la ausencia de rasgos calcíticos. Sólo la disgregación mecánica afecta a estas microfacies de intensidad débil. El problema del desmantelamiento mecánico de la pared es térmico y su medida depende de la distribución de las temperaturas en la roca. Esta medida o simulación de las temperaturas y de los flujos térmicos en la roca varía según la cantidad de agua. Según su contenido en agua las propiedades térmicas y calor latente de la roca varía. El calor latente es nulo para una roca seca limitando toda posibilidad de gelifracción. Aunque el termoclastismo estricto es raro en condiciones naturales, flujos térmicos amplios preparan los materiales para la gelifracción. Esta se produce experimentalmente en rocas saturadas de agua hacia los -3 grados centígrados, aunque la estimación de la calor latente en la roca es fundamental para

la modelización (Le Ber 1987).

Las microfacies de intensidad de alteración débil del nivel J de l'Abri Romaní contienen componentes sedimentarios en forma de gravas angulares y fragmentos de revestimientos carbonatados que se despegan y disgregan fácilmente formando arenas finas angulares. Esta fragmentación mecánica la interpretamos como expresión de la tasa de sedimentación más rápida de todas las facies. Esta fragmentación la estimamos a partir de la calor latente de la cornisa no afectada por una humedad permanente. De esta forma, la fragmentación de gravas dominantes la explicamos por el aumento de la entropía interna de los componentes sedimentarios de la cornisa sometidos a este ciclo de humedad no permanente. Este aumento de entropía sólo puede resultar de la energía degradada de retorno y tendrá una magnitud mayor cuando aumenta el número de ciclos de humedad-sequedad en la cornisa. La aparición de heladas en la cornisa fragilizada, cuando está húmeda, provoca la colisión térmica denominada crioclastismo. Las temperaturas relativamente elevadas, en rocas saturadas de agua, hace difícil asociar la producción de crioclastos a fases climáticas muy frías (periglaciario, p.e.) (Le Ber 1987).

El enterramiento rápido de estas microfacies y su localización cercana al pie de la cornisa, muy protegida de la meteorización, promueve las condiciones poco agresivas que indica su intensidad de alteración débil. La cornisa, dados los procesos intermitentes de fragmentación crioclasticos, sufre una importante pérdida de componentes sedimentarios. En los rellenos de pie de cornisa, los escasos procesos postdeposicionales caracterizan estas microfacies por su coherencia suelta y empaquetamiento libre. En algunas muestras con intensidad de alteración débil muestran modificaciones estructurales texturales originadas por hielo. También su preservación o agradación cerca de la pared y debajo de la cornisa configura superficies planas enterrando bloques y estructuras dómicas de goteo, anteriores, que retienen estos sedimentos.

Estas microfacies con intensidad de alteración débil están constituidas fundamentalmente los caracteres litológicos y microestructurales siguientes:

MF 0: gravas y arenas con empaquetamiento libre o laminar, localizadas cerca de la pared de la cornisa.

Facies de intensidad de alteración fuerte

Las microfacies de intensidad de alteración fuerte son muy dominantes en las muestras del nivel J. Se localizan fuera de la zona cubierta de la cornisa travertínica y también entre la superficie formada entre la zona de la pared y los bloques caídos debajo de la cornisa.

La intensidad de alteración fuerte presenta modificaciones en las características texturales que acaban con la pérdida de la cohesión de los fragmentos de roca. Las fábricas de las rocas cristalinas esparíticas muestran un aumento de la porosidad fisural a partir de los planos de clivación, iridiación, atenuación de la transparencia de los granos, etc. (Courty, 1986). Los bioclastos muestran un color amarillo y marrón con una birefringencia débil. El límite entre el fragmento de roca y el sedimento

encajante es más difícil de delimitar a medida que la alteración aumenta. Este aumento en la intensidad de alteración fuerte provoca la disolución casi total del cemento cristalino provocando la disgregación del fragmento carbonatado (pérdida de cohesión).

La fracción fina que envuelve a los fragmentos carbonatados con alteración fuerte es siempre muy carbonatada. Contiene cristales de calcita con los contornos rugosos. Hay abundantes rasgos cristalinos calcíticos indicativos de los procesos de redistribución de carbonatos.

Esta alteración de intensidad fuerte se ha observado en las paredes poco protegidas y colonizadas por algas, líquenes y musgos. La observación microscópica de los fragmentos alterados muestra la penetración endolítica de hifas de micelios a través de fisuras preexistentes o a través de nuevas fisuras producidas gracias a la producción de ácidos orgánicos. Las zonas alteradas presentan un aspecto irregular y un color gris a marrón-amarillo. La presencia en los suelos de las mismas intensidades de alteración (Vergès 1985), también atribuidas a la acción de hifas de micelios, muestran que los microorganismos pueden degradar las rocas calizas sin que sea necesaria la presencia de microflora heterótrofa (Courty 1986).

En este sentido, la redistribución de los rasgos calcíticos-carbonatados, producidos por la alteración de intensidad débil en la cornisa, después de la caída en el relleno de pie de cornisa, pueden presentarse mediante diversos procesos fundamentalmente edáficos. Así, hemos observado la microagregación rizosférica, la iluviación-eluviación textural, o la disolución-reprecipitación en forma rasgos biocristalinos y pseudomórficos en costras de superficie.

De esta forma, consideramos al menos dos vías que conducen a la formación de las microfacies de alteración fuerte (Courty, 1986):

- Cuando la pared aporta fragmentos carbonatados con intensidad de alteración débil, la alteración fuerte de los fragmentos se ha desarrollado en el relleno de pie de cornisa del abrigo, posteriormente a su caída. En el nivel J estas microfacies las presentamos por su intensidad de alteración fuerte de color gris y gris marrón.
- Cuando la pared aporta fragmentos carbonatados con intensidad de alteración fuerte, la alteración endolítica en la cornisa de los fragmentos forma las microfacies de intensidad de alteración fuerte marrón.

La fracción gruesa comúnmente conserva revestimientos y son abundantes revestimientos calcíticos-carbonatados fragmentados en la fracción gruesa. La fábrica de los fragmentos carbonatados muestra una importante porosidad fisural-vacuolar y contienen abundantes puntuaciones negras emplazadas en los planos de clivación de los cementos esparíticos. Estos cementos tienen una birefringencia más débil que la calcita no alterada. Los bioclastos tienen un color amarillento en luz polarizada. La fracción fina de estas microfacies de intensidad de alteración fuerte es gris a marrón amarillo. Su naturaleza es micrítica-microesparítica. Se distribuye fundamentalmente en revestimientos entorno de granos y en masas cristalinas de baja densidad, de fábrica cristalina.

Los rasgos cristalinos están formados principalmente por rasgos biocristalinos y pseudomórficos. Los rasgos criptocristalinos son abundantes y forman la fracción fina. La micrita-microesparíta que forma la fracción fina la interpretamos como producto de la disolución-precipitación concomitante de cementos esparíticos en medios vadosos (sparmicritización) (Kahle 1977). Este proceso de impregnación puede ser total en algunas de las muestras. Hay muy desarrollados rasgos de empobrecimiento caracterizados por la abundancia de la porosidad esponjosa-vacuolar de fragmentos de roca y en los mismos rasgos cristalinos y criptocristalinos.

Estas microfacies de intensidad de alteración fuerte gris las interpretamos por ser la expresión de la evolución postdeposicional desarrollada de microfacies de alteración débil. En este sentido, los procesos de transformación están indicados por la abundancia de los rasgos cristalinos. Estos sedimentos indican la presencia dominante de procesos bioquímicos en la precipitación de carbonatos, que forman la cementación acusada de estas facies. Los procesos químicos están en relación con la solubilidad de la calcita y su disolución-precipitación. Esta solubilidad está influenciada por la cantidad de CO₂ soluble en la solución. La cantidad de CO₂ soluble en solución depende de la temperatura y otros factores, como la evaporación, que varían la cantidad y la presión parcial del CO₂ que conducen la precipitación o a la disolución de la calcita.

Los procesos biológicos están registrados en la misma naturaleza de los rasgos cristalinos. En este sentido, la abundancia de biocristales nos indica la presencia de organismos en el medio pero que cargan débilmente el agua con ácidos orgánicos. De esta forma hemos podido identificar diversas especies como *Microcodium*, *Rivularia*, *Phormidium* (Freytet 1990) (Verrecchia et al. 1995). Su distribución exolítica nos ayuda a interpretar que la actividad biológica en la alteración de estas microfacies tiene una escala no discernible en láminas delgadas. La contribución de algas y bacterias en los procesos físicos y químicos de disolución y reprecipitación de la esparita en micrita ha sido descrita por Caudwell (Caudwell 1987). Probablemente, en el ámbito de lámina delgada, esta se puede observar de forma poco desarrollada en las puntuaciones aisladas negras descritas en los cementos esparíticos de fragmentos de revestimientos, fábricas de clastos carbonatados y biocristalizaciones.

Los procesos de redistribución bioquímicos, según su carga en ácidos orgánicos en los sedimentos del nivel J, contribuyen de esta manera a la alteración de los fragmentos carbonatados en el relleno de pie de cornisa en dos microfacies de alteración fuerte gris:

Facies de intensidad de alteración fuerte gris vesicular

Facies de intensidad de alteración fuerte gris-marrón de cavidades

Facies de intensidad de alteración fuerte gris vesicular

Los fragmentos caídos con alteración débil en los rellenos de pie de cornisa en los que circula agua con poca carga en ácidos orgánicos indican escasa actividad endolítica en la cornisa y en el relleno del abrigo. Esta escasa actividad está relacionada con el ciclo largo del estado seco de la cornisa. La presencia de un marcado periodo seco en

la cornisa limita la fragmentación, pero forma limos finos acumulados en el relleno de pie de cornisa y en la zona central debajo la cornisa. Estos limos son abundantes y pueden observarse en bioconstrucciones fragmentadas por hielo superficial. Así esta fragmentación limitada por el ciclo largo del estado seco de la cornisa está relacionada con la presencia de hielo. Esta fragmentación limitada por el aumento del ciclo seco, por la presencia de hielo, puede ser preferencial en fisuras preexistentes y favorece la caída de bloques de gran formato observado en el campo. Sin embargo, cerca de la pared más húmeda y protegida, el número de ciclos aumenta, y por lo tanto la fragmentación asocia estos limos biogénicos con la sedimentación de gravas.

La cementación bioquímica observada dota a estas microfacies de rasgos calcíticos exolíticos especialmente cerca de la pared. La humedad en el relleno de pie de cornisa cerca de la pared favorece su preservación por cementación. De hecho, aunque exista la disolución de los fragmentos carbonatados caídos de la pared, los procesos de redistribución de carbonatos dotan a estas microfacies de una cementación muy importante resistente a los procesos de destrucción del registro sedimentario. En este sentido, es de esperar una sedimentación rápida, interrumpida por fases de disolución cuando la temperatura y la humedad en el suelo del abrigo son más desarrolladas.

De esta forma, el registro sedimentario durante los procesos de formación sedimentarios en la cornisa y en el relleno del abrigo de estas microfacies con alteración fuerte gris laminar está compuesto por:

- MF 1: grava y limo arena gris cerca de la cornisa, formando fundamentalmente en los depósitos próximos de la pared de la cornisa y debajo de la visera.
- MF 2: limo arena con bloques gris en la parte central, debajo la cornisa del abrigo, y fuera de la cornisa.

Facies de intensidad de alteración fuerte gris-marrón de cavidades

La evolución postdeposicional de fragmentos carbonatados, con una intensidad débil, en la que se registra un aumento en la carga en ácidos orgánicos en el relleno del abrigo, caracteriza la alteración fuerte gris-marrón de cavidades. Este aumento en la carga en ácidos orgánicos se corresponde con un incremento de la actividad endolítica en el relleno de pie de cornisa en la que hay más humedad. Este aumento de la humedad se manifiesta en la cementación bioquímica exolítica que favorece la formación de bioconstrucciones y biocristalizaciones en la cornisa y en el relleno de pie de cornisa. El aumento de humedad en la cornisa favorece la rapidez de los ciclos de humedad y sequedad correlativo a un aumento del número de ciclos estacionales que conducen a la fragilización de la cornisa. Así la fragmentación es mayor y configura una tasa de sedimentación alta. Estas microfacies muestran un contenido en gravas elevado, con abundantes fragmentos pseudomórficos esparíticos de musgos y microesparíticos-micríticos algares. Sin embargo, es en la evolución postdeposicional de estas microfacies que las soluciones débilmente cargadas con ácidos orgánicos quedan registradas mediante la disolución y la corrosión poco desarrollada de los carbonatos en los rellenos de pie de cornisa. La actividad biológica se desarrolla en

los rellenos de pie de cornisa probablemente en la fase húmeda, durante el deshielo. De esta manera, estas microfacies presentan una pérdida en fracción fina por la lixiviación, que en contextos moderadamente drenados se acompaña de la translocación eluvial de los limos carbonatados manifestada por la microestructura de cavidades. Esta translocación eluvial se registra con rasgos texturales de capa activa de un suelo helado caracterizado por una percolación importante. Esta translocación cargada levemente con ácidos orgánicos, en contextos mal drenados, está caracterizada por la abundancia de rasgos calcíticos.

En las microfacies con arenas, la cornisa registra un estado húmedo creciente que acorta el número de ciclos de humectación-desección. La fragmentación es poco efectiva en presencia de abundantes procesos de redistribución de carbonatos que favorece la preservación de bioconstrucciones. Estas bioconstrucciones están poco fragmentadas en el relleno de pie de cornisa durante la formación de estas microfacies gris-marrón con arenas y limos. Esta no fragmentación de bioconstrucciones hace que se acumulen en la cornisa, y proporcionan los bloques y gravas gruesas registradas en las muestras sedimentarias con arenas. Los procesos de alteración en el relleno del abrigo indica una sedimentación lenta durante la formación de arenas y bloques; y permiten indicar que la cornisa está protegida por un aumento de la actividad biológica exolítica (bioconstrucciones).

Sin embargo, en el marco de esta humedad en aumento con un régimen hídrico drenado moderadamente, los rellenos de pie de cornisa registran la presencia percolaciones abundantes que se reflejan en redistribuciones texturales. La saturación de estas aguas frías es elevada y los procesos de lixiviación se detienen fundamentalmente cuando los periodos de estrés hídrico en el relleno de pie de cornisa. En condiciones más húmedas el ciclo seco estacional se acorta, y la distribución calcítica dota a estas microfacies de una cementación y desarrollo de edificios biogénicos no fragmentados que limitan el crioclastismo. Estas condiciones de enterramiento lento definidas por la limitación de los fenómenos de fragmentación y disolución-precipitación en la cornisa indican una sedimentación lenta. Sin embargo, la pérdida del contorno de la fracción gruesa en los rellenos encajante está asociado a fenómenos de redistribución textural de escasos limos corroídos en la porosidad vesicular. De esta forma existe también una fragmentación postdeposicional en el sedimento del relleno de cornisa. Finalmente la cementación acusada de estas microfacies promueve su conservación en el registro sedimentario.

Los caracteres litológicos de estas microfacies de alteración de intensidad fuerte gris de cavidades son:

- MF3: gravas con arenas y limos gris-marrón, localizadas en el pie de la pared de la cornisa y debajo la visera del abrigo.
- MF4: arenas con bloques gris-marrón, localizadas debajo de la visera y fuera de la cornisa.

Facies de intensidad de alteración fuerte marrón granular

Los fragmentos carbonatados que muestran una intensidad de alteración fuerte

MICROFACIES	FG	FF	FG/FF	RASGOS CALCÍTICOS	ORIGEN MEDIO SEDIMENTARIO
MF 6: ARENA LIMO MARRÓN CON BLOQUES	Arenas gruesas microesparíticas subredondeadas	Microesparita marrón	2/8 A 8/2	Biocristalinos Pseudomórficos Criptocristalinos	Disgregación arenosa endolítica en la cornisa y el relleno de pie de cornisa.
MF 5: GRAVA Y ARENA-LIMO MARRÓN	Gravas cristalinas angulares y arenas microesparíticas subredondeadas	Microesparita marrón	6/4	Criptocristalinos	Fragmentación de gravas en la cornisa y disgregación arenosa en el relleno.
MF 4: ARENA LIMO GRIS-MARRÓN CON BLOQUES	Arenas gruesas microesparíticas subredondeadas	Microesparita gris-marrón	8/2	Biocristalinos Criptocristalinos Pseudomórficos	Fragmentación de arenas en la cornisa y cementación en el relleno.
MF 3: GRAVA Y ARENA LIMO GRIS-MARRÓN	Gravas cristalinas angulares y arenas microesparíticas subredondeadas	Microesparita gris-marrón	9/1	Típicos -esparíticos Criptocristalinos Pseudomórficos	Fragmentación de gravas en la cornisa. Disolución - cementación, disgregación arenosa endolítica en el relleno
MF 2: LIMO Y ARENA GRIS CON BLOQUES	Limo grueso microesparítico	Microesparita gris	8/2	Biocristalinos Pseudomórficos Criptocristalinos	Fragmentación de limos en la cornisa y cementación en el relleno
MF 1: GRAVA Y LIMO-ARENA GRIS	Gravas cristalinas angulares y arenas cristalinas subangulares	Microesparita gris	8/2	Biocristalinos Pseudomórficos (fragmentados) Criptocristalinos	Fragmentación de gravas en la cornisa. Disolución - cementación el relleno
MF 0: GRAVA Y ARENA GRIS	Gravas cristalinas angulares y arenas cristalinas subangulares	Microesparita marrón y gris	8/2	Criptocristalinos	Fragmentación de gravas en la cornisa.

Tabla 5.1.1. Caracterización textural, rasgos calcíticos y interpretación del origen sedimentario sua evolución postdeposicional de las facies sedimentarias del nivel J.

marrón tienen un contorno irregular. Raramente muestran el revestimiento carbonatado indicativo de la alteración débil. Su superficie externa comúnmente presenta cristales con birefringencia baja y forma dentada. La porosidad estructural de la fracción gruesa y muy gruesa también presenta estos caracteres corticales. En estados desarrollados de la alteración fuerte, los cementos cristalinos esparíticos y microesparíticos muestran zonas de corrosión micrítica-microesparítica marrón entorno a esparitas y microesparitas micritizadas. En estados menos desarrollados de la alteración fuerte, los cementos esparíticos muestran una zonación de puntuaciones grises concentradas, en banda o agrupadas, de micrítica-microesparítica que interpretamos como la zona por donde se incrusta los filamentos de micelios endolíticos (Callot et al., 1985). Estas zonas de incrustación de los micelios, cuando se redistribuyen las zonas micriticas y microesparíticas marrones, se disgregan en forma de arenas gruesas subredondeadas con los contornos rugosos. En los bioclastos y biomineralizaciones, la alteración está indicada por un amarillamiento de las esparitas que, a medida que aumenta la alteración, toma un color marrón paralela a una acentuación de la pérdida de la birefringencia. Estos bioclastos se muestran más resistentes a la corrosión endolítica que los fragmentos de fábrica cristalina. La fragmentación de las fábricas cristalinas de las gravas se acumulan en los rellenos de pie de cornisa en forma de arenas subredondeadas-subangulares con abundantes rasgos de pérdida y generalmente muestran un revestimiento carbonatado gris.

La fracción fina de los fragmentos carbonatados con intensidad de alteración fuerte está formada por micrita-microesparita marrón producto de la corrosión. Por corrosión entendemos la abundancia de limos carbonatados marrones resultado de la percolación de aguas con una carga elevada de ácidos orgánicos producto de la actividad biológica (Courty et al. 1994b).

Finalmente, cuando la pared del abrigo sedimenta fragmentos carbonatados con intensidad fuerte hemos distinguido dos intensidades de alteración fuerte marrón según los procesos postdeposicionales.

En condiciones poco agresivas, o enterramiento rápido, los fragmentos carbonatados y los constituyentes finos no presentan alteraciones posteriores a la caída en los rellenos (Courty, 1986). En este caso es de esperar una sedimentación rápida en la que la fragmentación mecánica es más importante que los procesos de alteración fuerte en la cornisa. La cornisa ha de registrar una importante disminución de componentes sedimentarios provocada por los ciclos de humedad-sequedad y el incremento de la actividad biológica. Así, los mecanismos de aporte sedimentario de la cornisa están caracterizados por el predominio de los procesos de fragmentación mecánica más que de los procesos de formación de intensidad de alteración fuerte endolítica de la cornisa. La actividad biológica se registra de forma poco desarrollada en los rellenos de pie de cornisa y se manifiesta con la microagregación grumosa. El enterramiento rápido de estas microfacies acentúa el carácter seco en el relleno. Mientras que la pared del abrigo, casi siempre húmeda, favorece el crioclastismo durante las heladas.

De esta forma, estas microfacies se componen fundamentalmente de los caracteres litológicos de las MF 5: gravas, arenas con empaquetamiento complejo, en la zona central, debajo la cornisa y en la zona próxima de la pared de cornisa.

En condiciones más agresivas de enterramiento, la alteración de los fragmentos caídos continua hacia la disgregación característica de la alteración intensidad fuerte marrón granular. La tasa de sedimentación es más lenta, ya que la estabilización de la cornisa y del relleno sedimentario de pie de cornisa por la actividad biológica dificulta la fragmentación mecánica. Esta estabilización ha de provocar en la cornisa la formación de zonas con una importante acreción carbonatada o bioconstrucciones. La humedad continua en la cornisa está indicada por la importante redistribución de los carbonatos registrada por los abundantes rasgos calcíticos biocristalinos. Estos acaban por desprenderse a favor de zonas de corrosión y disolución en forma de bloques de gran formato y gravas gruesas que muestran alteración fuerte marrón. La cornisa muestra procesos de corrosión más importantes que la fragmentación mecánica. La corrosión se manifiesta en el relleno sedimentario de pie de cornisa con la abundancia de arenas subredondeadas, fragmentos de biomineralizaciones y pseudomorfos con intensidad de alteración fuerte y limos carbonatados. La presencia de procesos edáficos asociados a la actividad biológica endolítica en los rellenos de pie de cornisa estabilizan estos aportes sedimentarios.

Así, el aumento de la actividad biológica en el contexto de humedad creciente estimula disgregación arenosa en el relleno del Abric. Así, destacan los caracteres litológicos de las MF MF6: arenas gruesas y limos con bloques. Estas microfacies están localizadas en la parte central, debajo de la cornisa, y externa del relleno del abrigo

Facies de intensidad de alteración última

Las microfacies de alteración última conservan la cohesión pero muestran una desaparición casi total de los carbonatos. En las microfacies sedimentarias del nivel J esta intensidad de alteración está poco muestreada. Las pocas unidades microestratigráficas que contienen esta intensidad de alteración corresponden al nivel Jsup.

En láminas delgadas, la textura inicial de la roca puede ser identificable. Las acumulaciones de micritas presentan un color gris marrón (Courty 1986). Los fragmentos con cementos cristalinos presentan islas de calcita de birefringencia baja, contornos irregulares con masas amarillas pálidas isótropas recubriendo sólo una cara del fragmento.

Esta alteración ha sido reconocida en paredes calizas en contacto con capas de humus y musgos, donde se observa la juxtaposición de cementos cristalinos y zonas amarillas isotropas. En calizas cristalinas se distinguen tres zonas. Una capa externa amarilla isotropa, donde se incrustan musgos; una zona central, con cristales de calcita aislados muy corroidos dentro de una masa amorfa amarilla clara; y una parte externa, con concavidades de disolución con calcita de baja birefringencia (Courty 1986). La pared queda debilitada y su disgregación es muy fácil.

La epigenia de la roca caliza por los fosfatos parecen ser los responsables de estas microfacies de alteración. Esta epigenia podría estar relacionada con la actividad de las hifas de micelios y bacterias.

En la sedimentación del nivel J este estado de alteración se presenta puntualmente

en forma de raros agregados amarillos subredondeados, contorno rugoso, puntuaciones negras y micromasa isótropa. Algunos de ellos muestran partículas siliciclásticas, probablemente capturadas en la cornisa, que hipotéticamente sugieren un transporte eólico. Esto sugiere la interpretación de una ralentización de la sedimentación y limitación de la fragmentación mecánica. Su asociación con las microfacies de alteración fuerte con abundantes rasgos cristalíticos son indicativas de condiciones agresivas en la evolución postdeposicional coherentes con una tasa de sedimentación baja en el relleno del Abric. De esta forma, interpretamos la presencia de esta alteración última por su desarrollo en los rellenos de pie de cornisa de fragmentos carbonatados desprendidos con intensidad de alteración fuerte.

La abundancia de limos carbonatados en estas microfacies es correlativa a la ausencia de fracciones gruesas que han quedado literalmente digeridas por los procesos de disgregación por corrosión y epigénia fosfatada eliminando el registro sedimentario observable a escala microscópica.

Esta microfacies está compuesta por limo-arena marrón-amarillo. Está distribuida por toda la superficie del abrigo, incluso en una muestra de la coveta Ripoll. Esta microfacies muestra un desarrollo importante de mecanismos formadores de suelo que modifican profundamente los caracteres formados por los procesos de sedimentación. La necesidad de un nuevo muestreo para la caracterización de estas microfacies limitan la integración de estas microfacies en la caracterización del nivel J.

5.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LAS MICROFACIES ANTRÓPICAS

El resumen de la caracterización de las microfacies antrópicas y su interpretación se encuentra en la tabla 5.2.1. A continuación discutimos en términos de mecanismos-actividades humanas la interpretación dentro del marco de referencia de presentación de un modelo de modificación del espacio ocupado del nivel J.

Dispersión

La circulación humana en el espacio ocupado es fuente de perturbaciones de superficies. La naturaleza de la superficie tiene una fuerte influencia en los efectos del pisoteo (Schiffer 1987). En los trabajos de campo del nivel J, y en casi todos los niveles de la secuencia del Abric, es observable que los sedimentos con contenido y modificaciones culturales están bien aislados o bien diferenciados en la estratigrafía. Esta buena diferenciación estratigráfica está en relación con la naturaleza litológica de las microfacies sedimentarias, sin contenido antrópico, que separan las microfacies antrópicas del nivel J: arenas-limo con bloques para el nivel Ja y limo arena con bloques para el nivel Jb. Así queda manifiesta la baja penetrabilidad, que asegura esta buena diferenciación estratigráfica, de las microfacies sedimentarias que son cubiertas por las microfacies antrópicas. Sin embargo, los efectos de la circulación -el pisoteo repetido- en las microfacies antrópicas de dispersión queda manifiesta en la integración - redistribución, dentro de la estructura sedimentaria laminar, de los componentes sedimentarios fragmentados por pisoteo, es decir, los componentes finos acumulados que cierran la costra estructural. De la misma manera, la integración de microvestigios derivados de las actividades antrópicas muestran una alta fragmentación, que reduce y selecciona su tamaño por fragmentación. Así, la dispersión está caracterizada por la redistribución de componentes sedimentarios finamente fragmentados en superficie, y ausencia de microvestigios de tamaños macro.

Junto a la evidencia de campo que indica una buena diferenciación microestratigráfica en gran parte del abrigo, y la escasa incidencia de movimientos verticales de los microvestigios, con ausencia de remontajes entre Ja y Jb (Vaquero 1997), podemos destacar la importancia de los movimientos horizontales. Estos han sido estimados por la frecuencia de componentes sedimentarios quemados. Esta caracterización de la dispersión horizontal ha permitido interpretar las microfacies antrópicas laminares de dispersión en:

L.1: Dispersión periférica a las zonas de combustión. Pocos a frecuentes componentes

		MICROMASA ANTRÓPICA	COMPONENTES QUEMADOS (q) FRECUENCIA - FGq y FFq		MICRO ESTRUCTURA	DISTRIBUCIÓN RELATIVA FG/FF	TIPOS	ORGANIZACIÓN DIAGNÓSTICO			
ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	LAMINAR (L)	Limo marrón	P a F	FF y FG	Canales Vesicular	Enáulica y porfírica Chitónica y gefúrica	L.1.1 L.1.2	Dispersión periférica	DISPERSIÓN	MECANISMOS ANTRÓPICOS	
		Limo marrón	F a C	FF y FG	Cavidades abiertas	Enáulica Chitónica	L.2.1 L.2.2	Dispersión de sedimentos desplazados			
		Limo organomineral quemado	D	FF	Canales y fisuras Vesicular	Enáulica Gefúrica y enáulica	L.3.1 L.3.2	Dispersión de lechos organominerales quemados			
		Limo organomineral quemado	MD	FG y FF	Canales y fisuras Vesicular y fisural	Porfírica y enáulica Gefúrica y chitónica	L.4.1 L.4.2	Dispersión de superficies de combustión			
	MICROLAMINAR (M)	Limo marrón	P a F	FG y FF	Canales Vesicular	Enáulica y porfírica Gefúrica y chitónica	M.1.1 M.1.2	Superficie cubierta periférica			SUPERFICIE CUBIERTA
		Limo organomineral amarillo	F a C	FF	Canales	Enáulica y porfírica	M.2	Superficie cubierta organomineral			
		Limo organomineral quemado	D a MD	FF	Canales Cavidades abiertas	Enáulica y porfírica Gefúrica	M.3.1 M.3.2	Superficie cubierta sobre superficie de combustión dispersada			
	ESTRATIFICADA (E)	Limo marrón amarillo	P a F	FF y FG	Cavidades abiertas	Enáulica Gefúrica y chitónica	E.1.1 E.1.2	Desplazamiento de sedimentos quemados homogéneos			DESPLAZAMIENTO
		Limo marrón	F a C	FF y FG	Cavidades abiertas	Enáulica Gefúrica y chitónica	E.2.1 E.2.2	Desplazamiento de sedimentos quemados heterogéneos			
		Limo organomineral quemado	D a MD	FF y FG	Cavidades abiertas	Enáulica Gefúrica y chitónica	E.3.1 E.3.2	Desplazamiento de sedimentos quemados			

Tabla 5.2.1. Descripción de caracteres jerarquizantes para la clasificación de las facies antrópicas y sus caracteres diagnósticos latentes.

quemados de la fracción gruesa y la fracción fina. Agregación rara a muy abundante.

L.2: Dispersión de sedimentos trasladados. Frecuentes a comunes componentes sedimentarios quemados. Rara agregación.

L.3: Dispersión de lechos organominerales y vegetales. Dominantes constituyentes de la fracción fina y la fracción gruesa quemados, y frecuente a común fracción muy gruesa quemada. Agregación organomineral abundante.

L.4: Dispersión de zonas de combustión. Muy dominantes constituyentes quemados. Agregación organomineral rara.

Superficies cubiertas.

La presencia de unidades microestratigráficas con una elevada formación de componentes sedimentarios finamente fragmentados con un límite de forma recta-ondulante y contacto superior abrupto ha sido interpretado por ser el registro sedimentario de superficies cubiertas (Gé et al. 1993). Esta superficie cubierta explica la preservación de la lámina de fragmentos sedimentarios, producidos en la formación de la costra estructural por pisoteo. En este sentido, la superficie cubierta evita la integración - redistribución de la lámina de componentes finamente fragmentados de la costra de estructural. Los efectos mecánicos del pisoteo-compactación repetido sobre una superficie cubierta forma una bien desarrollada costra estructural. De esta manera, el registro sedimentario de la superficie cubierta queda expresado por la formación de una estructura sedimentaria microlaminar constituida de finos fragmentos de limo y arena fina compactos.

La incorporación de microvestigios en las microfacies cubiertas del nivel J presenta una escasa representación indicativa de superficies relativamente impermeables. En este sentido destaca la presencia de componentes organominerales criptocristalinos. La escasa incidencia de las transformaciones postdeposicionales, necesaria para el registro sedimentario de estas microfacies microlaminares de superficies cubiertas, se manifiesta en forma de modificaciones mecánicas, con la aparición de la fisuración, y modificaciones biológicas de baja-media intensidad. La actividad biológica de baja y media intensidad se aprecia con el registro de la porosidad de canales y fábricas excrementales parciales. Es de destacar la presencia de porosidad de canales con paredes compactas y morfologías interpretadas por icniotrazas de habitáculos y pistas de nutrición de la edafofauna. Finalmente, hemos podido describir la neoformación cristalítica calcítica, indicativa de humedad retenida, otro carácter de superficies cubiertas impermeables.

El impacto térmico y la naturaleza de los constituyentes se han utilizado para interpretar estas estructuras sedimentarias microlaminares:

M.1. Superficies cubiertas periféricas a las zonas de combustión. Pocos a muy pocos constituyentes sedimentarios quemados. Abundantes agregados laminares limitados por fisuras subverticales y subhorizontales.

M.2. Superficies cubiertas organominerales. Frecuentes a comunes constituyentes de la fracción fina y gruesa quemados. Agregación organomineral rara.

M.3. Superficies cubiertas de combustión dispersada. Fracción fina y gruesa quemada muy dominante. Agregación rara a ocasional limitada por fisuras.

Sedimentos desplazados

La evidencia de la formación de sedimentos desplazados la establecemos por la evidencia negativa de procesos de pisoteo de microfacies antrópicas. Además, este carácter de ausencia de pisoteo está asociado a la presencia de estructuras sedimentarias estratificadas, una microestructura de cavidades abiertas y distribución al azar y orientación vertical de los componentes sedimentarios. Raramente existen agregados de limos y arena fina con microvestigios, probablemente relacionados con la fragmentación por pisoteo, con una distribución básica al azar que indica procesos de redistribución de estos componentes sedimentarios.

La formación de sedimentos desplazados los relacionamos con la presencia de depósitos secundarios (Schiffer 1987). Estos depósitos son interpretados por indicar actividades de mantenimiento de áreas de actividad, y obviamente, duración de la ocupación.

La estimación de constituyentes con impacto térmico y la abundancia de la agregación registrada en estas microfacies antrópicas estratificadas nos ha permitido reconocer:

E.1. Sedimentos desplazados de zonas de dispersión periférica. Pocos a muy pocos constituyentes quemados y muy rara agregación.

E.2. Sedimentos desplazados de dispersión de zonas de combustión. Frecuentes a dominantes constituyentes quemados y agregación rara a ocasional.

E.3. Sedimentos desplazados de combustión. Muy dominantes constituyentes quemados, y agregación muy rara.

5.3. MICROESTRATIGRAFÍA DEL NIVEL J

Introducción

El estudio microestratigráfico pretende integrar los resultados del análisis de las microfacies sedimentarias y antrópicas en el marco multiescalar formado por unidades arqueostratigráficas, trazadas mediante la proyección vertical de los objetos coordinados, y las observaciones de campo. Las unidades microestratigráficas están formadas por los caracteres litológicos y micromorfológicos establecidos mediante el análisis microscópico de láminas de gran formato. La integración de las unidades microestratigráficas dentro de los límites arqueostratigráficos, articula una aproximación sedimentológica de las unidades arqueostratigráficas del nivel J. Estas unidades microestratigráficas pueden poseer diferentes clases de límites: sedimentológicos, edáficos y antrópicos (Courty et al. 1989).

La combinación de estos resultados traza una aproximación multiescalar que permite establecer una continuidad entre los muestreos sedimentarios y el volumen de los sedimentos que forman los niveles arqueológicos. La generación de útiles para evitar saltos de escala es necesaria y se apoya mediante un registro, en tres dimensiones, de las muestras sedimentarias para el análisis en lámina delgada. Esta aproximación permite construir un cuadro sedimentario muy preciso del registro arqueológico. Este cuadro arqueosedimentario establece los procesos y mecanismos de sedimentación naturales y antrópicos anteriores, sincrónicos y posteriores a la formación del registro arqueológico.

Materiales y métodos

El muestreo sedimentario horizontal ocupa fundamentalmente la zona central de la superficie excavada, desde las filas M a R y las columnas 46 a 51, y suma aproximadamente unos 25 m². En esta zona se localizan gran parte de las muestras realizadas para la caracterización micromorfológica de IACE, junto a otras muestras sedimentarias, y donde se ubica el transec microestratigráfico, en la línea 49.

Para el estudio arqueosedimentario establecemos la sobreposición, a escala, de los límites arqueostratigráficos y los límites microestratigráficos, que contienen las láminas delgadas. Este estudio se centra en 4 perfiles, 3 longitudinales en las columnas 49, 50 y 51, y 1 transversal, en la línea N, donde es posible realizar esta sobreposición con abundantes muestras. Sería posible trazar otros perfiles con la sobreposición de los límites arqueostratigráficos y las muestras sedimentarias, pero

responderían sólo a la ilustración metodológica de esta aproximación, y con menos información, ya que hay menos muestras. Los límites microestratigráficos los rellenamos con la información de las microfacies sedimentarias y antrópicas presentadas en la clasificación de facies. Esta sobreposición de los resultados arqueostratigráficos y microestratigráficos nos ha permitido establecer hipótesis de correlación entre unidades microestratigráficas. En este sentido, la construcción de hipótesis de correlación microestratigráfica permite generar un cuadro interpretativo que denominamos arqueosedimentología del nivel J de l'Abri Romaní.

Este procedimiento ha sido puesto a punto para:

1. Discutir las relaciones de diacronía y sincronía en las unidades arqueostratigráficas y microestratigráficas.
2. Caracterizar unidades arqueostratigráficas con una delimitación mala, regular y buena entre Ja y Jb mediante los procesos naturales y culturales de formación del registro sedimentario del nivel J para la interpretación espacial de las zonas muestreadas.

Arqueosedimentología

La sobreposición a escala de los límites arqueostratigráficos y los límites microestratigráficos, permite trazar un cuadro sedimentológico para la interpretación de los procesos culturales y naturales que intervienen en la formación del registro sedimentario. La sobreposición de límites arqueostratigráficos y de límites microestratigráficos, con la ayuda del registro tridimensional de las muestras, no siempre coincide exactamente. De esta manera, los límites de las unidades microestratigráficas, especialmente unidades sin microfacies antrópicas, se han ajustado a los límites arqueostratigráficos. También, hemos utilizado alguna muestra sedimentaria, especialmente del nivel Jb en la línea 50 de los cuadros M y N, que no poseen un registro tridimensional. Su inclusión ha sido posible ya que contienen unidades microestratigráficas sin registro antrópico y que se relaciona perfectamente a un cambio litológico en las microfacies sedimentarias y la base de la unidad arqueostratigráfica. Así, estos perfiles arqueosedimentarios explican el contenido sedimentario, mediante las microfacies sedimentarias y antrópicas, de buena parte de las unidades arqueostratigráficas y los tramos estériles que separan Ja, Jb y Jsup. De hecho, este procedimiento indica una fuerte coherencia entre antropización y litología de las microfacies sedimentarias. La asociación microfacies antrópicas y microfacies sedimentarias está ya reflejada en las observaciones de campo presentadas para el nivel J anteriormente y en el estudio de las láminas delgadas.

En la estratigrafía de campo, los niveles Ja y Jb están incluidos durante la sedimentación de gravas y arena-limo. Los tramos sedimentarios sin antropización están caracterizados por arenas con limos y bloques. Paralelamente, durante la observación microscópica de las láminas delgadas existe una generalizada asociación entre la antropización y litología. Sin embargo, mediante la observación microscópica, unas pocas unidades microestratigráficas de arena-limos con bloques gris marrón indican antropización, (base del nivel Ja). Esta asociación general entre

litología de las microfacies sedimentarias y antropización, basada en el campo y en el análisis, indica la amplitud espacial de los procesos sedimentarios en los rellenos de pie de cornisa del Abric Romaní y también la alta resolución del registro sedimentario.

La información que proviene del análisis arqueostratigráfico y de la observación micromorfológica tiene una escala centimétrica. Ésta detalla la naturaleza de los límites arqueostratigráficos y su contenido sedimentario, ya sea formado por procesos culturales o naturales. De esta forma en los 4 gráficos detallamos (figuras 5.3.1, 5.3.2, 5.3.3, 5.3.4):

1. Proyección de material coordinado, en una banda de 30 cm ($x=0-30$), y formalización de límites arqueostratigráficos. Emplazamiento de las láminas delgadas y hipótesis de las correlaciones microestratigráficas.
2. Hipótesis de correlaciones entre límites de unidades microestratigráficas y límites arqueostratigráficos.
3. microfacies sedimentarias de las unidades microestratigráficas y hipótesis de su variación lateral.
4. microfacies antrópicas de las unidades microestratigráficas y hipótesis de su variación lateral

Estos cuatro perfiles arqueosedimentarios son presentados para caracterizar, mediante el análisis microscópico de láminas delgadas, la delimitación y el contenido sedimentario formado por procesos culturales y naturales del nivel J.

Arqueosedimentología de unidades arqueostratigráficas con delimitación regular

Las muestras sedimentarias de estas zonas con mala delimitación están localizadas en las columnas P-S/49-51. Una de las problemáticas establecidas durante los trabajos de campo, y que motivaron el muestreo sedimentario, fue la presencia de IACE, a partir de la letra P, asignadas durante los trabajos de campo al nivel Ja, y eventualmente al nivel Ja-b. Así discutiremos las muestra pertenecientes a IACE de R49, P49-50, P50 y Q50 de los perfiles longitudinales 49 y 50. Su asignación microestratigráfica al nivel Ja o Jb es clave ya que su contexto es indicativo para el análisis espacial de estas estructuras evidentes. Esta problemática microestratigráfica es un ejemplo de contextos arqueológicos de palimpsesto.

Esta caracterización permite emplazar las IACE en su contexto de formación mediante la identificación de sus microfacies sedimentarias. Junto con la ayuda de la localización tridimensional de las muestras, podemos observar en las secciones presentadas, que todas las IACE registradas en esta zona pertenecen al contexto sedimentario del nivel Jb, ya que están compuestas de gravas y arena-limo gris-marrón. De esta forma, en estas zonas en las que la arqueostratigrafía indica la pérdida del tramo estéril que separa Ja y Jb, evidenciamos la existencia de registro sedimentario perteneciente a Jb. Es de esperar que este registro sedimentario no sea tan dilatado, y también más antropizado, como en las zonas en las que se ha registrado una buena delimitación Ja - Jb.

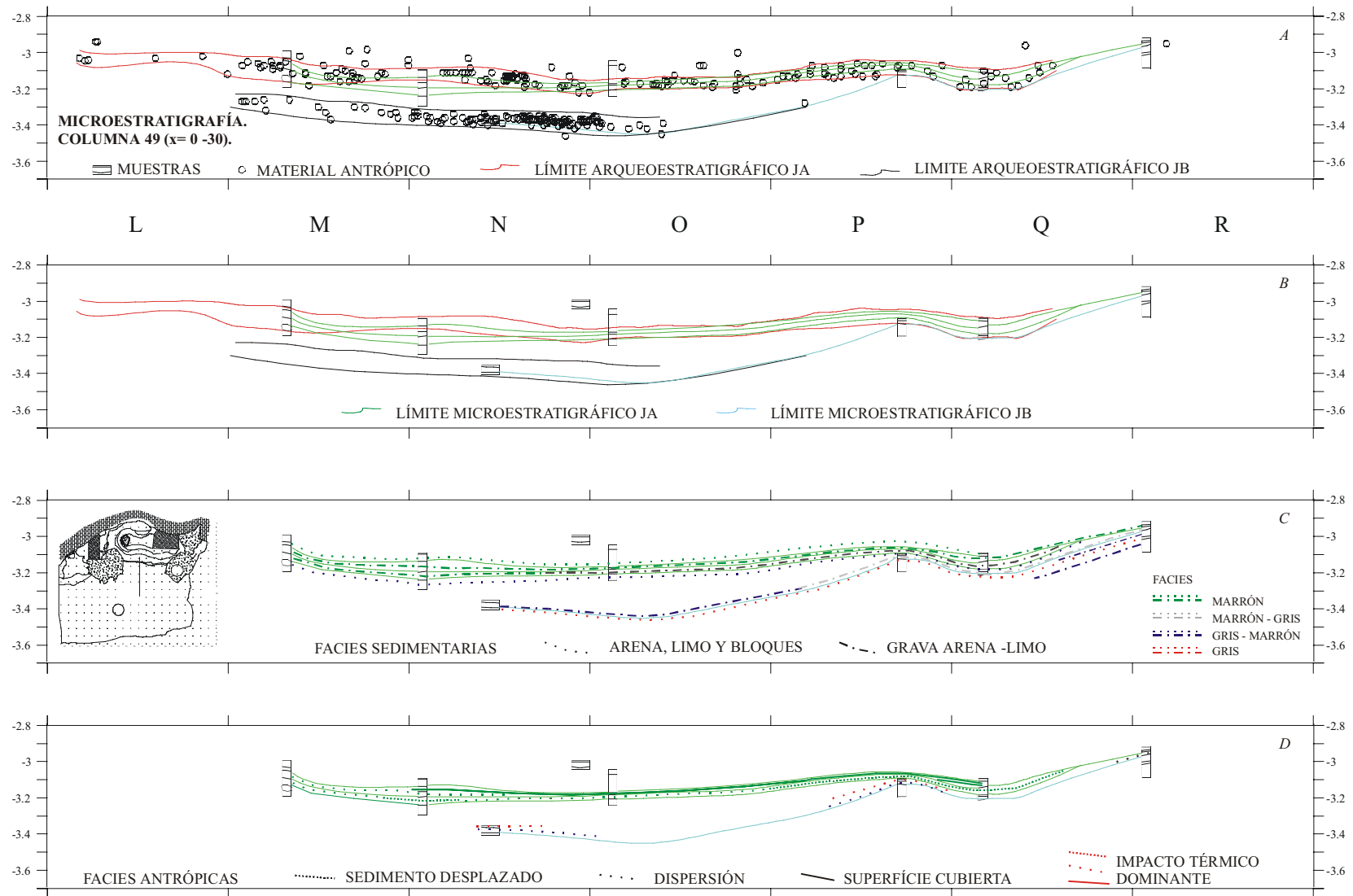


Figura 5.3.1. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la columna 49.

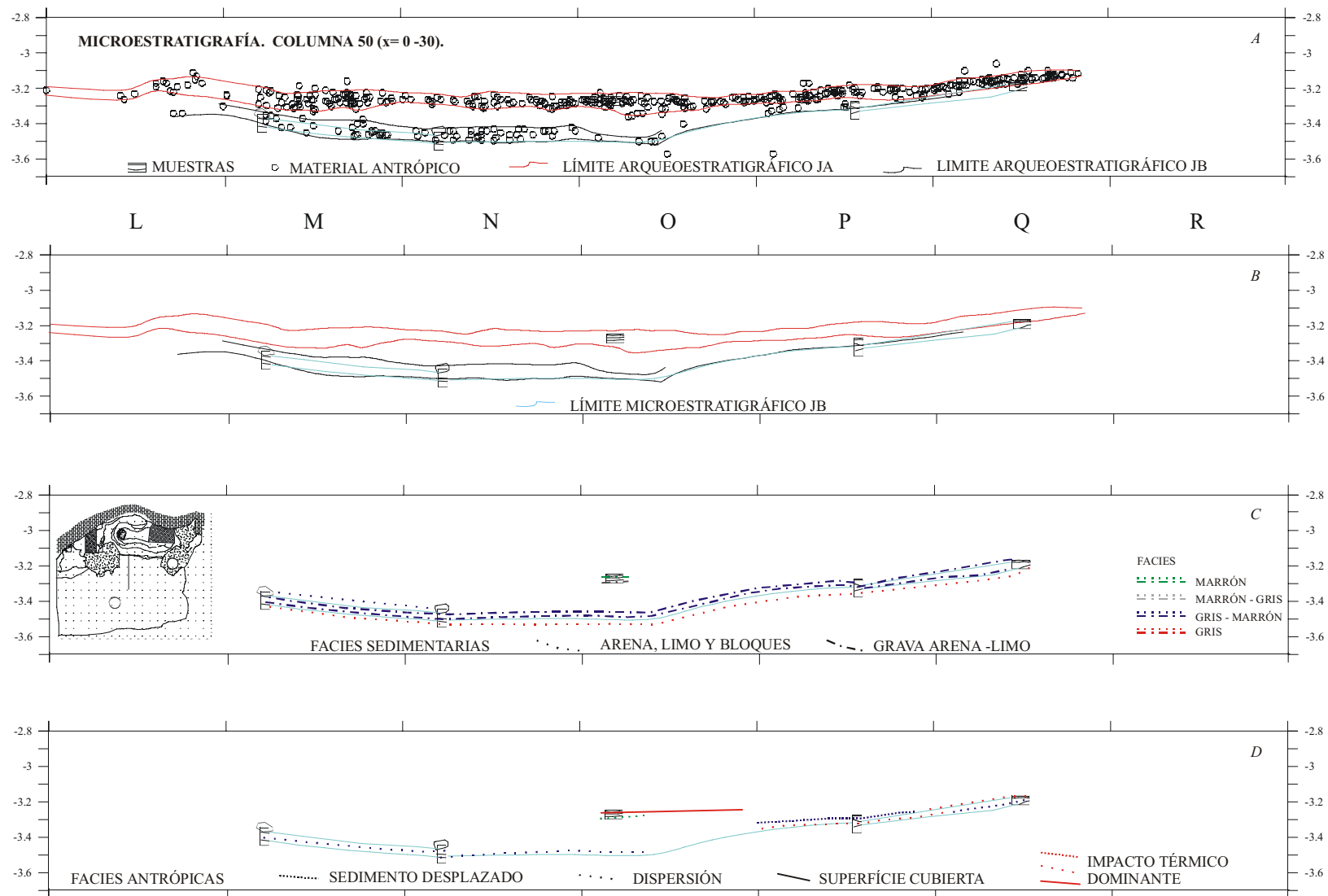


Figura 5.3.2. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la columna 50.

De esta manera, estas IACE que durante los trabajos de intervención arqueológica fue problemática su asignación estratigráfica a Ja y Jb, concluimos que pertenecen Jb. Así, una implicación sobre el registro espacial de las IACE generado durante los trabajos de campo del nivel Ja es su cambio de asignación de nivel arqueológico.

Otra problemática, ésta generada durante la observación de los perfiles arqueostratigráficos de estas zonas con una mala delimitación Ja-Jb, ha sido la caracterización de estas unidades arqueostratigráficas mediante la presencia de una continuidad o discontinuidad lateral en la densidad de materiales antrópicos coordenados.

Continuidad lateral en la densidad de materiales antrópicos coordenados

Estas acumulaciones se localizan en columna 50 y 51 (figuras 5.3.2 y 5.3.3), y enlazan con acumulaciones muy densas y morfología lenticular, especialmente en el cuadro P, asignadas en el campo al nivel Ja. La identificación mediante la información de las microfases antrópicas de estas acumulaciones son un dato significativo para establecer la interpretación espacial de estas acumulaciones con alta densidad de materiales antrópicos coordenados.

Las microfases antrópicas identificadas en P51 se corresponden con la sobreposición de unidades microestratigráficas compuestas de sedimentos desplazados (ver columna 51, figura 5.3.3). Es de destacar que en esta muestra, compuesta de varias láminas delgadas que cubren todo el Ja y Jb, existe una separación sedimentaria clara entre Ja y Jb.

Sin embargo, también hemos registrado microfases antrópicas con mecanismos de formación propios de sedimentos desplazados en unidades arqueostratigráficas que no muestran los caracteres de mala delimitación arqueostratigráfica, morfología lenticular y alta densidad. Estos están localizados en la línea N del nivel Jb, en el cuadro 45. Estas microfases se corresponden a sedimentos con impacto térmico dominante, y pueden interpretarse como resultado de actividades de mantenimiento de las zonas de combustión. De esta forma podemos evidenciar que la mala delimitación arqueostratigráfica, la morfología lenticular, el grosor, y la alta densidad en objetos coordenados de las unidades arqueostratigráficas pueden ser indicativos para la identificación de sedimentos desplazados, pero existen otros contextos arqueostratigráficos, sin estas características, donde hemos identificado el registro sedimentario que implica el desplazamiento de sedimentos y materiales antrópicos.

Discontinuidad lateral en la densidad de materiales antrópicos coordenados

Esta discontinuidad observada entre las columnas 46 a 49, en el perfil arqueosedimentario de la columna 49 (figura 5.3.1) puede observarse en la muestra de Q49 microfases de superficies cubiertas en la zona con menos densidad de materiales antrópicos encima de microfases de sedimentos desplazados. Las microfases sedimentarias de esta muestra pertenecen al nivel Ja.

Esta discontinuidad en la densidad del material desde la columna 46 a 49 tiene fuertes semejanzas con el citado efecto pared detallado en la presentación de los datos

planigráficos y arqueostratigráficos (Leroi-Gourhan 1976). La muestra Q49, situada en la zona con densidad baja, es muy significativa ya que registra la presencia de microfacies de superficies cubiertas. Esto permite establecer una hipótesis inicial de la existencia de un ámbito, con pocos restos coordinados y con coberturas en el suelo ocupado.

Arqueosedimentología de unidades arqueostratigráficas con delimitación regular

En N51 del nivel Ja, con una muestra sensiblemente alejada de la localización donde existe una acumulación lenticular densa, más pequeña que en P, también hemos detectado sedimentos desplazados en lámina delgada. (ver figura 5.3.3).

Otros muestreos que coinciden con unidades arqueostratigráficas con más de 10 cm de grosor, con una morfología menos lenticular y, significativamente, con menos densidad de materiales antrópicos, como es el caso de O en la columna 51 del nivel Jb o M en la columna 49. Los mecanismos antrópicos identificados en las láminas delgadas se corresponden con la dispersión. En estas muestras sedimentarias es de destacar también la importancia de las modificaciones postdeposicionales registradas por la actividad biológica y la criogénia para el nivel Ja y Jb respectivamente. De esta manera, los caracteres de estas unidades arqueostratigráficas con más de 10 cm de grosor y densidad baja pueden ser el resultado de la concatenación de modificaciones antrópicas como la dispersión en microfacies con una alta penetrabilidad litológica (trampling) (Schiffer 1987) y modificaciones postdeposicionales.

Aqueosedimentología de las unidades arqueostratigráficas con delimitación buena, delgadas y gruesas

El registro sedimentario de las unidades arqueostratigráficas delgadas muestra una correspondencia con la presencia de superficies cubiertas. Esta correspondencia puede observarse en la línea N, en el cuadro 46 (figura 5.3.4). Sin embargo, son más comunes microfacies antrópicas de superficies cubiertas en unidades arqueostratigráficas más gruesas, donde se registra la sobreposición de microfacies de superficies cubiertas y la dispersión. Estas unidades más gruesas están documentadas en el nivel Ja, en los cuadros 48 y 49 de la línea N, en la muestra del cuadro O en la columna 49; también en el nivel Jb, en los cuadros 44 y 45. Finalmente, en la columna 49, en la muestra del cuadro N, existe una unidad arqueostratigráfica delgada, con registro sedimentario antrópico de superficie cubierta, encima de unidades microestratigráficas de dispersión y sedimentos desplazados. En este caso el análisis microestratigráfico permite plantear la existencia de registro antrópico, fuera del contexto arqueostratigráfico, muy orientativo para la localización y la interpretación de acumulaciones de pequeños vestigios no coordinados que puede completar una aproximación microarqueológica en esta zona (Rosen 1993).

Discusión

La arqueosedimentología, desde una perspectiva geoarqueológica, la hemos puesto a

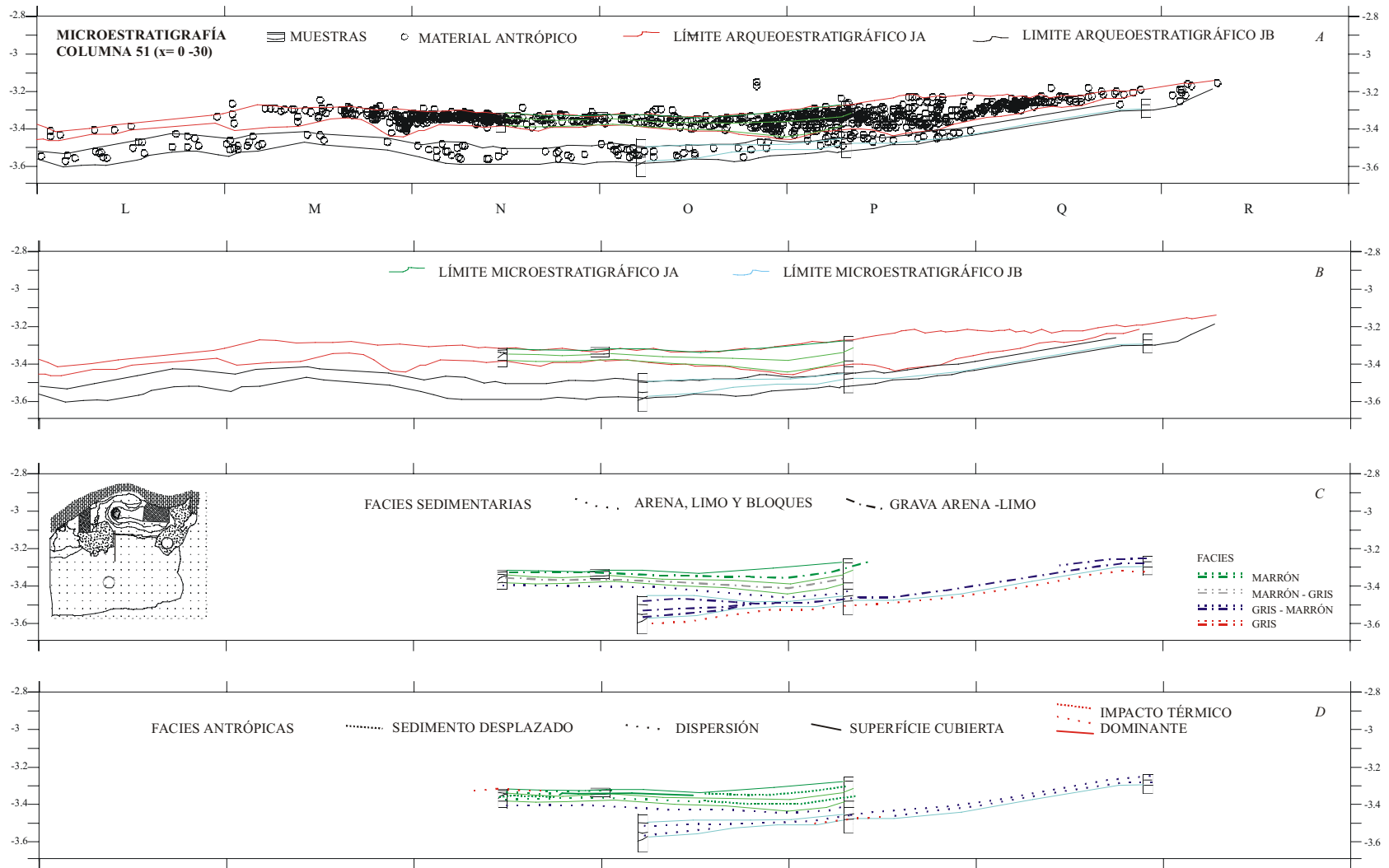


Figura 5.3.3. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la columna 51.

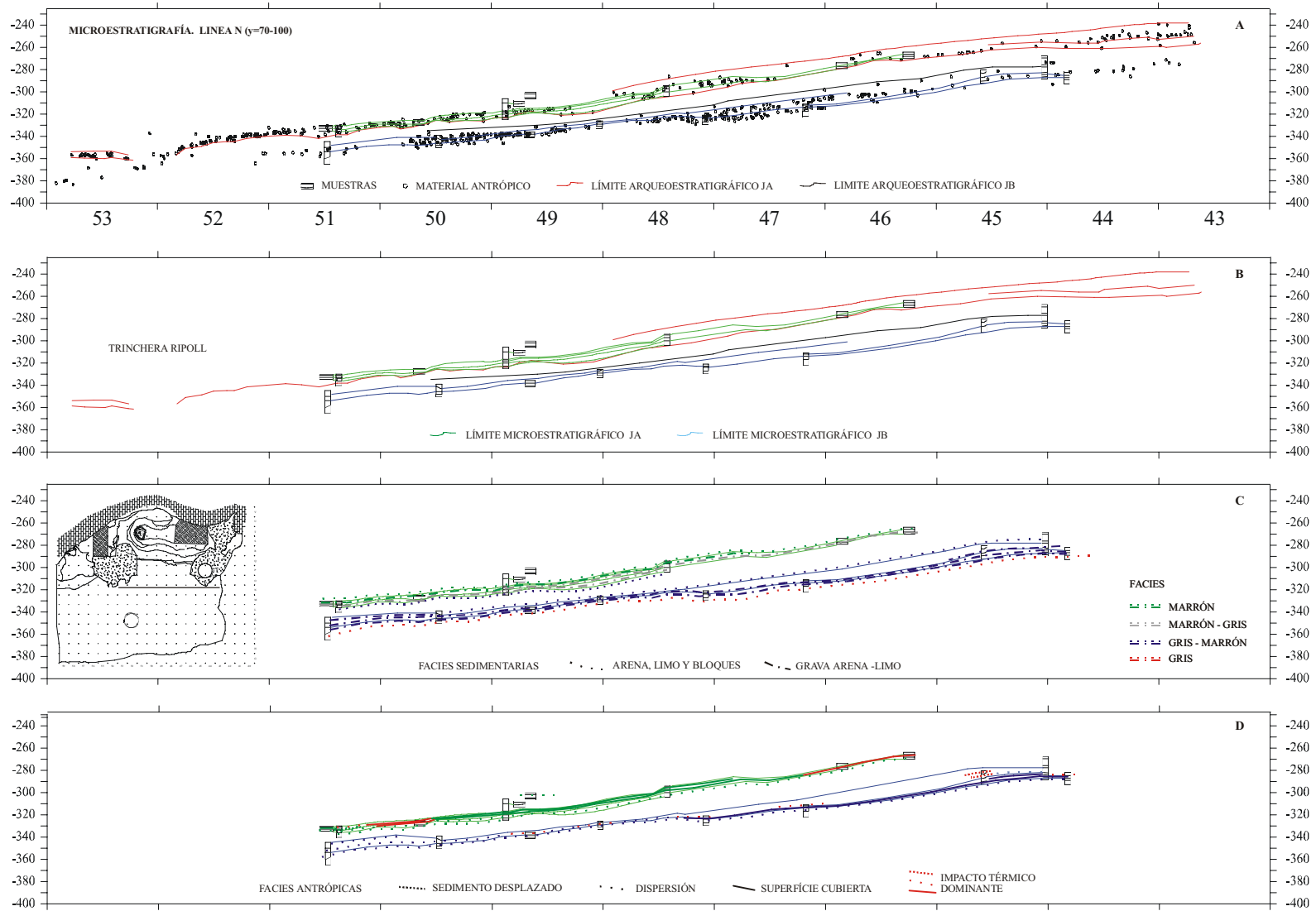


Figura 5.3.4. Síntesis de los resultados de caracterización microestratigráfica del transec de la línea N.

punto para valorar la evidencia de diferentes impactos antrópicos microestratigráficos en los niveles arqueológicos Ja y Jb. Con esta aproximación intentamos promover una metodología geoarqueológica para el análisis de palimpsestos. En este sentido, hemos concebido la arqueosedimentología como un útil para evidenciar la existencia de palimpsestos y proponer una aproximación analítica para su estudio.

Los impactos antrópicos identificados mediante la asociación entre antropización y litología de las microfacies sedimentarias, se pueden distinguir ya desde la observación de campo. Esta evidencia es notable en la formación del nivel Jsup y también en el interior del nivel Jb donde se detectó diacronía mediante tramos estériles especialmente cerca de la pared.

Pero los elementos para la discusión de la diacronía en el interior de los niveles arqueológicos Ja y Jb existen en diferentes muestras - láminas delgadas y sus unidades microestratigráficas. La aproximación microestratigráfica, siguiendo la asociación entre la litología de las unidades microestratigráficas y antropización, indica que existen muestras en las que hay un registro diacrónico de la antropización. En el nivel Ja esta diacronía está documentada en las columnas 49 a 51

En la muestra N51 contiene una importante secuencia de microfacies antrópicas. Esta muestra es un de las pocas donde existe evidencias de un cambio en la litología de las microfacies antrópicas en el nivel Ja. La dispersión está registrada en las arenas y limo con bloques gris marrón. Mientras en las microfacies sedimentarias de gravas y arena-limo marrón gris y marrón, las microfacies antrópicas, de base a techo, indican: dispersión, sedimentos desplazados, dispersión y finalmente la dispersión poco desarrollada de componentes sedimentarios con impacto térmico dominante. En el nivel Jb, en el cuadro O de la columna 51, existe una importante acreción sedimentaria con antropización diacrónica que registra la sobreposición de la dispersión modificada por criogenia, sin límites antrópicos. En la columna 44 y 45, también en el nivel Jb, existe diacronía en la antropización, aunque esta sobreposición de los impactos antrópicos en el sedimento merece una interpretación delicada ya que los mecanismos de sedimentación son antrópicos: sedimentos desplazados cubren sedimentos dispersados, de manera que la formación de un límite antrópico no evidencia una diacronía sedimentaria, pero sí de una diacronía en el cambio de uso del espacio ocupado. En este mismo sentido, la presencia de microfacies antrópicas de superficie cubierta sobrepuestas, en el nivel Ja como en el Jb (ver figura 5.3.4), el límite antrópico limita la interpretación diacrónica de estas unidades microestratigráficas microlaminares. Esta sobreposición de unidades microestratigráficas de sedimentos de superficie cubierta, permite interpretar más bien la presencia de la repetición, en el mismo espacio, de los mismos mecanismos antrópicos en la formación del registro sedimentario.

Partiendo de una valoración global sobre el registro diacrónico de la antropización en el nivel J, destacamos que en los niveles Ja y Jb existe una diacronía arqueostratigráfica y microestratigráfica. La evidencia arqueostratigráfica se relaciona bien con los trabajos de campo, ya que se detectó, por ejemplo, el nivel Jsup. A nivel microestratigráfico la diacronía la evidenciamos con los cambios

litológicos de las microfacies antrópicas. Esta antropización registrada en el sedimento se puede caracterizar por el grado de modificación del contexto sedimentario. Este grado de modificación está en relación con la organización sedimentaria resultante de la estructuración de las actividades en el espacio ocupado. Así, aparecen unidades microestratigráficas con microfacies de dispersión, que indican una baja modificación del sedimento por procesos culturales, y sedimentos desplazados o sedimentos de superficies cubiertas, que permiten interpretar una elevada transformación antrópica del registro sedimentario pero también una diacronía en el uso del espacio. Podemos caracterizar los niveles Ja y Jb por poseer un grado elevado de impacto antrópico en el registro sedimentario, pero en el que también existen modificaciones antrópicas y paleobiológicas (carnívoros) registradas mediante mecanismos de dispersión. Este elevado impacto antrópico en el registro sedimentario dificulta el reconocimiento del registro de los procesos naturales necesarios para fundamentar una diacronía microestratigráfica mediante límites formados por procesos naturales. Esta interferencia antrópica en los procesos naturales se manifiesta, por ejemplo, en la distinción entre microfacies marrón gris y marrón en el nivel Ja. La distinción entre estas microfacies sedimentarias, con un límite formado por procesos naturales edáficos, permite interpretar que las modificaciones antrópicas pueden estar en el origen o interferir en la formación de este límite edáfico. Así, los mecanismos antrópicos de formación de registro sedimentario han de considerarse para la interpretación de la formación de las microfacies sedimentarias. El enterramiento rápido que se deduce de las microfacies marrón - gris puede interpretarse como el resultado de la interferencia antrópica cuando tenemos evidencia, por ejemplo de la existencia de mecanismos culturales como el desplazamiento de sedimentos o la misma dispersión. En el caso del nivel Jb, los procesos de interferencia antrópica en la formación de las microfacies sedimentarias son más difíciles de evidenciar ya que los procesos postdeposicionales criogénicos han afectado el registro de los mecanismos antrópicos. Podemos considerar que los procesos de formación naturales han modificado el registro sedimentario de los procesos culturales.

En conclusión, la evidencia de diacronía microestratigráfica existe. Esta se basa ya sea mediante la construcción de perfiles arqueostratigráficos o la evidencia arqueosedimentología. La aproximación mediante la arqueostratigrafía permite individualizar unidades con un poder de separación aproximado de unos 10 cm. Es probable que la discusión interdisciplinar y contextual ayude a la separación de los impactos antrópicos del nivel J, en próximos trabajos arqueostratigráficos más exhaustivos. La arqueosedimentología tiene una resolución centimétrica, y indica que las características de la sedimentación del nivel J, ya sea por procesos naturales y antrópicos, permiten el registro diacrónico. Este registro diacrónico arqueosedimentario puede interpretarse mediante el registro de:

- procesos naturales de formación de microfacies sedimentarias,
- procesos culturales de modificación del registro sedimentario, y por lo tanto de cambios en el uso del espacio ocupado.
- procesos de interferencia entre mecanismos naturales y culturales interrelacionados

La aproximación arqueosedimentaria contiene fuertes limitaciones ya que las evidencias presentadas tienen una escala centimétrica, y la superficie ocupada y sus acumulaciones antrópicas tienen una escala métrica. Es necesario impulsar la identificación interdisciplinar de las acumulaciones antrópicas para contrastar la extensión en planta de las microfacies antrópicas y su correspondencia con la composición en restos antrópicos de estas acumulaciones. Esta contrastación entre identificación y caracterización de acumulaciones de restos antrópicos coordinados en la escala métrica y la naturaleza de las microfacies antrópicas evidenciadas permitirá profundizar las relaciones diacrónicas del registro sedimentario.

En el nivel Ja, la antropización está contenida raramente en unidades microestratigráficas con arena-limo con bloques gris marrón mientras que es dominante en las unidades microestratigráficas de microfacies sedimentarias de gravas con arena-limo marrón gris y marrón. En las microfacies de arena-limo con bloques gris marrón, la antropización muestra una baja modificación del registro sedimentario expresada por la dispersión transformada por criogenia. Las microfacies de gravas y arena-limo marrón gris y marrón, aunque exista una distinción en la intensidad de alteración, la presencia de mecanismos antrópicos en el registro sedimentario, introduce cierta incertidumbre en la evidencia de la diacronía ya que sus límites son antrópicos. En estas microfacies marrón gris y marrón, el grado de modificación del registro sedimentario por procesos culturales es elevado, y se manifiesta mediante mecanismos sedimentarios culturales como el desplazamiento o la cobertura de sedimentos junto con la dispersión.

5.4. PLANIGRAFÍA DEL NIVEL J Y JA

La planimetría del nivel Ja desarrollada es una representación del registro antrópico de las ocupaciones musterienses del Abric Romaní entorno los 50.000 años antes del presente. La aproximación mediante la integración de las observaciones de campo y el registro arqueológico ha generado dos direcciones de resultados principales : la caracterización y modificación antrópica del paleorrelieve; y la contrastación entre la interpretación de los procesos culturales de formación de las acumulaciones de objetos coordinados y las microfacies antrópicas identificadas en los muestreos sedimentarios. Hemos formalizado una metodología geoarqueológica para establecer los límites de las acumulaciones antrópicas (Kroll, 1997) y activar su interpretación.

Las implicaciones de interrelacionar las microfacies sedimentarias antrópicas y la interpretación de las acumulaciones antrópicas de materiales exógenos ha sido presentada parcialmente en la arqueosedimentología. En ella se observaba una fuerte estructuración lateral de las microfacies antrópicas que permitían una caracterización hipotética de la extensión de las microfacies antrópicas.

La caracterización del paleorrelieve

Hemos intentado demostrar la existencia de la modificación antrópica del emplazamiento de bloques evidenciando la localización de bloques formados por procesos naturales. Esto nos ha permitido presentar tres clases de Organizaciones Internas de Travertino en el espacio segregado por la zona de la pared y la zona de relleno limpiada; y la zona de relleno externa:

En las zonas de relleno y zona de la pared.

1. Bloques pequeños quemados entorno IACE.
2. Bloques medianos formando líneas poco desarrolladas

En la zona de relleno externo (ZRE).

1. Bloques pequeños acumulados en la zona de relleno externa (ZRE) tras plantear la hipótesis de la limpieza localizada en la zona de relleno (ZR).

Las actividades de modificación de estos elementos sedimentarios del paleorrelieve nos conduce a considerar la existencia de un espacio transformado por la limpieza de bloques y otras superficies del paleorrelieve (zona de la pared, zona de relleno) definidas por bloques. Esta transformación indica una adecuación del espacio por actividades antrópicas.

Las ocupaciones de corta duración excavadas en otros niveles del Abric Romani generalmente han sido interpretadas por su interrelación con IACE (Carbonell et al. 1996a), mientras que las acumulaciones del nivel Ja pueden interpretarse también mediante su segregación dentro este espacio configurado por OIT y la topografía del paleorrelieve que permiten delimitar un espacio construido.

Un modelo de ocupación de larga duración del paleolítico medio.

Actividades de limpieza, hogares externos y superficies vacías en el nivel J.

Las actividades antrópicas del nivel J y Ja indican una interrelación dinámica entre la configuración del espacio y las acumulaciones de materiales antrópicos evidenciada por una selección por tamaño de los restos antrópicos en el espacio. Esta ordenación del espacio plantea la existencia de actividades repetidas que afectan a la caracterización de superficies de actividad. Para esta caracterización, el análisis micromorfológico señala la identificación de tres mecanismos de formación cultural de sedimentos: la dispersión por circulación, el desplazamiento - desecho y la cobertura de superficies.

La discusión de las actividades de limpieza en el nivel Ja se ha articulado mediante la evidencia de una limpieza regular de restos pequeños y medianos y una limpieza de grandes restos faunísticos que forman un área *toss*. La limpieza regular ha sido una contrastada por complementariedad entre la localización y las unidades microestratigráficas antrópicas con procesos de formación de microfacies desplazadas y de superficie cubiertas. En el análisis espacial y arqueosedimentario inicial hemos evidenciado un posible efecto pared, vecina a la superficie de desechos secundarios de P51, caracterizada por la ausencia de registro coordinado y microfacies antrópicas de superficies cubiertas.

De esta manera, hemos establecido una suma de observaciones e interpretaciones que permiten establecer un modelo de superficie ocupada para el nivel Ja que presentamos en la figura 5.4.1. Este modelo se basa fundamentalmente en la integración de los resultados de la planimetría y las microfacies antrópicas del sector central:

Zona de relleno externa -eje de las IACE

Área de restos lanzados formada por la acumulación de restos faunísticos de tamaño grande y, en menor medida medianos, producto de actividades de limpieza (*toss*) asociadas a actividades entorno IACE externas. Las microfacies antrópicas en esta zona pertenecen a microfacies de desplazamiento y microfacies de dispersión.

Zona de relleno

2.1. Área de restos limpiados. Está formada por concentraciones yuxtapuestas con una densidad media a baja entorno IACE externas. En estas IACE las acumulaciones de materiales antrópicos están compuestas de restos pequeños, y en menor medida, de tamaños medianos que pueden caracterizar una zona *drop* (Bindford 1988) en la que hemos planteado la hipótesis de una limpieza regular. Las microfacies antrópicas de

AREAS INTERPRETADAS



ZONA DROP



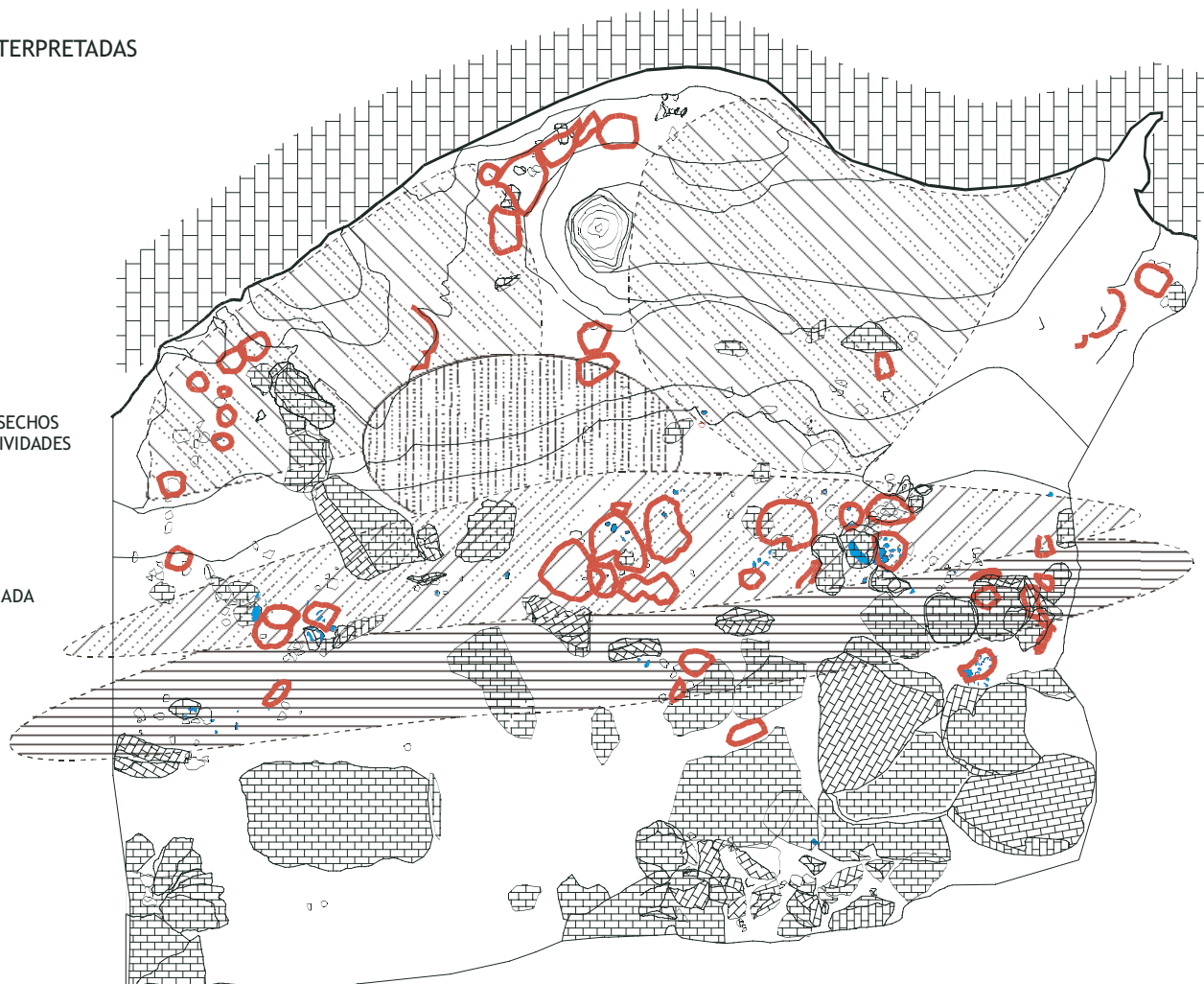
ZONA TOSS



AREA DE DESECHOS
Y MULTIACTIVIDADES



AREA
VACÍA/LIMPIADA



PARED DEL
ABRIC ROMANÍ



PRINCIPALES
DISCONTINUIDADES
TOPOGRÁFICAS



BLOQUES



IACE



BLOQUES
QUEMADOS

Discusión: planigrafía y microfacies antrópicas

Figura 5.4.1. Hipótesis de interpretación de las acumulaciones evidenciadas con el paleorrelieve restituído del nivel J y Ja, las IACE y las OIT superpuestas.

esta zona de relleno, en el entorno de IACE, son de microfacies cubiertas que alternan en vertical o varían lateralmente con las de dispersión.

2.2. Área de desechos. Acumulación densa y aislada entorno a los cuadros de P51 en la que hemos formalizado la presencia de actividades de formación de desechos secundarios. Los restos más representados son los faunísticos de tamaño medio (2 a 5 cm.) y pequeños restos líticos acumulados con muy alta densidad. Las microfacies antrópicas han sido interpretadas por indicar varias fases de desplazamiento y dispersión de sedimentos con vestigios antrópicos. No existe asociación con IACE ni OIT sino es en términos de procesos secundarios de formación de IACE (vidanges).

La contrastación con los resultados del análisis de las microfacies antrópicas supone una ayuda para la interpretación de estas acumulaciones desde la perspectiva analítica y contextual. Estos datos contextuales aportados del análisis de las microfacies antrópicas muestran la existencia de microfacies desplazadas en P51. Mientras que entorno las IACE, las microfacies antrópicas identificadas pertenecen a superficies cubiertas. De esta identificación podemos inferir que las actividades de limpieza regular de superficies cubiertas pueden originar desechos secundarios desplazados con restos antrópicos de tamaño mediano y pequeño. Esta explicación es rival o complementaria a la interpretación de la presencia de la gran cantidad de materiales antrópicos de pequeño tamaño en P51, indicativas de zonas de actividad de desecho primario, según el principio de McKellar. Así es posible considerar que el mantenimiento por actividades de limpieza regular de superficies cubiertas quede reflejado, como hipótesis de trabajo, en la formación de acumulaciones densas y aisladas de más RF (restos faunísticos) medianos que pequeños formados por sedimentos desplazados. Esta hipótesis puede ser una explicación rival o complementaria para la interpretación de desechos primarios de pequeño y mediano tamaño muy densos formados durante ocupaciones antrópicas de larga duración.

Zona cercana de la pared

Área limpiada. En la zona central ha sido caracterizada una superficie vacía limitada al sur por un hipotético efecto pared, coincidente con una OIT en línea. Una zona parecida, y con abundantes IACE, es la zona de los cuadros P a S 57-59, con una muy baja densidad de restos coordinados. Estas IACE de la zona de la pared presentan una densidad muy baja de materiales antrópicos coordinados. Esta zona de la pared presenta así superficies vacías con IACE y OIT, pero existe el registro de acumulaciones densas de material antrópico coordinado, especialmente en la coveta Ripoll.

La superficie vacía de la superficie central, que se extiende entre la zona de la pared y parte de la zona de relleno (figura 5.4.2), está limitada por:

- la superficie de acumulación de sedimentos desplazados de P51, al este.
- la zona con microfacies de superficies cubiertas, el área de restos limpiados de la zona de relleno, limitadas por el hipotético efecto pared, coincidente con la OIT en línea al pie del escalón que limita la zona cercana a la pared.

Con la evidencia de microfacies de superficies cubiertas en esta zona vacía,

planteamos la hipótesis de la presencia de una habitación. La acumulación secundaria de la zona de relleno entorno a los cuadros de P51 y su yuxtaposición espacial entre la zona vacía de la pared presenta una fuerte analogía con los desechos de puerta evidenciados por Leroi-Gourham (Leroi-Gourhan 1976). Este esquema de yuxtaposición espacial también puede aplicarse a la acumulación en el interior de la coveta Ripoll. Es una acumulación densa y aislada de materiales antrópicos con una muestra micromorfológica en una zona periférica, en U53. Esta muestra un poco alejada del centro de la acumulación, en V50, muestra el registro sedimentario de una combustión dispersada enterrada por una unidad microestratigráfica antrópica de microfacies desplazadas. Estos sedimentos desplazados de la coveta Ripoll podrían indicar otro desecho secundario de puerta de habitación. Sin embargo, las perturbaciones de la cala Ripoll, y la presencia del testimonio limitan la interpretación de esta zona.

Conclusión parcial

Estas zonas establecidas mediante superficies de actividad contrastadas por el análisis micromorfológico y planimétrico nos remite al debate muy bipolarizado de los procesos de formación culturales del paleolítico medio (Pettit 1997). Esperamos que estos resultados sean una contribución a la evidencia de la complejidad del registro y de las actividades en las ocupaciones del paleolítico medio. La interpretación establecida en este trabajo traza las relaciones entre estructuras arqueológicas que configuran superficies de actividad de larga y corta duración. Estas relaciones entre estructuras se han establecido mediante una aproximación contextual, sobre los procesos de formación, para integrar estructuras evidentes y latentes del nivel Ja y J. Esto ha permitido caracterizar las muestras sedimentarias de IACE, de depósitos organominerales y muestras sedimentarias del transec stratigráfico en el continuo del espacio modificado y construido. El Abric Romaní con sus características deposicionales próximas, y probablemente mejores, que los yacimientos al aire libre, ofrece un registro excepcional de ocupaciones neandertales en el Sur de Europa.

CONCLUSIONES I

6.1. REGISTRO SEDIMENTARIO Y AMBIENTAL EN EL NIVEL J DEL ABRIC ROMANÍ

Las microfacies sedimentarias del nivel J (figura 6.1.1), establecidas mediante el estudio de la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados y su asociación con la fracción fina, permiten caracterizar la litoestratigrafía del registro sedimentario del nivel J (figura 6.1.2). Estos resultados indican:

1.- El origen de los sedimentos es la cornisa del travertino. Existen componentes siliciclásticos, angulares de tamaño limo grueso a fino, raros en las microfacies con bloques y ocasionales en las microfacies con gravas que pueden indicar el registro de componentes eólicos.

2.- El transporte es el gravitacional. En algunas microfacies grises y gris marrón con componentes oncolíticos, registran transporte hídrico, pero este lo consideramos sindeposicional.

3.- Las transformaciones postdeposicionales varían horizontalmente según factores estacionales, y verticalmente evolucionan con mucha rapidez o resolución. El conocimiento de estas variaciones verticales y horizontales nos ha permitido resaltar los descriptores más significativos de la interpretación ambiental.

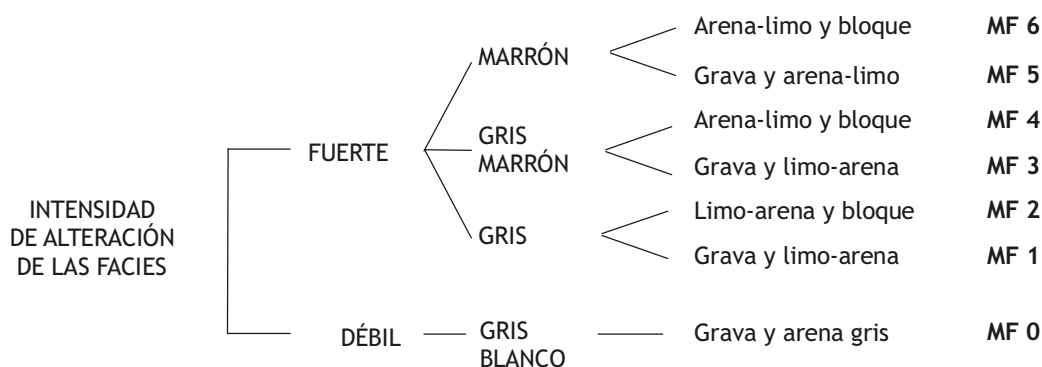


Figura 6.1.1. Caracteres litológicos de las facies sedimentarias y su relación con la intensidad de alteración definida en la escala microscópica.

Sin embargo, es necesario precisar la caracterización de las microfacies y su variabilidad espacial y contextualizar el registro sedimentario muestreado en el marco de investigación cronoestratigráfico y bioestratigráfico muy desarrollado del Abric Romani.

Variabilidad espacial y modo de registro ambiental de las microfacies sedimentarias del nivel J

Hemos apuntado en la discusión de las intensidades de alteración su localización en los rellenos de pie de cornisa del Abric. Hemos utilizado las zonas descritas en la caracterización, mediante la documentación de campo planigráfica, de las paleosuperficies del nivel J: zona cercana de la pared o zona de pared (ZP); en la superficie central, bajo la visera de la cornisa, la zona de relleno (ZR); y la zona de relleno externa (ZRE), paralela a la pared travertínica y no protegida por la visera de la cornisa.

La topología de las intensidades de alteración en estas tres zonas permite trazar la evolución lateral de la microfacies sedimentarias según su intensidad de alteración (figura 6.1.2):

1. En la zona de la pared, las microfacies sedimentarias indican una alternancia en la intensidad de alteración débil y fuerte. En esta zona sólo se registra la formación de microfacies con gravas.
2. En la zona de relleno, las microfacies sedimentarias muestran un ciclo litológico en la que existe la alternancia entre arena-limo con bloques y arena-limo con gravas con intensidad de alteración fuerte.
3. En la zona de relleno externa, fuera de la cornisa, la intensidad de alteración es también la fuerte. Las condiciones de enterramiento son lentas y reduce el registro litológico de los fenómenos sedimentarios muestreados a las microfacies con arena-limo con bloques.

Este esquema topológico de la variación lateral de las microfacies establece que el registro sedimentario más dilatado se localiza en la zona de relleno, debajo de la cornisa. Aquí, es de suponer que el registro de las condiciones ambientales ofrece una resolución más importante dada la reactividad a la producción clástica de sedimentos de la visera de la cornisa.

Una síntesis litoestratigráfica de esta secuencia sedimentaria está representada en la figura 6.1.2. Esta se caracteriza por indicar el desarrollo de la intensidad de alteración endolítica hacia techo. En la figura 6.1.3 presentamos un modelo para la interpretación de los procesos de formación de microfacies sedimentarias, basada en el registro de la humedad en la cornisa y la humedad en el relleno de pie de cornisa. Este modelo no presenta una cuantificación en el eje de las abcisas y de las ordenadas, correspondiente al de la humedad del subsistema suelo y al del subsistema pared. Situamos el dato experimental de -3°C , en el eje de las temperaturas de la figura 6.1.3, para indicar los procesos de formación crioclásticos más desarrollado de todas las facies registradas (Le Ber 1986). Indicamos que el crioclastismo máximo lo

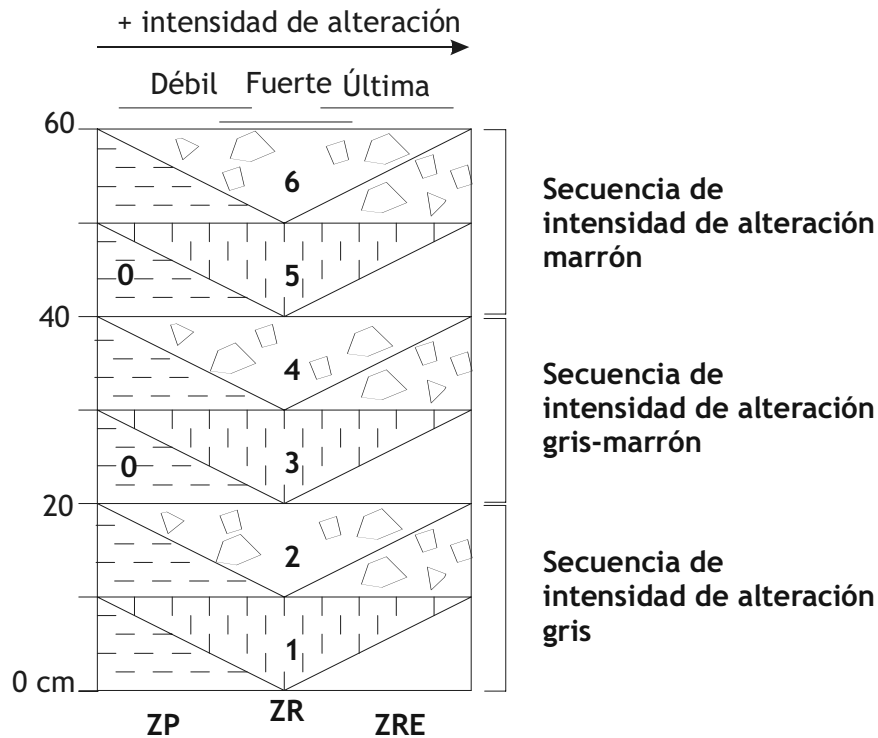


Figura 6.1.2. Síntesis de las variaciones laterales, verticales y caracterización de las microfacies sedimentarias del nivel J.

Leyenda:

Perfil litoestratigráfico sintético del nivel J y sus variaciones laterales según los medios sedimentarios evidenciados: ZP, zona de pared; ZR, zona de relleno ZRE, zona de relleno externo.

Las facies, en número, son: 0, gravas y arena gris. 1, gravas y limo gris. 2, limo y bloques gris. 3, gravas y arena-limo gris-marrón (Jb). 4, arena-limo y bloques gris-marrón. 5, gravas y arena-limo marrón (Ja). 6, arena-limo y bloques marrón.

intepretamos como el registro de unas condiciones ambientales con un mayor número de ciclos de humectación y desecación de la roca (Le Ber 1986).

Reconstrucciones paleoclimáticas cuantitativas del último período glaciario en el sur de Europa (Allen et al. 1999), muestran que la humedad registrada durante los períodos de estepa fría y cálida es mucho más reducida que en períodos de bosque, con períodos intermedios de estepa con bosque. También las temperaturas del mes más frío durante los períodos de estepa son más marcadas que en la actualidad, con valores superiores a los 20 °C de diferencia, que corresponderían aproximadamente a los períodos del último glaciario con bosques.

La secuencia de microfacies del nivel J en la zona de relleno caracteriza una tasa de sedimentación alternante. La resolución temporal de este ciclo alternante de la tasa de sedimentación es desconocida. Una aproximación ha sido establecida entorno los

60 cm kyr⁻¹ por Bischoff (1989) a partir de la investigación geocronológica en U/Th para toda la secuencia del Abric. La aproximación que hemos desarrollado en la que se enfatiza la jerarquización del registro de procesos biológicos que intervienen en la caracterización de la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados, permite establecer un marco interpretativo para precisar la resolución del modo de registro sedimentario del nivel Ja.

Una aproximación al cambio del registro paleobiológico registrado en la secuencia del Abric Romaní es el registro polínico (Burjachs y Julià 1994). El registro polínico nos puede indicar la duración de los cambios biológicos registrados en la sedimentación:

1, el contexto cronoestratigráfico indica 1000 años de duración para la formación del nivel J. La secuencia de microfacies con la intensidad de alteración evidenciada permite aproximar en unos 300 años cada secuencia de intensidad de alteración. Esta secuencia de la intensidad de alteración, formado por dos estratos-unidades microestratigráficas, con tasas de sedimentación distintas, caracterizan la variación vertical en el registro de la humedad (figura 6.1.2 A).

2, el incremento hacia techo de la intensidad de alteración endolítica está relacionado con el incremento del registro de la actividad biológica. Esto es coherente con la evolución del registro polínico en la que existe un leve incremento de los taxones arbóreos durante el último pico de la zona polínica 3. El registro de la intensidad de alteración desde las microfacies sedimentarias grises a marrones valida la duración de 1000 años propuesta para caracterizar las expansiones repentinas de los taxones arbóreos señaladas por el registro polínico.

3, la conexión entre el registro sedimentario, cronoestratigráfico y polínico manifiesta la alta resolución de la sedimentación del nivel J evidenciada mediante la intensidad de alteración de las microfacies sedimentarias caracterizada por mecanismos biológicos. Esta caracterización señala a los cambios rápidos en la reconstrucción de los cambios climáticos registrados en la sedimentación del nivel J, rasgo que coincide con las fluctuaciones ambientales muy rápidas y amplias del estadio isotópico 3 (Allen et al. 1999; Handel y Tzedakis 1996).

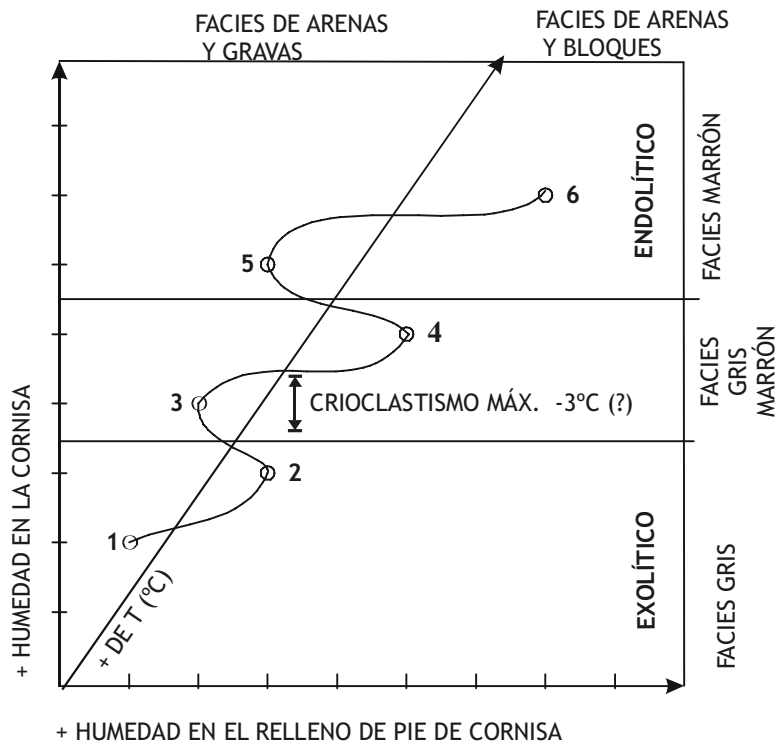


Figura 6.1.3. Modelo para la interpretación de las facies sedimentarias 1 a 6 del nivel J mediante la intensidad de alteración de los fragmentos de roca carbonatados y la observación actual de la humedad en paredes de cuevas y abrigos (Courty 1986).

Leyenda.

Las facies, en número, son: 0, gravas y arena gris. 1, gravas y limo gris. 2, limo y bloques gris. 3, gravas y arena-limo gris-marrón (Jb). 4, arena-limo y bloques gris-marrón. 5, gravas y arena-limo marrón (Ja). 6, arena-limo y bloques marrón.

6.2. ANTROPIZACIÓN EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL NIVEL J DEL ABRIC ROMANÍ

Los mecanismos de formación de microfacies antrópicas se han establecido fundamentalmente mediante el estudio de las transformaciones estructurales causadas por el impacto térmico y la compactación-fragmentación por el pisoteo. Pero antes de su identificación hemos analizado los procesos naturales de formación de estas facies. Las transformaciones del registro sedimentario por las actividades humanas y su interacción con los procesos de transformación postdeposicional ha permitido establecer 3 actividades formadoras de microfacies antrópicas: la dispersión, la cobertura y el desplazamiento de sedimentos antrópicos. La identificación de estos mecanismos de formación de microfacies antrópicas permite establecer un registro indicativo de actividades en el sedimento. Estas actividades-mecanismos ilustran el potencial de la micromorfología de suelos y sedimentos antrópicos para abordar el estudio de los niveles arqueológicos y los suelos de ocupación.

La alta resolución centenaria del nivel J, con un ciclo aproximado de 300 años, señala contextos microestratigráficos en el que se registran las ocupaciones antrópicas. Esta alta resolución es paralela a una alta variabilidad de los procesos formación y transformación postdeposicional interpretados en términos ambientales con las fluctuaciones de alta frecuencia observadas en el estadio isotópico 3 y en el registro polínico (Handel y Tzedakis 1996; Burjachs y Julià 1994; Dansgaard et al. 1993). Estos procesos de formación, caracterizados mediante la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados, ha permitido destacar una estrecha correlación entre microfacies sedimentarias y antropización. El registro de los procesos de alteración fundamentados en la observación actual de cornisas y abrigos, por mecanismos edafosedimentarios y especialmente biológicos, expresa la proximidad de escalas entre los fenómenos biológicos del registro sedimentario y los procesos de antropización (Holliday et al. 1993).

Proponemos caracterizar los suelos de ocupación una vez bien establecidos los procesos de formación sedimentarios: los suelos/superficies de ocupación son sedimentos con registro de actividades antrópicas. La reflexión de la "arqueología como sedimentología" (Schiffer 1995b) durante la elaboración de estas evidencias ha intentado integrar y razonar con su aplicación empírica y sistemática al análisis de los procesos naturales y culturales de los sedimentos del nivel J. La identificación de los procesos de formación, antes de formalizar las inferencias que conducen a las

interpretaciones ambientales y culturales de los depósitos arqueológicos, nos ha permitido extraer evidencias y promover el establecimiento de hechos que tendrán que sujetarse a la discusión transdisciplinar. Estos hechos y evidencias conducen a una aproximación más multiescalar, y suponen una retroalimentación de los hechos y las evidencias fundamentadas en el campo. Esto conduce a una fundamentar una consideración crítica a la interpretación de estructuras evidentes, como los hogares, durante los trabajos de campo y retoma el problema de la caracterización del hábitat prehistórico y las actividades formadoras dentro de una realidad espacial mayor.

El estudio microestratigráfico de las muestras tomadas para el análisis de las IACE del nivel J del Abric Romaní, valida el concepto de IACE como contenedor de información de actividades entorno al impacto térmico. Así por ejemplo hemos podido interpretar la dispersión y la cobertura de los sedimentos total o parcialmente quemados. Esta crítica a las estructuras evidentes de campo en arqueología supone cierta ruptura con el esquema de la intervención arqueológica de "estructuras", para trasladarnos hacia el lado "latente" del esquema de Leroi-Gourham, el de las evidencias fundamentadas en los análisis de laboratorio (Leroi-Gourhan 1976). De todas formas, el esquema nominalista de estructura, y fundamentalmente su propiedad de ente espacial, con límites, es válido y el verdadero problema es la activación analítica de la interpretación de las estructuras arqueológicas.

La identificación de estos mecanismos de formación de microfacies antrópicas y naturales tiene un importante interés para guiar el diseño de la experimentación aplicada a los suelos de ocupación. Nuestra propuesta de caracterización del nivel J es momentánea, ya que tiene que sujetarse a una discusión transdisciplinar que, sin duda, mejorará la percepción de la complejidad del comportamiento humano en el espacio.

6.3. LAS OCUPACIONES DEL NIVEL J

La microestratigrafía del nivel J nos ha permitido establecer y profundizar las relaciones entre la antropización registrada en el sedimento y su contexto arqueostratigráfico. Debemos destacar que el cuadro arqueostratigráfico del nivel J es aún provisional ya que queda un importante trabajo de análisis para la obtención de unidades arqueostratigráficas estables. Esta primera aproximación a la arqueostratigrafía se ha centrado fundamentalmente en el registro sedimentario. Así, esperamos enriquecer el conocimiento contextual de los procesos culturales y naturales que hemos registrado en estas unidades arqueostratigráficas mediante la aproximación arqueosedimentológica.

La presencia de zonas con unidades arqueostratigráficas con delimitación regular y mala de Jsup, Ja y Jb limita seriamente una aproximación espacial, en planta, para la reconstrucción paleoetnográfica de las ocupaciones humanas. Es necesario impulsar un análisis contextual y crítico a los datos espaciales de los restos coordinados. Sin embargo, la representación en planta del nivel Ja mediante los restos antrópicos coordinados, a excepción de estas zonas localizadas que merecen un análisis arqueostratigráfico más profundo, es relativamente correcta, y posiblemente, sobrerrepresentado. Esta sobrerrepresentación es debida a la asignación estratigráfica generalizada al nivel Ja de los materiales antrópicos localizados en las zonas con una mala delimitación. Así, el nivel Jb en estas zonas con una mala delimitación tiene un escaso registro coordinado. También el nivel Jsup está mal delimitado, a partir de las evidencias presentadas, ya que existen remontajes entre Ja y Jsup (Vaquero, com. pers.), y en las proyecciones se pueden observar también que materiales antrópicos coordinados como Ja pertenecen a Jsup.

Aunque exista una sobrerrepresentación de objetos coordinados, el nivel Ja ofrece más garantías para establecer una restitución paleoetnográfica a falta de un análisis arqueostratigráfico detallado. Esta garantía se ha establecido mediante la caracterización arqueostratigráfica, que ha permitido evidenciar estas zonas con delimitación mala Ja y Jb, mediante su localización en el espacio ocupado, fundamentalmente en la zona P-S/46-51. Pero a sido la activación de la aproximación arqueosedimentaria la que ha permitido generar un estudio contextual geoarqueológico que tiene como resultados más significativos:

- el cambio de la posición microestratigráfica de IACE que durante los trabajos de campo fueron asignadas a Ja, y establecer su pertenencia a Jb.

- la evidencia de la existencia de un posible efecto pared, mediante la discontinuidad en la densidad de la variación lateral de la distribución de los objetos coordinados, y caracterizar la zona menos densa, casi vacía y complementaria al efecto pared, mediante la existencia de microfacies de superficie cubierta.
- indicar la existencia de sedimentos trasladados en algunas de las acumulaciones densas y continuas, donde la arqueostratigrafía indica una delimitación mala entre Ja y Jb, y que pertenecen a Ja.
- discutir la diacronía en las unidades arqueostratigráficas y establecer la existencia de modificaciones que indican un cambio en el uso del espacio. Esta abundancia de sedimentos antropogénicos ha dificultado la interpretación diacrónica de los impactos antrópicos registrados en el sedimento. De todas formas hemos evidenciado la existencia de diacronía en el interior de unidades arqueostratigráficas mediante la presencia en las microfacies antrópicas de cambios litológicos. Esta diacronía posibilita extraer un escenario en el que existe unas microfacies sedimentarias asociadas con un impacto antrópico elevado, junto a otras microfacies sedimentarias con un bajo impacto antrópico registrado. Esto nos permite un esbozo para caracterizar las ocupaciones humanas del nivel J: ocupaciones con actividades que generan una baja transformación del registro sedimentario y otras que generan una importante cantidad de sedimentos antropogénicos.
- la contrastación entre las microfacies antrópicas identificadas en los muestreos sedimentarios del nivel Ja y el estudio planimétrico del paleorrelieve y las acumulaciones del nivel Ja puede ser una aproximación complementaria y contextual para caracterizar la diacronía en el nivel Ja.

La elevada ordenación espacial de los restos coordinados por tamaño ayuda a considerar el nivel Ja como un palimpsesto poco desarrollado. Sin embargo, ya hemos dedicado en esta discusión de los resultados sobre la microestratigrafía las evidencias de la existencia de diacronía. Esta diacronía muestra la importante variabilidad de las estrategias de explotación del territorio, la función del yacimiento, también explicitada en las interpretaciones de los impactos antrópicos de la secuencia del Abric (Carbonell et al. 1996b). De esta manera planteamos la existencia de impactos antrópicos de larga duración y de corta duración durante el intervalo temporal estimado de formación del nivel Ja. Este intervalo temporal, estimado en 300 años, cubre la formación del substrato y la formación del sedimento que entierra el nivel Ja. Esto permite evidenciar la escasez de las ocupaciones humanas en abrigos durante el paleolítico medio, tal como acontece con el hombre anatómicamente moderno (Bindford, 1998). Las ocupaciones humanas del nivel J han modificado de manera más significativa el registro sedimentario durante la formación de microfacies de gravas. Estas microfacies de gravas han sido interpretadas por indicar procesos de formación de microfacies sedimentarias relacionadas con el carácter seco de las condiciones ambientales. Sin embargo, también destaca la variabilidad de situaciones ambientales en las que se registra ocupación humana inferida a partir de los contextos sedimentarios evidenciados para los niveles Ja y Jb. Hay que destacar que la aproximación paleoambiental del nivel J necesita un nuevo impulso analítico ya que la presente investigación ha estado fuertemente mediatizada por el muestreo

horizontal.

Finalmente indicar que la distinción microestratigráfica, a partir del registro sedimentario, de la diacronía de las ocupaciones humanas del nivel Ja y J es una labor con resultados poco prometedores. La naturaleza discontinua de las variaciones laterales de las microfases antrópicas, relacionadas con su carácter de estructura arqueológica, más el salto de escala entre el tiempo ocupacional y el tiempo sedimentario conducen a la insuficiencia de esta aproximación. Esto destaca el peligro de la excesiva separación microestratigráfica (Villa y Courtin 1983) de las excavaciones en sondeo y la necesidad de una documentación planigráfica para resolver los problemas temporales de formación del registro antrópico. Pensamos que el carácter cumúlco de los niveles arqueológicos tienen que ser establecido mediante la discusión interdisciplinar del proyecto de investigación (Bordes 1975; Brochier 1999). Nuestra experiencia en el Abric Romaní, contrastada con el muestreo sedimentario horizontal de la zona central del nivel Ja, nos señala con estos resultados que la metodología de excavación en extensión es la estrategia posible para la impulsar el estudio de la prehistoria y la historia en los yacimientos arqueológicos (Leroi-Gourham 1982). Curiosamente, la resolución de los problemas temporales y estratigráficos de los niveles arqueológicos han de resolverse mediante la documentación fundamentada en la planigrafía y el análisis espacial del registro arqueológico.

Perspectivas. La geoarqueología de niveles arqueológicos

La arqueología como sedimentología (Schiffer 1995b) es una aproximación contextual, interesada en el yacimiento (Butzer 1989), que tiene que valorarse en el marco de intervención inter y transdisciplinar en yacimientos arqueológicos. La aproximación realizada para el nivel J del Abric Romaní, desarrollada por un arqueólogo de formación, reconoce el escenario de fondo de las ciencias de la tierra en la adquisición de resultados. Sin embargo, también hemos empleado nuestros conocimientos arqueológicos de base para establecer una contrastación transdisciplinar a los resultados geoarqueológicos, mediante el estudio espacial y arqueostratigráfico preliminar de los restos coordinados en el nivel arqueológico J y Ja. La refutación positiva y empírica de los resultados trazados en la interpretación geoarqueológica del nivel J y Ja permite recoger el testimonio y señalar a los sedimentos antropogénicos y naturales como un importante contenedor de información (Stein y Rapp 1985). Más que discutir la validez de las técnicas sedimentarias micromorfológicas utilizadas, etc. es necesario explicitar la excepcionalidad del sistema sedimentario del Abric Romaní. Pero también hay que apuntar a las estrategias de excavación y de muestreo, la posibilidad de obtener un registro sedimentario del paleolítico medio tan agradecido como el que hemos tenido oportunidad de analizar mediante láminas delgadas de gran formato.

El avance del conocimiento de la evolución humana precisa de una acumulación de datos procedentes ya sea de la anatomía comparada, como de modelos del comportamiento humano y de la ecología cultural (Isaac 1989) de sociedades humanas del presente y del pasado. Los mecanismos antrópicos de formación de microfases

evidenciados (el desplazamiento, la dispersión y el cubrimiento) se han considerado un útil comparativo. Para configurar este útil geoarqueológico ha sido necesario conocer ampliamente y distinguir los procesos naturales de los culturales, distinción en la que la micromorfología de suelos es técnicamente muy eficaz (Dalrymple 1958). Esta contribución geoarqueológica supone la utilización de resultados de contextos experimentales y históricos para sostener una interpretación arqueológica de las ocupaciones del paleolítico medio del nivel J del Abric Romani.

El procedimiento aplicado al nivel J también ha supuesto un análisis de estructuras evidentes como las IACE. Además de su reubicación microestratigráfica y verificar la diacronía en zonas de la superficie con mala delimitación arqueostratigráfica (elaboración de un óptimo arqueológico), estas estructuras evidentes contienen más información que la que se deduce de la documentación de campo. Este lado latente de las estructuras evidentes sugiere la necesidad de los análisis para mejorar y potenciar la retroalimentación de las observaciones de campo.

Es necesario concluir que estos resultados generados mediante la explotación del registro sedimentario aún tienen que contrastarse con la discusión interdisciplinar. El complemento con estudios microarqueológicos, análisis espaciales más exhaustivos y análisis sedimentarios de muestras perturbadas (fitólitos, cenizas, etc.) prometen un conocimiento más articulado y riguroso de los distintos puntos de vista de investigación aplicados a los niveles arqueológicos. En el futuro esperamos aumentar y precisar más mecanismos sedimentarios antrópicos con trabajos experimentales, referenciales y análisis de casos arqueológicos concretos para contrastar hechos, no siempre bien conservados, en los sedimentos arqueológicos.

La Sierra de Atapuerca



**MATERIALES II:
LA COLECCIÓN DE REFERENCIA DE LA SIERRA DE ATAPUERCA**

7.1. EL CUADRO NATURAL DE LA SIERRA DE ATAPUERCA

La Sierra de Atapuerca contiene un complejo de yacimientos arqueopaleontológicos. Sus mejores secuencias estratigráficas son los rellenos sedimentarios situados cerca de la entrada de las cavidades. La cronología contrastada por diferentes métodos absolutos y relativos cubre el último millón de años.

La Sierra de Atapuerca está situada en la depresión del río Duero. La depresión del Duero configura gran parte de la Meseta Norte. El río Arlanzón es un afluente del Duero que atraviesa el extremo nororiental de la depresión y junto con el corredor de la Bureba configura uno de los pasos naturales que comunica tres grandes unidades biogeográficas del norte de la Península Ibérica: la meseta, la unidad del Ebro y el de la cornisa cantábrica. Este punto de confluencia y de paso de la biogeografía peninsular forma el contexto sistémico del registro sedimentario y biológico de los rellenos cuaternarios de la Sierra (Carbonell 1998a; Carbonell 1998b; García Antón 1992) (figura 7.1.1)

La Sierra de Atapuerca es una pequeña formación mesozoica que ocupa la parte derecha del río Arlanzón. Estructuralmente pertenece a la cordillera Ibérica. Está formada por un anticlinal tumbado con vergencia NE (Pérez-González et al., 1999). Es un relieve conforme (Mont) de calizas, dolomías y calcarenitas del Cretácico superior. En discordancia angular se desarrollan en los flancos del Anticlinal de la Sierra unos conglomerados calizos y arcillas rojas de la Sierra. (figura 7.1.2)

El terciario de edad miocena se encuentra horizontal o subhorizontal cuando se apoya sobre la Sierra tiene una composición litológica a techo de calizas y margas con grandes nódulos de sílex. Este techo mioceno forma las mesas o páramos adosados a la Sierra.

El techo del relieve de la Sierra tiene una cota entorno a los 1080 metros. Es un relieve emergido diferenciado en la cuenca continental terciaria, realizado por diversos impulsos tectónicos y neotectónicos (Pérez-González et al. 1999).

La formación del karst de la Sierra de Atapuerca tiene un origen freático cuya fase principal de desarrollo coincide con la sedimentación final del mioceno (Zazo et al., 1987). Durante el cuaternario se considera que las cavidades son formas seniles a partir de la terraza de 60 metros (T2) (960 m.). Diferentes fases vadosas y reactivaciones parciales producidas por los cambios climáticos y el descenso del nivel de base del río Arlanzón quedan registradas en los diferentes rellenos de la Sierra

Micromorfología de las facies sedimentarias...

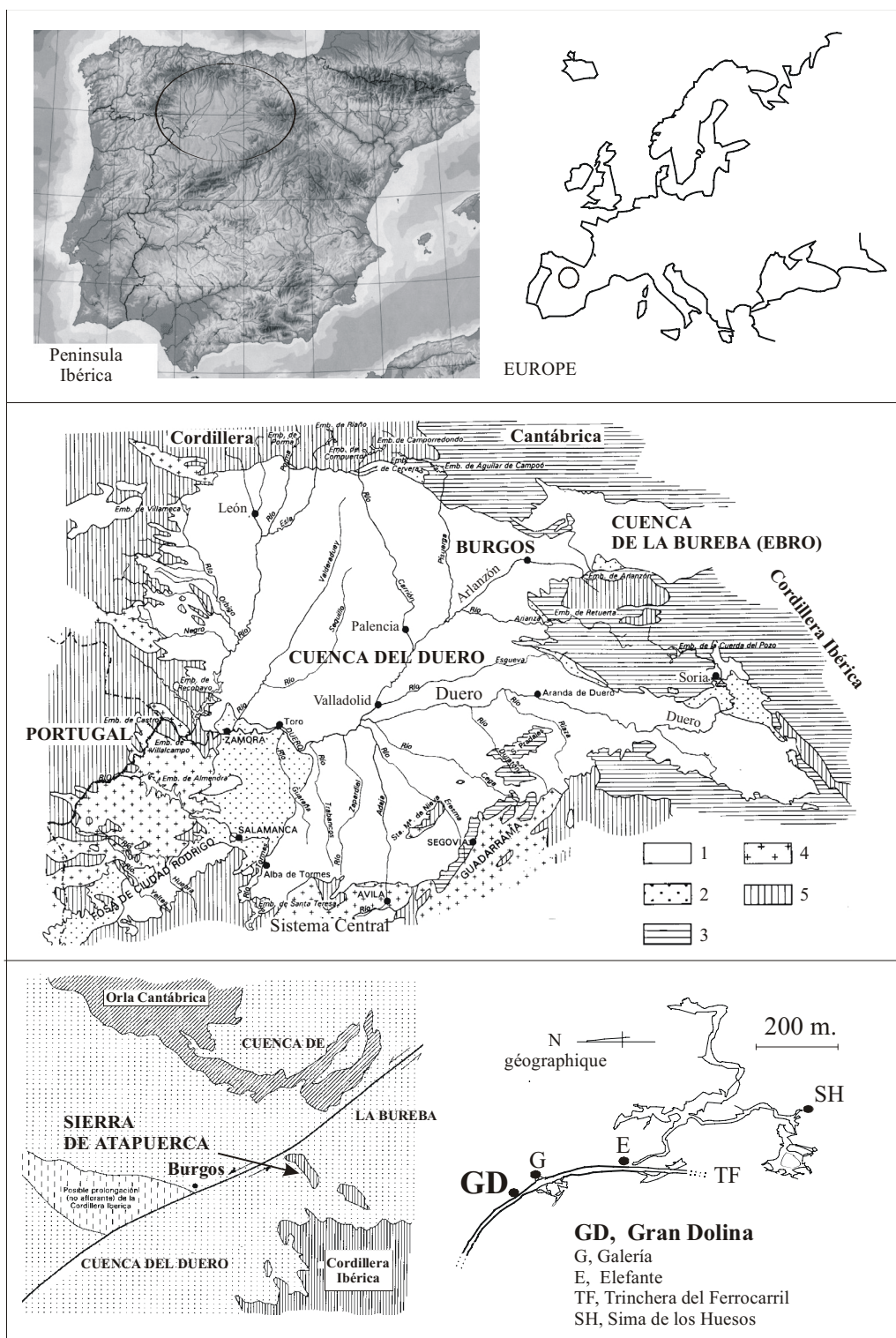


Figura 7.1.1. Diferentes escalas de localización geográfica y geológica de la región de Atapuerca (Pineda, 1997).

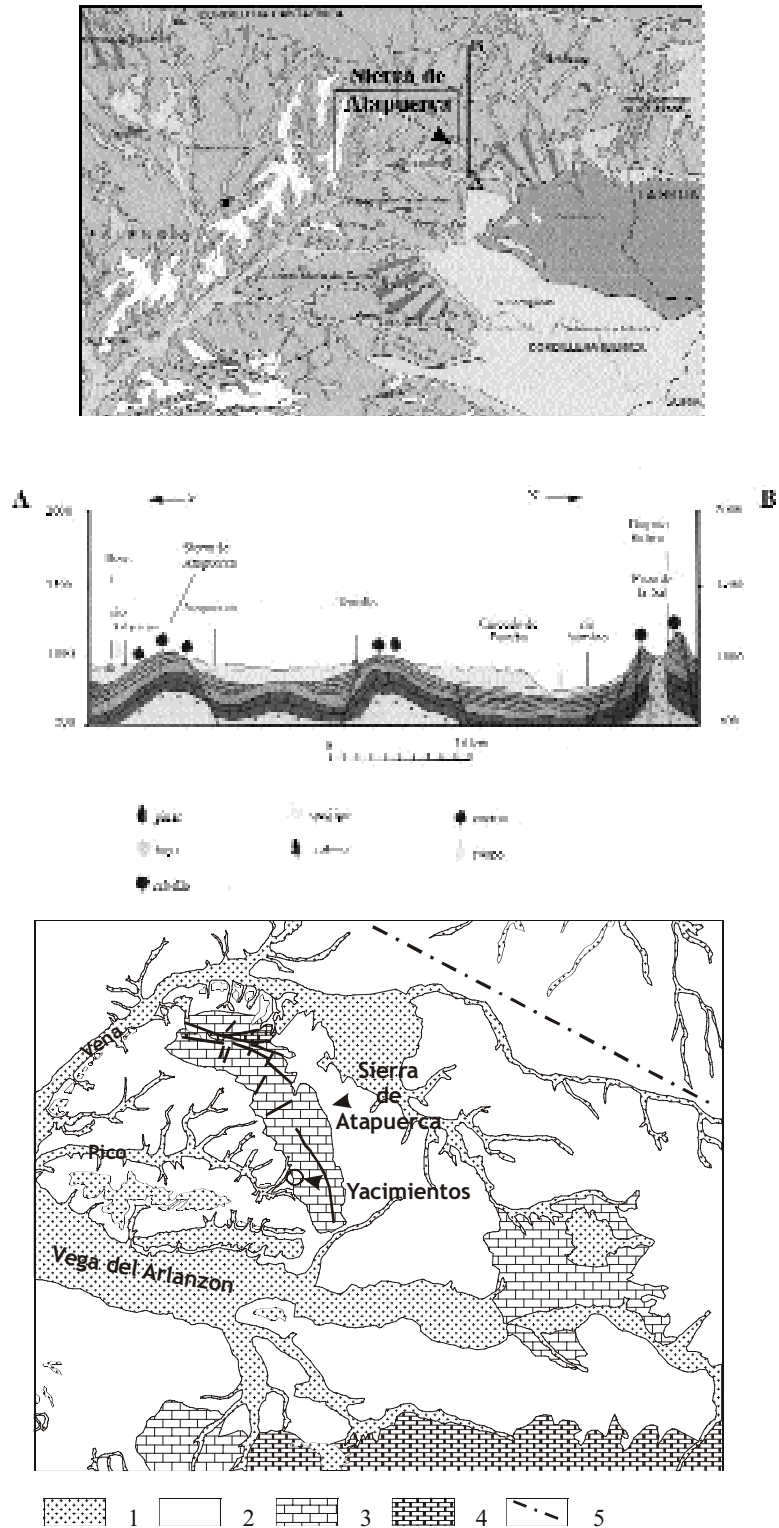


Figura 7.1.2. Estructura geológica de la zona y corte geológico (Ayala et al. 1993). Croquis geológico de la región de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997).

Legenda. 1, Cuaternario. 2, Terciario. 3, Cretácico. 4, Jurásico. 5, divisoria hidrológica Duero-Ebro.

(figura 7.1.3).

La disección fluvial caracteriza al modelado Pleistoceno de la región de la Sierra de Atapuerca. En el perfil transversal en la margen derecha, a la altura de Ibeas de Juarros (915 m.) pasando por Cueva Mayor (1.030 m) hasta el alto de la Caramucha (1082 m.), hay un sistema escalonado de 6 terrazas escalonadas de rebordes suavizados (tabla 7.1.1) (Pérez-González et al. 1999). Los yacimientos de Galería y Gran Dolina están situados entorno los 980 y los 1.000 m.

Los suelos en las terrazas de la actual llanura aluvial son unos entisoles, de horizonte A/C. En las terrazas 6 y 5 los suelos son alfisoles, con unos horizontes A/Bt pardo rojizo (5YR). En las terrazas más antiguas los alfisoles son de tipo Palexeralf, con desarrollo de un perfil A/E/Bt de color 2.5 YR a 10R (Pérez-González et al. 1999).

Las formaciones más viejas de la región son los depósitos de raña y las superficies poligénicas de los Páramos. Ambas formaciones tienen un límite basal Plio-Pleistoceno. Las diferentes superficies de erosión de los Páramos tienen edades diferentes. En estas superficies hay depósitos de suelos rojos y redzinas (Molina y Pérez-González 1989). En la superficie del Páramo inferior y sobre las terrazas del río, las costras calizas están más desarrolladas según su antigüedad. Estas acumulaciones de carbonatos a veces están enterradas por terrazas aluviales con suelos rojos a su techo. Los suelos viejos con terra rossa están siempre presentes en las superficies de caliza dura. Los suelos rojos se encuentran también en casi todas las superficies cuaternarias con excepción de las regiones húmedas del norte. Los suelos rojos aparecen generalmente en las terrazas de 30 o 40 metros en la región.

El clima de la región es una mezcla entre el mediterráneo por la aridez y el continental por las temperaturas que redundan en el carácter limítrofe de la región de la Sierra. La temperatura media es de 10°C en Burgos pero con una oscilación térmica de 21°C. La media de días de heladas son 68, de los cuales 18 son durante el mes de enero, sin que haya heladas ni en junio, julio y agosto.

Las precipitaciones oscilan entre los 400 y los 650 milímetros anuales (figura 7.1.4). Las precipitaciones están concentradas en cortos periodos del año y con la presencia de años de sequía. Los meses de nieve se concentran durante enero y febrero, y más raramente en marzo.

La vegetación es poco condicionada por la sequía pero en altitud es limitada por las bajas temperaturas (Tarazona 1984). En las pendientes de la Sierra la vegetación actual es la garriga de *Quercus rotundifolia* que indica la degradación antrópica, pero también representa al bioclima mediterráneo. Esta vegetación se establece en las vertientes con una orientación Sur, mientras que *Quercus faginea* ocupa las vertientes norte (García-Antón y Sainz 1991). Cerca de la Sierra de Atapuerca, en la Sierra de la Demanda o en las montañas de Oca, el bosque de *Fagus sylvatica* mezclado con el bosque caduco contienen un conjunto florístico de tipo atlántico (figura 7.1.5).

Época	Unidades morfológicas de la zona de Atapuerca. Zazo <i>et al.</i> (1987)				Terrazas de la zona de Atapuerca. Pérez González <i>at al.</i> (1995)	Duero. Yacimienos en Terraza. Molina y Pérez González (1989)	Suelos Molina y Pérez González (1989)
Holoceno	Lechos aluviales Abandonados	Aluvial-Coluvial	Aluvial	Aluvial	T7 (+0.5-1 m) T6 (+3 m)	+ 3-5 m + 8-12 m	Suelos Fersialíticos 5YR
	T14 (+1-3 m) T13 (+3-5 m) T12 (+5-7 m) T11 (+10 m) T10(+15 m)	Cono de deyección Glacis G3	Coluvión C2 Coluvión C3	Arcilla de descalcificación			
Pleistoceno Superior	T9 (+20 m) T8 (+25 m)				T5 (+10 m)	+ 10-12 m Burganes III	
	T7 (+30 m) T8 (+25 m)	Cono aluvial Ca2 Cono aluvial Ca1	Glacis G4				
Pleistoceno Medio	T5 (+38 m)				T4 (+20 m) T3 (+35 m)	+ 16-20 m B.-Olmillos + 24-30 m Castronumo + 70-80 m Monfarracinos	Suelos Fersialíticos 2,5 YR a 10 R
	T4 (+50 m) T3 (+60-65 m)				T2 (+60 m)		
Pleistoceno Inferior	T2 (+70-74 m) T1 (+80-85 m)	Glacis G3 Glacis G2			T1 (+85 m)		
	Superficies de depósito S4 (+1086 m) Superficies de depósito S3 (+1100 m)		Raña (+1060 m)				
Plioceno	Superficies de depósito S2 (+1167- 1157 m)						
	Glacis G1		Superficie estructural sobre <i>Paramo</i>				
Mioceno	Superficies de depósito S1 (+1180- 1192 m)						
Oligoceno	Superficies erosiva So						

Tabla 7.1.1. Correlación entre terrazas y morfologías identificadas entorno de la Sierra de Atapuerca, suelos y yacimientos de la Meseta Norte. Extraído de Zazo *et al.*(1987), Molina & Pérez González (1989),Pérez González *at al.* (1995).

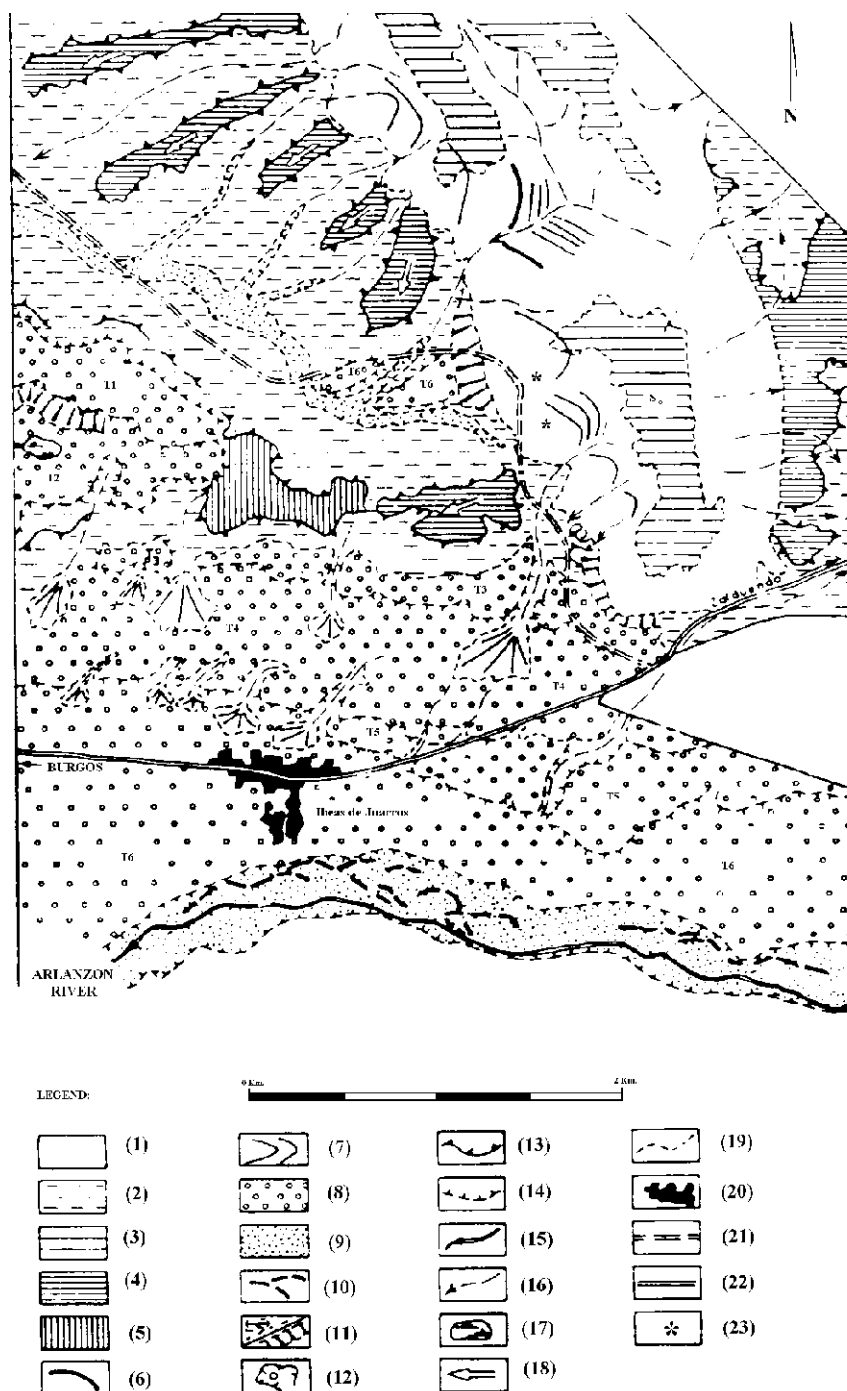


Figura.7.1.3. Esquema geomorfológico del entorno de los yacimientos arqueopaleontológicos de la Sierra de Atapuerca (Pérez-González et al. 1995).

Leyenda. 1, relieve conforme (mont) de la Sierra de Atapuerca. 2, neógeno. 3, superficie de erosión terciaria. 4, superficie estructural de calizas de lago miocenas. 5, rellano estructural de calizas de lago miocenos. 6, resalte de capa inclinada. 7, traza de capa. 8, terrazas (desde T1 a T6). 9, fondos de valle y llanura aluvial del río Arlanzón. 10, cauces abandonados. 11, conos aluviales y coluviones. 12, dolina abierta. 13, escarpe en capas calizas. 14, escarpe en borde de terraza. 15, cauce permanente, río Arlanzón. 16, cauces de funcionamiento estacional o esporádico. 17, laguna temporal. 18, basculamiento. 19, contacto discordante. 20, núcleo urbano. 21, ferrocarril desmantelado. 22, carretera. 23, yacimientos prehistóricos.

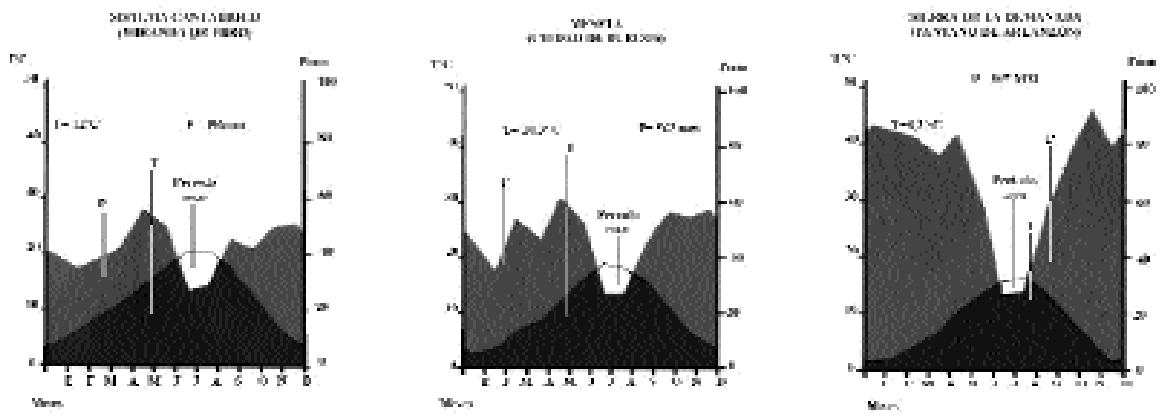


Figura 7.1.4. Diagramas ombrotermicos que caracterizan la liminidad de la Sierra de Atapuerca (Ayala 1993).

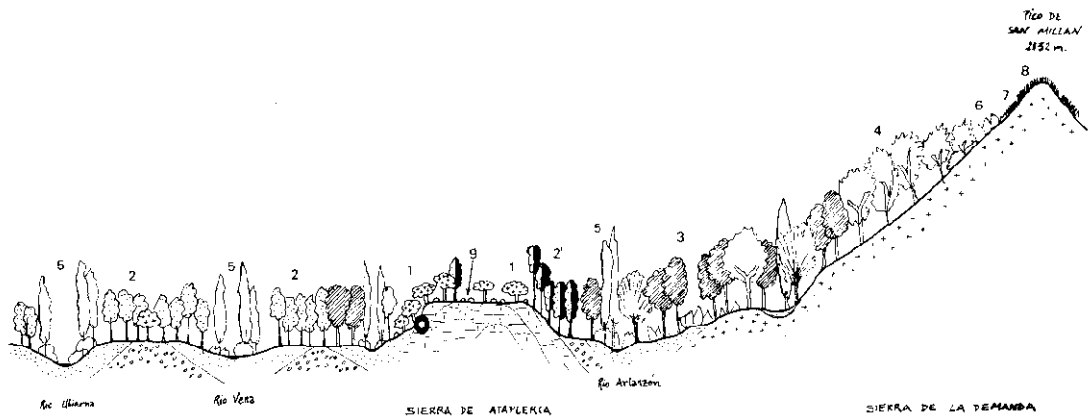


Figura 7.1.5. Esquema de la vegetación natural del entorno de la Sierra de Atapuerca (García Antón 1995).

Leyenda. 1, carrascales subrupícolas. 2, quejigares continentales. 2', quejigares húmedos. 3, melojares. 4, hayedos. 5, formaciones riparias. 6, brezales. 8, pastizales psicroxerófilos. 9, tomillares de paramera.

7.2. GALERÍA

Galería es un yacimiento del Pleistoceno medio y inferior ubicado en la Trinchera del Ferrocarril. Es un sistema cárstico con tres ámbitos bien diferenciados TG, TN y TZ. TG (Trinchera Galería) un relleno de un cavidad horizontal (una sala?) que da nombre al complejo (foto 7.2.1). TN (Trinchera Norte) es el relleno de una sima -un conducto vertical- que inicialmente se conectó con otros 2 conductos verticales que formaban el nombre genérico de Tres Simas (Gil et al. 1987) situados unos metros más al Sur en la Trinchera del Ferrocarril. TZ, Trinchera Zarpazos, es un relleno sedimentarios de un conducto en rampa, posiblemente una galería-colector (Rénault 1986), con una cúpula de disolución que ha caracterizado su denominación de covacha de los Zarpazos.

La investigación de las microfacies de Galería y su contribución a la colección de referencias forma el núcleo principal de datos y resultados de nuestra investigación. El yacimiento de Galería presenta unas condiciones muy óptimas para dinamizar el análisis de microfacies. La posibilidad de disponer de un cuadro interdisciplinar de resultados, reflejados en la memoria científica recientemente publicada (Carbonell et al. 1999), facilita los trabajos de análisis ya que encuadra y calibra procedimientos, objetivos y resultados.

Una síntesis de los resultados ambientales, cronológicos y paleoecológicos de la Galería existe (Rosas et al. 1999). Nos remitimos a ella para el lector que precise aspectos de detalle, junto con la monografía del yacimiento (Carbonell et al. 1999).

Estratigrafía

La historia de las intervenciones ha generado dos nomenclaturas estratigráficas. La primera (Gil et al. 1987) es empleada para la determinación y asignación arqueopaleontológica numérica: niveles TG, niveles TN. Más tarde, se levanto una columna estratigráfica sintética que reúne TG y TN (figura 7.2.2) (Pérez-González et al. 1995; Pérez-González et al. 1999). Zarpazos ha sido excavada en extensión unos 9 metros cuadrados y se han construido un perfil longitudinal y otro transversal en su interior (figura 7.2.1). La estratigrafía publicada aparece en forma de numeración provisional (Gil et al. 1987).

Los trabajos recientes en la covacha de los Zarpazos aún está por estudiar pero la documentación de campo es indicativa de su continuidad e interdigitación con el relleno horizontal de TG (Figura 7.2.1).

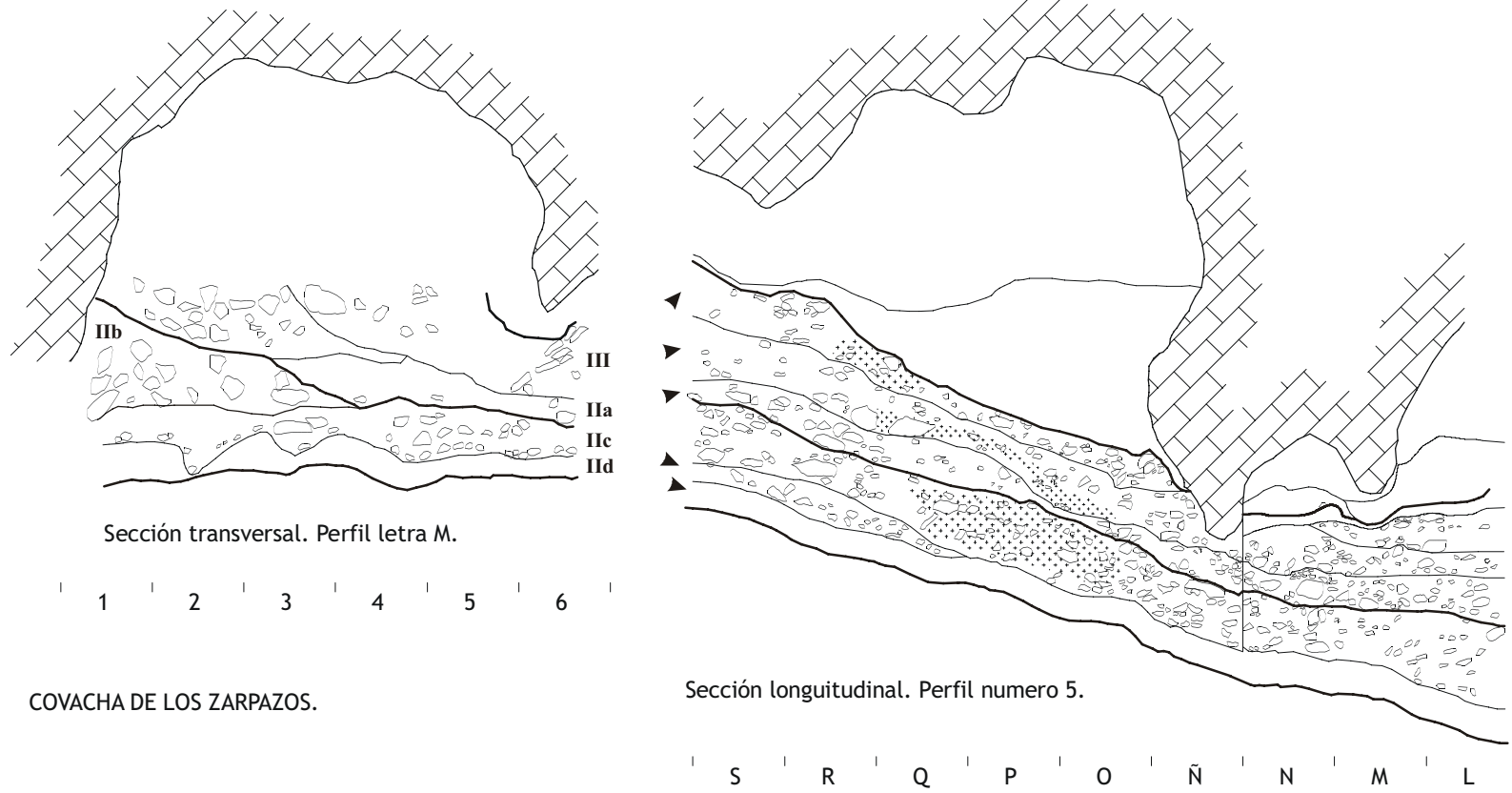


Figura 7.2.1. Perfiles transversal y longitudinal de campo levantados durante las intervenciones en la Covacha de los Zarpazos (Dibujo de J.C. Diez, M.García y J. Vallverdú).

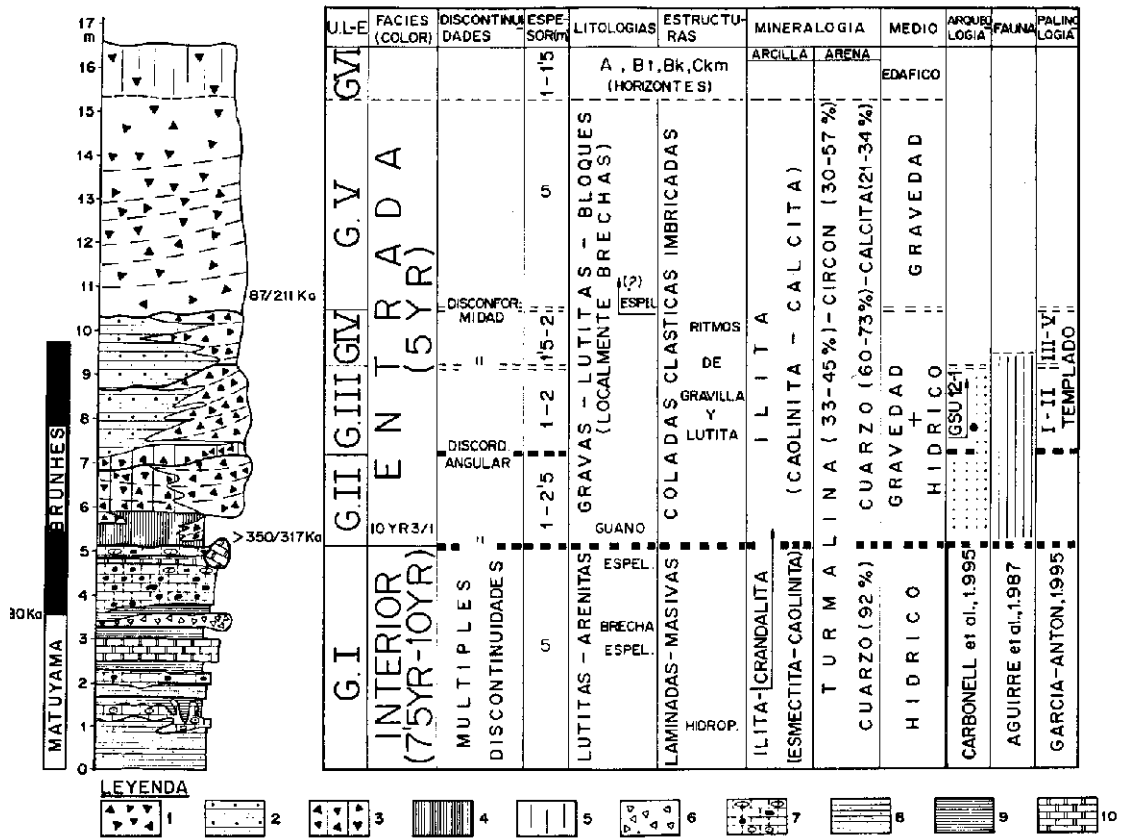


Figura 7.2.2. Columna estratigráfica sintética de Galería (TG-TN) (Pérez-González et al., 1995; Pérez-González et al., 1999).

Leyenda. 1, gravas y bloques. 2, ritmos de gravilla y limo-arcilla. 3, gravas y limo-arcillas. 4, guano y limo-arcilla. 5, suelo. 6, gravilla. 7, limo-arcilla arenosa con clastos de arcilla o carbonatos. 8, arenas muy finas y limos, con estructura laminar. 9, arcilla arenosa con estructura laminar. 10, espeleotema.



Foto 7.2.1. Perfil de la Galería. De Sur a Norte: a la derecha de la fotografía, la sima con el relleno sedimentario denominado Trincherá Norte (TN); en la parte central de la foto, los niveles horizontales de Galería; a la izquierda, la cavidad de la covacha de los Zarpazos o TZ.

La columna estratigráfica de Galería muestra 5 fases de relleno (Pérez-González et al. 1995; Pérez-González et al. 1999) (figura 7.2.2):

G.I

Unidad inferior de Galería esta constituida por estructuras sedimentarias microlaminares de color blanco-gris, con contactos erosivos y en ocasiones angulares. Contiene muchas facies de arenas finas, limos y arcillas. Su transporte es hídrico. El color en su base es pardo muy pálido (10YR7/4). Se observan alternancias con arcillas o limas arcillas pardas o pardo rojizo y arenas muy finas con limo arcilla amarillento, rojizo o pardo. Hay dos suelas estalagmíticas, la primera con 20 cm. de espesor o TN1 (Gil et al. 1987). La segunda capa estalagmítica está interestratificada en capas microlaminadas. Estas estalagmitas del tercio superior de G.I, techo del nivel 4 (Gil et al. 1987), han sido datadas en más de 350 Ka por U/Th y 317 ±60.Ka ESR (Grün y Aguirre 1987). Todos estos sedimentos de este grupo de relleno son interpretados como endocársticos, con casi ninguna influencia del exterior, y su techo equivale al nivel TG6 (Gil et al. 1987).

G.II

Grupo de sedimentos que representa una fase de relleno con las divisiones de TG7,8,9,10D, 10C,10B y sus correlativos TN2, 3, 4, 5, 6 (Gil et al. 1987). Se dispone en discordancia angular y erosiva sobre G.I. Durante esta fase la cavidad se abre, especialmente por TN, iluminando la cavidad. El cambio de la sedimentación se hace evidente con la presencia de depósitos de gravedad formados por desprendimientos que entran por la sima vertical de TN y la galería colector de TZ-TG. Estos rellenos contienen bloques soportados por bloques con graveas medias a gruesas y arena arcilla roja 5YR 5/8. Hacia TN, su base se interestratifica con depósitos de murcielaguina de color gris muy negro (10YR3/1), y hacia techo TN presenta menos arenas y bloques y más gravas finas. En esta parte superior de G.II (G.IIb) se han reconocido dos flujos de gravedad de procedencia TZ y 3 procedentes desde TN.

G.III

Depósitos que reposa en discordancia angular y erosiva sobre G.II. Corresponde a la anterior unidad estratigráfica TG11 (Gil et al. 1987). La sedimentación es mixta, de gravedad y hídrica. Se distinguen 3 coladas clásticas de gravedad en TZ y 6 que provienen de TN. En galería la sedimentación es hídrica y la sedimentación muestra una imbricación de laminas con grosor equivalente de gravillas soportadas por gravillas, muy homométricas, y limos arcillosos masivos rojo amarillentos y amarillo. La primera capa de G.III es una capa de limoarcilla masiva de color 5YR 6/8 que corresponde con el TG10A arqueopaleontológico.

G.IV

No contiene restos arqueopaleontológicos y sus depósitos se disponen en discorcancia erosiva. Son facies clásticas de colmatación muy parecida a G.III, con dos colada cementadas en el Sur (TN) que se interdigitan con arena limo o limo arcilla de transporte hídrico con algunas estructuras de corte y relleno en la mitad inferior. No

presenta laminación como G.III y hacia zarpazos presentan bolas de fango. El techo está cubierto por un espeleotema.

G.V

Relleno sedimentario de TN que colmata la cavidad con 7 coladas clásticas formada por gravas subangulosas con escasa matriz y cementación en los tramos basales.

G.VI

Formación edáfica más antigua de la ladera de la Sierra con un espesor de 1.8 metros. Contiene horizontes A Bt, Bk, Ckm y ha sido clasificado como un Petrocalcic Palexeralf, del orden de los alfisoles. Este suelo que representa el final del relleno de Galería y su sistema cárstico. Un espeleotema de la covacha de los Zarpazos está datado por U/Th en 135 \pm 13 Ka, también en posición de final de relleno de la cavidad (Pérez-González et al. 1995).

Dataciones

Numéricas

La cronología absoluta se ha realizado mediante las series del Uranio y ESR (Falgueres 1986; Grün y Aguirre 1987) (tabla 7.2.1).

Recientemente se ha localizado la magnetozona Matuyama en la parte basal de G.I (Pérez-González et al. 1999)

<i>Grupo de Relleno</i>	<i>Datación (Ka. BP)</i>	<i>Método</i>	<i>Fuente</i>
G.I (TG4)/AT-B	>350	U/Th	Grün y Aguirre, 1987
G.I (TG4)/AT B	317.6 \pm 60	ESR	Grün y Aguirre, 1987
G.II-(TG8)	>350	U/Th	Carbonell <i>et al.</i> 1995a
GIV(TECHO TN8)	256 \pm 33	ESR	Falgueres, 1986
G.IV-(TG12)	87 \pm 14	U/Th	Carbonell <i>et al.</i> 1995a
G.IV-(TG12)/AT-T	118 \pm 71-49	U/Th	Grün y Aguirre, 1987
G.IV-(TG12)/AT-T	177.3 \pm 23	ESR	Grün y Aguirre, 1987
TZ (techo)	135 \pm 13	U/Th	Carbonell <i>et al.</i> 1995a

Tabla 7.2.1. Resumen de las dataciones de TG por series del U y ESR (Aguirre 1998; Carbonell et al. 1995b).

Biocronología

Aguirre (Aguirre 1989) divide en tres grupos los conjuntos paleobiológicos de la Galería, y todos están dispuestos en la asociación faunística del Holstein y el Saale.

Del techo de GI existe la relación faunística, niveles 5-8 de la unidad TG II (c) (Gil et al. 1987), situada al menos en el estadio isotópico 9 por E. Aguirre (Aguirre 1989) con abundantes quirópteros: *Myotis myotis*, *Myotis sp.*, *Miniopterus schreibersi*, *Rhinolopus euryhale*, *Rhinolopus mehelyi*, *Rhinolopus sp.* (Sevilla 1986).

El análisis bioestratigráfico publicado en la última monografía (Cuenca-Bescós et al.,

1999) sobre micromamíferos de G.II y G.III muestran como los taxones de la base de G.II varían, especialmente la biometría de *Iberomys brecciensis*. En los niveles inferiores a TN6 se ha documentado la existencia de *Microtus brecciensis* primitivo (Aguirre et al., 1987), similar a la asociación cromeriense de Gran Dolina, pero este taxón está dentro del grupo faunístico II (Sese y Gil 1987). El resto de G.II y G.III la composición es en grandes rasgos similar a yacimientos del Pleistoceno medio del sur de Europa. Los taxones indican unas acumulaciones de época interglacial (*Hystrix*) o de clima templado cálido (*Pliomys lenki*) entorno el Mindel-Riss. Este hecho puede interpretarse por una menor influencia de las glaciaciones en la península ibérica (Cuenca-Bescós et al. 1999).

Los datos polínicos de la Galería son parciales. Sólo la parte superior de G.III y G.IV contienen polenes en secuencia (García Antón 1992). Siempre hay *Quercus (ilex-coccifera y pendunculata)* y *Pinus*. Entre las herbáceas podemos citar las gramíneas. La tabla 7.2.2 muestra las principales características de estos resultados.

Grupo de relleno	Zona polínica	Vegetación	Clima
G.IV	V	Bosque de <i>Quercus</i> con <i>Olea</i> et <i>Pistacea</i>	Mediterráneo húmedo
	IV	Astaraceae liguliflorae y Poaceae con <i>Pinus</i>	Frío
	III	Bosque con <i>Quercus</i> y <i>Olea</i>	Mediterráneo húmedo
G.III	II	Bosque con <i>Quercus</i> y <i>Fagus</i>	
	I	<i>Quercus</i> con <i>Quercus</i> y <i>Fagus</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> y <i>Ericaceae</i>	Templado húmedo

Tabla 7.2.2. Síntesis de los resultados polínicos (García Antón 1999).

Discusión

Los diferentes estudios interdisciplinarios han sugerido que las divisiones estratigráficas utilizadas para caracterizar el registro arqueopaleontológico de la secuencia de Galería contienen una elevada coherencia con los medios sedimentarios evidenciados como grupos de relleno. Además, los grupos de relleno con contenido arqueopaleontológico han sido subdivididos mediante criterios bioarqueostratigráficos (Ollé 1996; Rosas et al., 1998) y microfacies (Vallverdú 1999). Así han surgido G.IIa, G.IIb, G.IIIa y G.IIIb tal como aparece en la figura 7.2.3. Esta subdivisión ha generado una propuesta cronológica relacionada con los estadios isotópicos (Rosas et al. 1998) (figura 7.2.3).

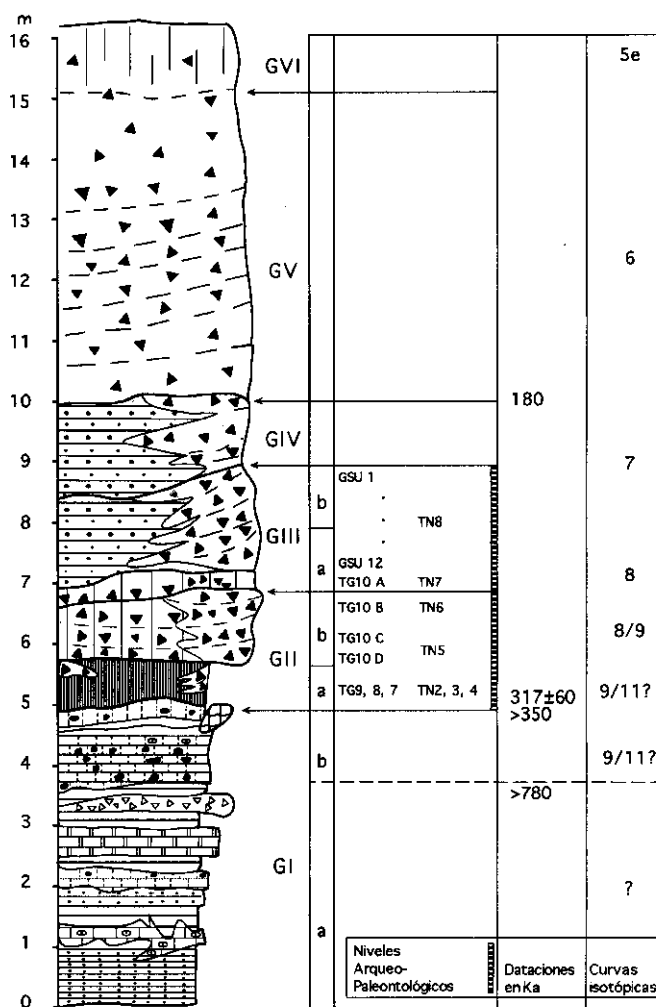


Figura 7.2.3. Grupos de relleno y sus subdivisiones internas, niveles arqueopaleontológicos, dataciones y estimación hipotética entre las fases de relleno de Galería y los estadios isotópicos (Rosas et al., 1998).

7.3. GRAN DOLINA

El yacimiento de Gran Dolina presenta una estratigrafía con un enorme potencial de registro paleoecológico que explica su situación clave entre los yacimientos referencia de la evolución humana en Europa (foto 7.3.1) (Aguirre 1998; Carbonell 1998a; Carbonell et al., 1995a).

Los trabajos de investigación y intervención en la Gran Dolina de la Sierra de Atapuerca están en su fase inicial. Sin embargo, existen numerosos datos contextuales que permiten precisar la evolución de este relleno gracias a los 20 años de trabajos de investigación. Los trabajos dedicados a la estratigrafía son muy numerosos (Aguirre y Hoyos 1992; Gil et al. 1987; Hoyos y Aguirre 1995; Parés y Pérez-González 1995; Parés y Pérez-González 1999b) y su cronología muy bien contrastada por paleomagnetismo, series del Uranio y ESR (Falguères et al., 1999; Parés y Pérez-González 1999a) y bioestratigrafía de micromamíferos (Cuenca-Bescós et al., 1995; Cuenca-Bescós et al., 1998; Cuenca-Bescós et al. 1999). Los análisis polínicos se han realizado sobre toda la secuencia y muestran los problemas de conservación y cantidad observados en Galería (García Antón 1992; García Antón 1995; García y Sainz 1991). Existe también importantes aportaciones sobre la paleoecología del relleno y su tafonomía (Fernandez Jalvo 1992; Made 1998; Made 1999; Rodríguez 1997; Sánchez Marco 1999).

Estratigrafía y cronoestratigrafía de Gran Dolina

Dolina se dividió en 12 niveles repartidos en 4 unidades (Gil et al. 1987), pero los actuales resultados del perfil N-S generados con la excavación en extensión de Gran Dolina empiezan a mostrar unos mejores perfiles para redefinir la estratigrafía. Los 19 metros de estratigrafía han sido descritos mediante la distinción entre facies de interior (TD1 y TD2) y facies de exterior o de entrada (TD3-4 hasta TD11) (Parés y Pérez-González 1998). Las facies de entrada son las que muestran una mayor diversidad en microfacies, y su descripción apunta hacia su constitución por coladas clásticas de gravedad que penetran a la cavidad por el norte, a excepción de TD11 y TD7. Hay diversas fases erosivas entre los conjuntos, enumerados en detalle por Hoyos y Aguirre (1995), aunque entre las mayores destacan la de TD7 y la situada en el segundo tercio de TD8 (Parés y Pérez-González 1998).

La cronoestratigrafía de Gran Dolina contiene un cuadro bien desarrollado de datos para contrastar los diferentes resultados relativos y numéricos. Podemos resaltar la posición cronoestratigráfica de los niveles pertenecientes al Pleistoceno inferior (TD1

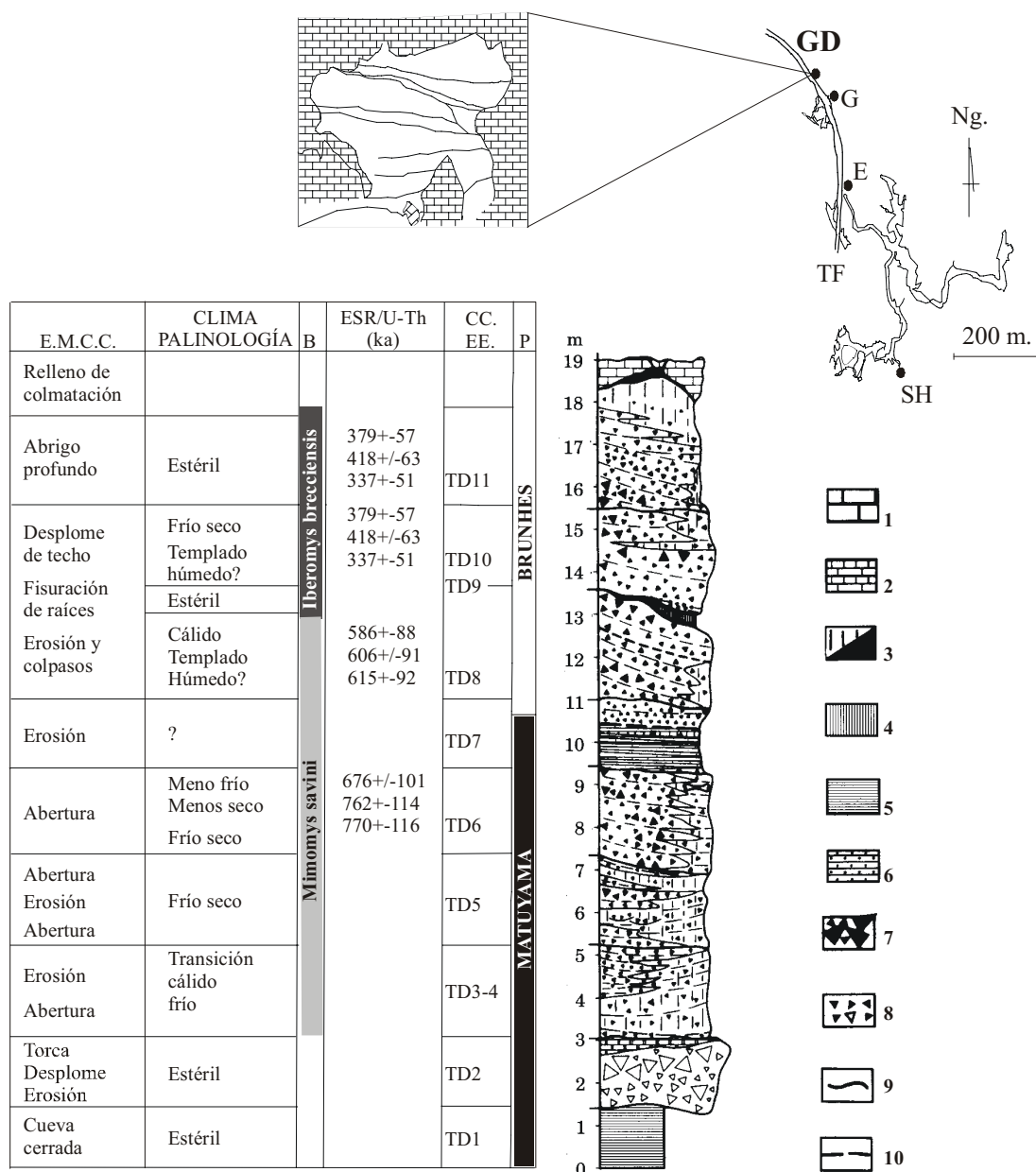


Figura 7.3.1. Columna litoestratigráfica de Gran Dolina (Parés y Pérez González, 1999) y caracterización cronobioestratigráfica.

Leyenda. 1, caliza mesozoica. 2, espelotema. 3, lutita/terra rossa. 4, guano de murciélago. 5, arcillas y limos laminados. 6, calcolutitas o calcoarenitas. 7, coladas clásticas de gravas y bloques. 8, desprendimientos de gravas y bloques. 9, disconformidades estratigráficas mayores. 10, límite Matuyama-Brunhes. 11, última aparición de *Mimomys savini* y primera aparición de *Iberomys brecciensis*.

E.M.C.C., Evolución morfogenética de la caja de la cavidad (Aguirre, 1995). Palinología (García Antón, 1995; García-Antón, 1998). B, bioestratigrafía (Cuenca-Bescós et al. 1998). ESR/U-Th (ka), miles de años según las series del Uranio y ESR (Falgueres et al. 1999). CC.EE., conjuntos estratigráficos (Gil et al. 1987). P, paleomagnetismo (Parés y Pérez González, 1999).

SH, Sima de los Huesos. TF, Trinchera del Ferrocarril. E, Elefante. G, Galería. GD, Gran Dolina. Ng, Norte geográfico.



Foto 7.3.1. Secuencia estratigráfica de Gran Dolina con la intervención arqueopaleontológica de los años 70 (extraída de Aguirre 1998)

a TD7) y los niveles de Gran Dolina del Pleisoceno Medio (TD8 hasta TD11-12) determinados mediante las investigaciones paleomagnéticas (Parés y Pérez-González 1995) (figura 7.3.1). La bioestratigrafía de Gran Dolina muestra la última aparición de *Miomys savini* en la segunda mitad de TD8 y la primera aparición de *Iberomys breccensis* entorno los 0,400-0,500 Ma (Cuenca-Bescós et al., 1995). Recientemente han sido publicadas las dataciones ESR-U/Th (Falguères et al., 1999)

Una síntesis de las restituciones ambientales palinológicas, la evolución de la cavidad y su cuadros crono-bio-litoestratigrafico está representada en la figura 7.3.1.

Discusión

El registro sedimentario de Gran Dolina, con 19 metros de espesor, es una secuencia de gran interés para la reconstrucción del paleoambiente y la paleogeografía cuaternaria de la Sierra de Atapuerca. La presencia de un cuadro crono y bioestratigráfico (figura 7.3.1) desarrollado indica el gran potencial para la investigación. Sin duda, será de gran interés cuando existan unas buenas condiciones de muestreo y secciones limpias para desarrollar estrategias analíticas más articulada para la investigación geoarqueológica de Gran Dolina.

7.4. FORMACIONES SUPERFICIALES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA

Perfiles de los fondos de valle

Presentamos dos perfiles que representan los fondos de valle próximos a los rellenos de las cavidades de la Trinchera. El perfil A corresponde a los valles del interior de la Sierra, localizado en el camino de Villalbal (Foto 7.4.1). El perfil B está en el campo de tiro de la zona militar, a la salida del valle del camino de Villalbal en la primera rama colectora del Río Pico. Es un perfil de cantera configurado producido por la extracción de áridos (Foto 7.4.2).

Perfil A. Contacto lítico entre terra rossa y caliza cretácica.

Perfil tipo A, B-C, R. Vegetación herbácea y lechos criptogámicos. Además, tiene vegetación arbustiva xérica. El horizonte Bt es glósico en el lapiaz, con una gran cantidad de fracturas horizontales y verticales rellenas por la terra rossa (Foto 7.4.1). Lateralmente este Bt se acumula en pequeñas dolinas. Hemos realizado una muestra en el contacto con el horizonte orgánico y el Bt.

Descripción

Arena arcilla marrón roja totalmente decarbonatada 5YR 6/4. Microestructura microagregada y agregación grumosa laminar. No contiene rasgos texturales ni calcíticos. Los rasgos son excrementales totales. Intensidad de alteración de la FMG fuerte.

Interpretación

Base de horizonte organomineral A1, mull formado sobre terra rossa. La presencia de la buena acomodación que se observa en la agregación laminar puede ser resultado de reorganización microestructural por hielo superficial. Estas microfacies no son muy comunes en los rellenos de cavidades de la Trinchera: tan solo los rellenos del techo y fisuras de Gran Dolina presentan fuertes paralelismos.

Perfil B. Formación detrítica

Este perfil forma parte de la formación correspondiente a la Terraza 6 (Pérez-González et al. 1995) (Foto 7.4.2). La FG y la FF son de marrón a marrón amarillas, dentro de los 10YR, y muestran buena selección. Su composición muestra una alternancia de gravas flotantes homométricas y gravas con gravas.

Su semejanza con las microfacies de los perfiles de la Trinchera del ferrocarril W, al pie de la Sierra (Foto 7.4.3), y los niveles con paellas y arenas y limo marrón amarillas carbonatadas y calcíticas (F.1), de Gran Dolina y Galería, permiten establecer ciertos paralelismos. Perfil no muestreado.

Los perfiles del oeste de la trinchera del ferrocarril (TFW)

Descripción

En la salida NW de la Trinchera del Ferrocarril en su paso por la Sierra Atapuerca existen unos cortes con sedimentos presuntamente cuaternarios. Después de limpiar los cortes, describimos dos perfiles, los perfiles I y II descritos en el capítulo dedicado a los muestreos, para caracterizar estos depósitos de vertiente cercanos a los rellenos de Gran Dolina. Los muestreos son discontinuos y se realizaron para establecer paralelismos entre las características en mano de estas formaciones superficiales de vertiente y los rellenos de cueva de la Sierra.

Los perfiles I y II de TFW se emplazan en la cartografía geomorfológica de la zona de la Sierra de Atapuerca (Pérez-González et al. 1995) en una superficie formada por coluviones y conos aluviales. Se caracterizan por una acumulación de lechos de espesor equivalente, con capas formadas por con gravas flotantes, gravas soportadas y arenas con bloques (figura 1.2.4 y 1.2.5).

Estos dos perfiles no muestran toda las microfacies sedimentarias existentes en las formaciones superficiales de la Sierra. En contacto lítico, hemos podido observar (Foto 7.4.4) unos niveles de bloques soportados por bloques con gravas gruesas. Estos no han sido muestreados por la escasez de FG y FF, pero es de destacar que muestran fuertes paralelismos litológicos con los depósitos de desprendimiento.

Discusión

Estos dos perfiles pueden caracterizarse por presentar 5 composiciones litológicas:

- 1, arena gruesa y carbones organomineral del suelo actual.
- 2, arenas poco friables.
- 3, arenas con gravas flotantes.
- 4, gravas y arenas finas cementadas.
- 5, Arena y limos con bloques y gravas friables.
- 6, Limo y arena con bloques y nódulos carbonatados.

La naturaleza de sus contactos planos y la naturaleza rítmica deducida del espesor equivalente de los niveles sugieren que estas acumulaciones son producidas por la erosión laminar de las pendientes de la Sierra.

Afloramientos en la vertiente de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca



FOTO 7.4.1



FOTO 7.4.2



FOTO 7.4.3



FOTO 7.4.4

Foto 7.4.1. Perfil de fondo de valle en el interior de la Sierra de Atapuerca, (camino de Villalbal)

Foto 7.4.2. Perfil de fondo de valle delante de la Sierra, cartografiado como terraza (T6), formado por la extracción de gravas y localizado en el campo de tiro de la Zona militar

Foto 7.4.3. Perfil de la entrada Trinchera del Ferrocarril Oeste cartografiado como cono aluvial y coluviones.

Foto 7.4.4. Perfil de afloramiento de la caliza cretácica en contacto lateral con los conos aluviales de la fotografía 3.

Presentamos estos afloramientos para documentar una serie de observaciones del paisaje actual. Describimos principalmente la litología, el tipo de vegetación y la profundidad de la roca. Un croquis de los afloramientos recorridos y documentados está detallado en la figura 7.4.1 junto con 4 fotos (fotos 7.4.5, 7.4.6, 7.4.7 y 7.4.8).

Descripción de campo

Afloramiento 1.

Horizonte muy orgánico con bloques.

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz poco profundo en la roca caliza cretácica con *Quercus* y herbáceas. Vegetación muy densa.

Fracción muy gruesa. Abundante y compuesta de bloques y gravas gruesas subangulares con alteración superficial en las aristas.

Fracción gruesa y fina. Microagregados finos grumosos organominerales de arcilla y limo. Fracción orgánica con descomposición moderada.

Color: 7.5YR 4/3 en seco o marrón.

Afloramiento 2.

Gravas, de medias a gruesas, y bloques finos (5-10 cm).

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz relativamente profundo (>30 cm) y vegetación herbácea y arbustiva con claros y *Quercus* disperso.

Fracción muy gruesa. Bloques abundantes y gravas soportadas, con gravas finas homométricas mezcladas (paella).

Fracción gruesa. Arenas organominerales

Fracción fina. Abundancia de arcillas y pocos limos. Bioturbación generalizada y presencia de agregados fecales.

Color. 7.5YR 4/2 s. Marrón.

Afloramiento 3.

Bloques y gravas con escasa fracción fina.

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz superficial y vegetación de herbáceas con *Quercus*

Fracción muy gruesa. Abundantes bloques y gravas, pero sin gravas finas homométricas.

Fracción gruesa y fina. Escasa, pero con ocasionales arenas gruesas y fragmentos orgánicos mal descompuestos.

Color: 7.5YR3/2 s. Marrón oscuro

Afloramiento 4.

Roca encajante y bloques.

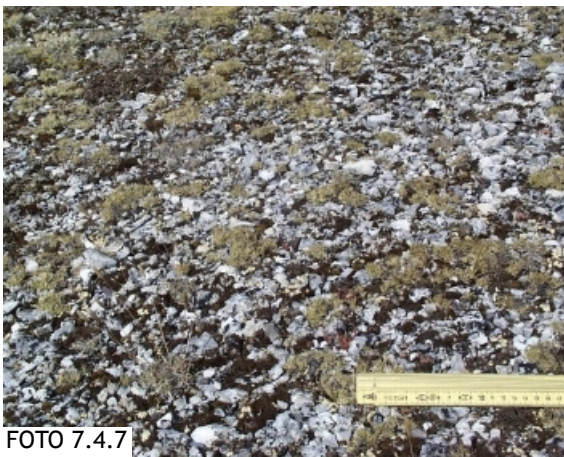


Foto 7.4.5. Afloramiento 1 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.

Foto 7.4.6. Afloramiento 2 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.

Foto 7.4.7. Afloramiento 6 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.

Foto 7.4.8. Afloramiento 7 de la superficie cretácica de la Sierra de Atapuerca.

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz muy superficial con *Quercus* denso casi sin arbustos ni hierbas. Presencia de musgos sobre los bloques.

Afloramiento 5.

Fracción gruesa et fina removidos por la edafofauna

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz muy profundo con *Quercus* y

Micromorfología de las facies sedimentarias...

arce blanco. Arbustos densos y hierbas abundantes.

Fracción muy gruesa. Pocos bloques y gravas alteradas

Fracción gruesa y fina. Agregados muy oscuros, grumosos, con limos ricos en arcilla

Color. 7.5YR3/2 s. Marrón oscuro

Afloramiento 6.

Terra rossa con bloques y gravas.

Morfología de la roca encajante y vegetación: Lapiaz profundo con Quercus abundantes arbustos.

Fracción muy gruesa. Bloques y gravas abundantes, finas y homométricas

Fracción gruesa y fina. Arena fina y limo arcilla microagregada

Color. 5YR4/3 s. Marrón rojizo

Afloramiento 7.

Bloques finos y gravas

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz poco profundo y prado xérico abierto con islas de Quercus y arbustos..

Fracción muy gruesa. Gravas, medias y gruesas, y bloques poco abundantes y dominancia de gravas finas homométricas

Fracción gruesa y fina. Arcilla microagregada en grumos abundante

Color. 5YR 3/3 s. Marrón rojo oscuro.

Afloramiento 8.

Limos sobre roca.

Morfología de la roca encajante y vegetación. Lapiaz superficial con líquenes. Quercus y arbustos dispersos en islas y herbáceas continuas dominantes.

Fracción muy gruesa. Sin fracción gruesa.

Fracción gruesa y fina. Arena fina y media con limo. Microagregación poco desarrollada con cementación parcial.

Color 7.5YR5/4 s. Marrón.

Discusión

Estos perfiles correspondientes al transec que caracteriza el área fuente de los rellenos sedimentarios sugiere que existe una variada composición litológica y vegetal en los afloramientos de las vertientes de la Sierra. Las litologías descritas en el transec existen en los rellenos. Destaca pero que las litologías documentadas en el transec están organizadas aparentemente según la exposición solar.

En la exposición Sur, perfiles 1 a 5, las litologías contiene bloques y gravas medias y

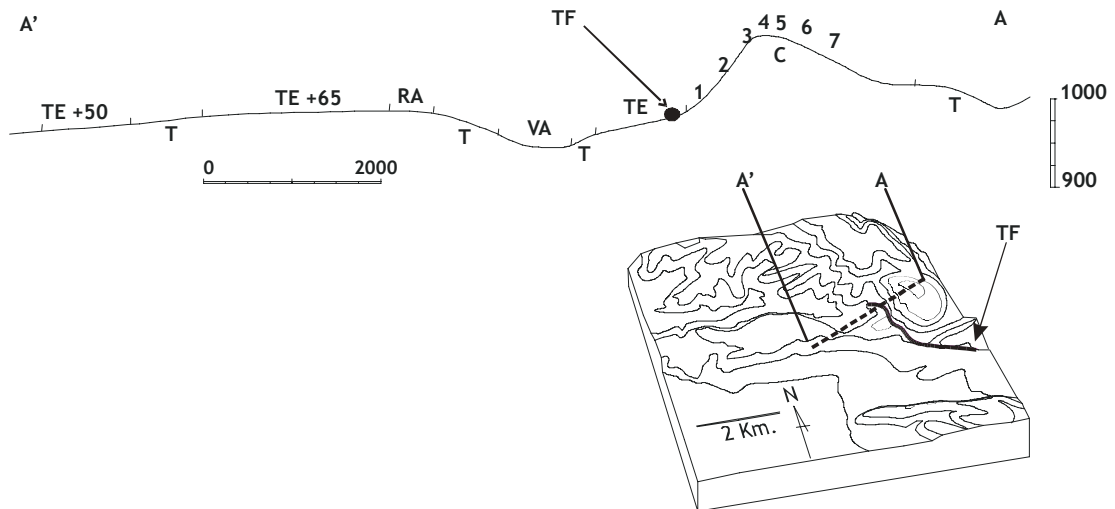


Figura 7.4.1. Transec E-W (A-A') a través de la Sierra de Atapuerca con los puntos de los afloramientos descritos y principales pisos geológicos y formas superficiales.

Leyenda. TF, Trinchera del Ferrocarril. C, Cretácico. T, Terciario. RA, Raña. TE, Terrazas. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, afloramientos descritos en el texto.

actividad biológica. La roca encajante es poco profunda y fisurada. La colonización de la vegetación se caracteriza por sus raíces profundas formado por comunidades arbóreas densas separadas por islas de herbáceas.

En la exposición Norte, perfiles 6 a 8, las litologías son de gravas y fracción fina escasa. Las comunidades arbóreas forman islas densas dispersas entre prados continuos. Roca aflorante lisa con líquenes.

Esta ordenación de las litologías según la orientación señala, ya que la exposición solar es un elemento temporalmente estático, que la evolución de las formaciones vegetales de la Sierra interviene en la composición litológica de las formaciones superficiales. Los mecanismos de fragmentación-alteración mecánicos y los biológicos se concatenan para explicar la alimentación de los rellenos sedimentarios de las cavidades de la Sierra.

Las formaciones de la superficie actual de la Sierra son poco profundas. La ausencia de formaciones superficiales desarrolladas en la Sierra contrasta con las características de la población vegetal. Esta vegetación es de enraizamiento profundo (Soltner 1999; Vallejo 1995), favorecedora de la estabilidad y la creación de formaciones superficiales, tal como hemos observado en el perfil A del camino del Villalbal. Las modificaciones de las formaciones superficiales de la Sierra están por detallar. Además del propio funcionamiento de los suelos rojos mediterráneos siempre

con perfiles rejuvenecidos por truncaduras (Vallejo 1995), en la Sierra existe un evidente impacto antrópico. La observación del actual pastoreo y las subrecientes terrazas agrícolas, carboneras, derrubios y frentes de cantera y otras modificaciones antrópicas sugieren que las actividades humanas pueden haber fundamentado el desarrollo de un ecosistema agro-silvo-pastoral. Actualmente este ecosistema agro-silvo-pastoral se encuentra en fase de abandono. La cuestión de si la configuración del paisaje actual de la Sierra constituye una base sólida para formalizar las reconstrucciones paleoecológicas y paleogeográficas queda por responder y explicitar la necesidad de una revisión crítica a esta evolución subreciente. La ausencia de formaciones superficiales en la Sierra limita las posibilidades de documentar mediante métodos clásicos (Butzer 1989; Catt 1986; Davidson y Shackley 1976; Holliday 1992; Martini y Chesworth 1992) la evolución paleogeográfica y paleoambiental de los registros sedimentarios de entrada de las cavidades de la Sierra.

7.5 SÍNTESIS

Esta presentación de las formaciones superficiales de la Sierra de Atapuerca y los rellenos de las cavidades de la Trinchera del Ferrocarril ha servido para describir la presencia de caracteres litológicos y edáficos entre rellenos de sedimentarios de entrada de cueva y las formaciones superficiales.

Destacamos los siguientes aspectos:

1, la confirmación de la existencia de caracteres comunes nos conduce a sugerir que los rellenos sedimentarios de las cavidades están conectados con las formaciones superficiales de la Sierra. Esta conexión muestra la posibilidad de construir la clasificación de microfacies mediante las muestras de los rellenos de las cavidades y las formaciones superficiales inmediatas como las del TFW.

2, las formaciones superficiales de la Sierra presentan modificaciones, especialmente de carácter antrópico subreciente, que dificultan la conexión entre los rellenos y las formaciones superficiales de la Sierra. La ausencia actual del registro sedimentario sobre las calizas de la Sierra limita la aplicación de métodos para la reconstrucción paleogeográfica y paleoambiental del paisaje (Ruhe 1969; Valentin y Dalrymple 1976b).

3, las conexiones entre los rellenos sedimentarios de entrada de cavidades y las formaciones de fondo de valle y terrazas aluviales permiten establecer, con los actuales conocimientos, las bases para la reconstrucción paleogeográfica y paleoambiental del cuaternario la región de la Sierra de Atapuerca. Paradójicamente, la existencia de un complejo de rellenos de cavidades posibilita la generación de métodos y técnicas con el objetivo de contrastar las reconstrucciones locales de rellenos sedimentarios externos de cavidades con los registros regionales y globales.

RESULTADOS II

8. CLASIFICACIÓN DE LAS MICROFACIES SEDIMENTARIAS DE LA SIERRA DE ATAPUERCA

Uno de los problemas de base que planteamos discutir a partir de esta clasificación de microfacies sobre la colección de sedimentos de la Sierra de Atapuerca es el origen, del transporte y evolución postdeposicional de las arenas, limos y arcillas (FG y FF) y su relación con los bloques y las gravas (FMG). Las relaciones de la FMG con la fracción gruesa y fracción fina contienen un sesgo producido por el muestreo y el trabajo de laboratorio. Este sesgo de escala se intenta evitar con la definición de los medios sedimentarios. Los medios sedimentarios de los rellenos de las cavidades de Atapuerca, de donde proceden gran parte de estas muestras inventariadas, son un trabajo en curso precisado fundamentalmente en las publicaciones de Alfredo Pérez-González y colaboradores junto con otros resultados acumulados durante la historia de las investigaciones (Aguirre 1998; Aguirre y Hoyos 1992; Gil et al., 1987; Hoyos y Aguirre 1995; Parés y Pérez-González 1995; Parés y Pérez-González 1999b; Pérez-González et al. 1995; Pérez-González et al. 1999; Zazo et al. 1987).

Los trabajos de investigación más recientes sobre la geometría de los depósitos de los rellenos sedimentarios de entrada de las cavidades de la Sierra de Atapuerca han sido edificados mediante mecanismos de transporte hídricos y de gravedad. La composición mineralógica de los materiales sedimentarios ha servido para interpretar significativamente la existencia de un área fuente común. Esta área fuente está situada en la vertiente de la Sierra (Parés y Pérez-González 1999a; Pérez-González et al. 1995). En el interior de los rellenos se ha distinguido dos grandes facies: las facies de interior, sin influencias de procesos exocársticos; y las facies de exterior, que tienen su origen en los procesos de alteración y transporte exocársticos. Estas facies de exterior se organizan en depósitos formados principalmente por accionamiento hídrico en forma de pequeños abanicos aluviales subterráneos, y en depósitos de gravedad en forma de desprendimientos de bloques en taludes apoyados, sometidos a diferentes movimientos de masa y con las limitaciones espaciales singulares del medio cárstico.

Nuestro interés en discutir los procesos de formación mediante técnicas microscópicas intenta enlazar con esta realidad espacial, aunque se desarrolla fundamentalmente en el examen de la composición y la organización micromorfológica de las arenas, los limos y las arcillas. La investigación de los componentes criptocristalinos e iónicos se va haciendo necesaria a medida que percibimos la existencia de la continuidad entre escalas de observación de los fenómenos sedimentarios, pero esta realidad escalar

queda fuera del objeto de nuestra investigación.

Los sedimentos que componen los rellenos y las formaciones de la Sierra pueden caracterizarse por ser el resultado de la alteración de la caliza cretácica y la acumulación de una fracción fina siliciclástica. La naturaleza de los fragmentos carbonatados cretácicos de la Sierra de Atapuerca son bioesparitas sin detrítico siliciclástico. El cuarzo y la mica forman la mayor parte de las fracciones arena y limo junto con las arenas y limos calcíticos. Nuestra observación microscópica de los componentes minerales formado por cuarzo y mica muestra que su redondeo es angular y liso. El transporte eólico es invocado para explicar su acumulación en las formaciones superficiales y los rellenos de cavidad cárstica de la Sierra de Atapuerca. La actividad eólica ha sido evidenciada, por lo menos, desde el Pleitoceno medio, y en la actualidad es uno de los factores morfogenéticos naturales más importantes en la región central de la cuenca del Duero (Pérez-González 1982). Explicamos la forma angular de los materiales siliciclasticos de los rellenos de la Sierra y formaciones superficiales por su evolución y fragmentación en el interior de perfiles edáficos y alteritas (Meyer 1987).

La colección de microfacies de la Sierra de Atapuerca y sus rellenos de entrada de cueva está compuesta por 5 grupos de microfacies principales.

Microfacies 1

Arena y limo marrón amarilla calcítica y carbonatada con gravas finas (tabla 8.1).

Caracterización

Componentes texturales y estimación de las fracciones calcíticas y carbonatadas

La fracción gruesa calcítica y la fracción fina carbonatada es superior a 20%. La proporción de gravas presenta un rango de tamaño fino a medio pero destaca como microfacies con más homometría en la FMG. Su forma en el campo es escamosa y presenta plano de fractura concoidal. La fracción fina es de color marrón amarillo en luz normal, de punteada a turbia. Su fábrica de birrefringencia es cristalítica. La relación FG/FF es chitónica-gefúrica.

Estructuras sedimentarias y microestructuras

Hemos observado microfacies con gravas (F.1.1.) y sin gravas (F.1.2.), aunque forman lechos horizontales espesos, pluricentimétricos, a muy finas o láminas. Los límites de las estructuras sedimentarias son claros y rectilíneos. Cuando las gravas son comunes, la selección de la FG y la FF es de moderada a mala y las gravas están soportadas por gravas (F.1.1.1.). Cuando las gravas son de frecuentes a pocas la FG tiene una clasificación de moderada a buena. Para estos porcentajes inferiores a 30% de gravas, las gravas flotan (F.1.1.2.) y el espesor del lecho es sugerido por la su distribución en banda o en línea (Humbert 1976). Las láminas forman a menudo grupos de láminas o sets. Estas microfacies presentan unos límites más difusos aunque generalmente es recto. Algunas muestras de estas microfacies con gravas flotantes muestran abundantes fragmentos de costras deposicionales (relictos) del tamaño de gravas. En estas muestras con fragmentos de costras los límites son difusos y presentan

Estructura sedimentaria	Microestructura	Agregación	Rasgos texturales	Rasgos cristalinos	Rasgos amorfos y criptocristalinos	Alteración de la FMG-FG y rasgos de pérdida
F.1.1.1 Lechos de gravas	Cavidades abiertas		Costras Internas. Casquetes mal lavados.	Revestimientos y hiporevestimientos esparíticos gris.		Débil a fuerte
	Cavidades cerradas	Granular	Revestimientos polvorientos turbios y integrados (papulas)	Impregnaciones densas. Revestimientos y rellenos de esparita blanca equigranular.	Papulas y revestimientos rojizos	Zonas decoloradas. Fuerte a última.
F.1.1.2 Lechos de gravas flotantes	Microagregada	Granular a poliédrica	Revestimientos microlaminados túrbios y integrados (papulas)	Revestimientos y hiporevestimientos esparíticos. Rellenos de calcita acicular y queras, <i>microcodium</i>		Zonas decarbonatadas. Débil a fuerte.
	Cavidades cerradas		Revestimientos microlaminados turbios y integrados. intercalaciones. Costras sedimentarias mal lavadas.	Revestimientos y hiporevestimientos esparíticos grises. Impregnaciones densas.	Nódulos microglobulares rojizos difusos	Zonas decoloradas. Fuerte a última.
F.1.2.1 Lecho heterométrico	Masiva		Costras internas mal lavadas	Impregnaciones densas	Nódulos microglobulares rojizos	Zonas decoloradas. Débil a última.
F.1.2.2 Microlaminar	Fisural Vesicular		Costras de superficie bien conservadas	Revestimientos y hiporevestimientos esparíticos grises.		Débil

Tabla 8.1. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfácies de arena y limo marrón amarillas calcíticas y carbonatadas (F.1).

ondulación en el perfil de campo. Su estructura sedimentaria laminar tiene un grosor muy espeso.

En las microfacies sin gravas (F.1.2) hay lechos con una fuerte heterometría vertical muy espesas (F.1.2.1.) y sets de láminas muy finas (F.1.2.2.) (lámina VI, microfoto 2). Sus límites son claros y rectos. La fracción gruesa muestra una clasificación buena.

Las estructuras sedimentarias con gravas soportadas (F.1.2.1) por gravas muestran microestructuras de cavidades abiertas y de cavidades cerradas. Las microfacies con gravas flotantes (F.1.2.2) muestran microagregación en la que se desarrolla agregación de granular a poliédrica. Estas microfacies con gravas flotante también tienen microestructuras de cavidades cerradas, muchas cementadas. Las microfacies laminares y microlaminares se caracterizan por microestructuras que conservan sus estructuras sedimentarias, con porosidad vesicular y figuras de desecación fisurales.

Rasgos

Los rasgos calcíticos son los más representados y también los criptocristalinos negros y marrón-rojizos. Existe una importante representación de muestras sin rasgos.

Los rasgos texturales los observamos en las microestructuras de cavidades. Estos forman costras internas entre la porosidad de cavidades abiertas y muestran clasificación granodecreciente. También detallamos casquetes y casquetes entrelazados compactos, también con granoclasificación decreciente, que a veces pasan a casquetes continuos delgados polvorientos oscuros. En la porosidad vesicular de las costras internas también existen estos revestimientos de arcilla y limo fino polvoriento. En las microfacies con pocas gravas, especialmente en la de microestructuras de cavidades cerradas, podemos referenciar intercalaciones texturales que describimos como producto de la coalescencia de fragmentos deformados de costras deposicionales.

Los rasgos calcíticos están en las microestructuras microagregadas y de cavidades en forma de revestimientos y hiporevestimientos microesparíticos grises en canales y fisuras. En las microestructuras de cavidades aisladas destacan las impregnaciones, los revestimientos y hiporevestimientos yuxtapuestos. Están constituidos por microesparita gris a la que se le yuxtapone un revestimiento esparítico equigranular que puede llegar a rellenar totalmente la cavidad. En microestructuras microagregadas hemos observado también yuxtapuestos rellenos incompletos sueltos de calcita acicular pseudomórfica y biomineralizaciones citomórficas (queras) (Herrero y Porta 1987; Jaillard 1983; Verrecchia y Verrecchia 1994). En las microestructuras de cavidades aisladas puede haber impregnaciones densas (Fédoroff et al. 1994). Las impregnaciones de densidad variable, contorno irregular-ondulado y límite de claro a difuso se distribuyen entorno a la porosidad canalicular. Finalmente, existen películas carbonatadas, revestimientos esparíticos y microesparíticos entorno fragmentos carbonatados característicos de la intensidad de alteración débil.

Los rasgos amorfos están constituidos por puntuaciones negras. Estas son esféricas de tamaño micro y se distribuyen al azar, en línea y en agregados de puntuaciones coalescentes con el contorno irregular y difuso o claro y ondulado. Además, aparecen

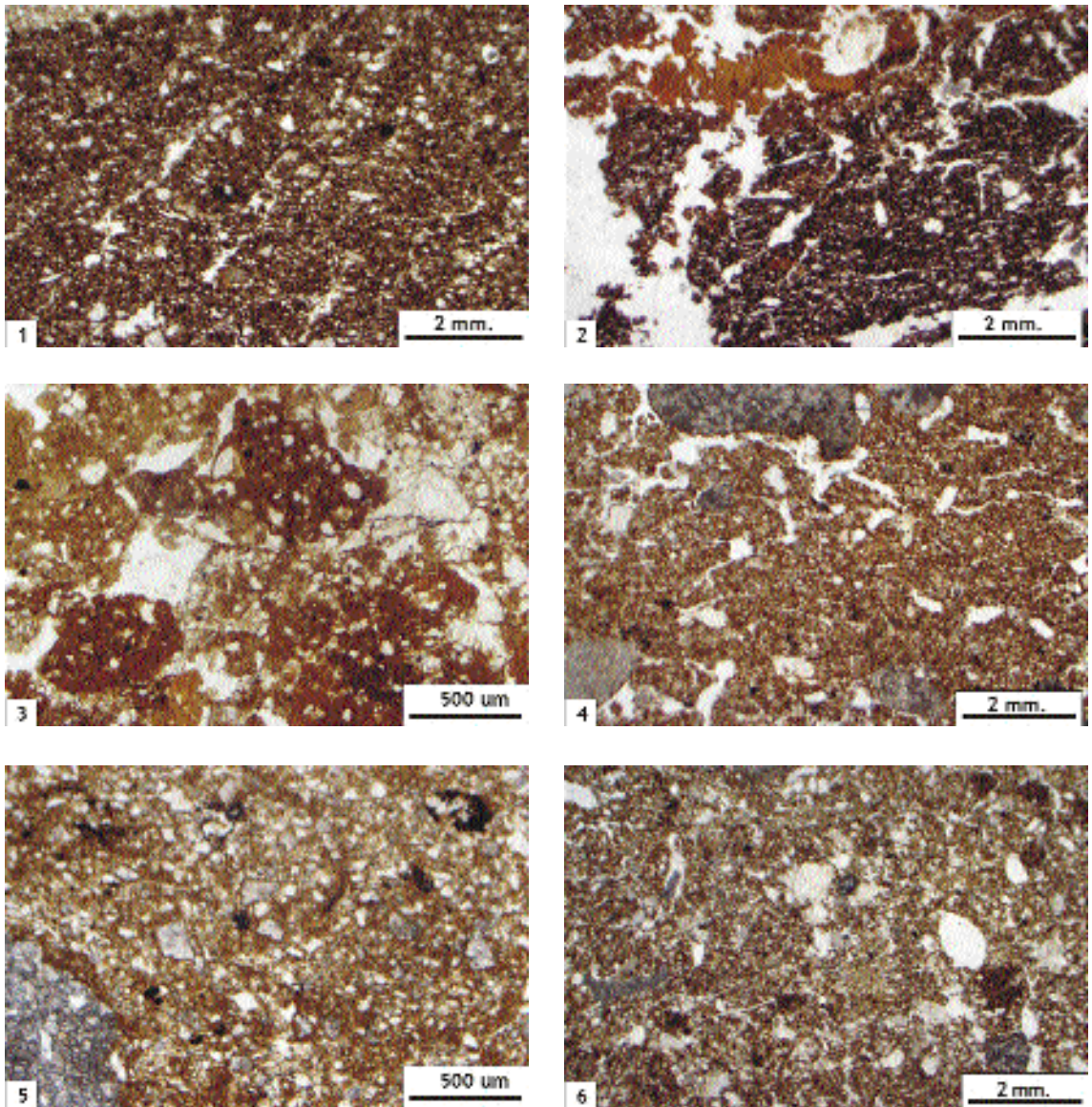


Lámina VI. Algunas de las microestructuras de los sedimentos de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca.

Microfoto 1. Microestructura fisural vesicular en la base de GII (TG7). Detalle de las fisuras de desecación ?

Microfoto 2. Microestructura fisural organomineral de agregación en poliedros angulares en TN2B .

Microfoto 3. Microestructura granular esférica de micromasa criptocristalina naranja-rojiza en la base de GII (TG7-TG6).

Microfoto 4. Microestructura laminar en TN6.

Microfoto 5. Microestructura de canales con intercalaciones. TG10B.

Microfoto 6. Microestructura microagregada con agregados anhórticos granulares TD5.

como revestimientos pseudomórficos negros bien conservados en canales.

Los rasgos criptocristalinos marrón-rojizo son también abundantes cuando la intensidad de alteración de la calcita presenta figuras de disolución (Courty, 1986). En muestras con calcita con intensidad de alteración débil los rasgos criptocristalinos rojos se localizan en vesículas y cavidades en forma de revestimiento polvoriento. En muestras con intensidad de alteración fuerte, los rasgos cristalinos marrón rojizos presentan una forma micronodular de contorno difuso, de fábrica interna punteada-moteada y rodeados de zonas decoloradas de color amarillo.

Los rasgos de pérdida están indicados por zonas decarbonatadas especialmente en las microfacies de gravas flotantes con microestructuras microagregadas y de cavidades cerradas.

Intensidad de la alteración de la FMG y FG es de débil a fuerte.

Interpretación

La composición textural y mineralógica rica en calcita y indica una dominancia de componentes de la roca caliza de la Sierra. Esta dominancia sugiere la relativa proximidad de la fragmentación de la roca de su zona de deposición pero también la evidencia de los mecanismos de alteración mecánica en los procesos de formación de microfacies sedimentarias. La escasez de la fracción fina marrón amarilla apoya la baja incidencia de los procesos bioquímicos respecto a los mecánicos en la formación de estas microfacies sedimentarias. La cercanía y la débil alteración de la roca por procesos bioquímicos también están reflejadas en la intensidad de alteración de los fragmentos carbonatados, de débil a fuerte, en la mayoría de las muestras de estas microfacies sedimentarias.

Esta proximidad del área fuente al lugar de deposición de las microfacies sedimentarias de arenas y limos marrón amarillo muy calcíticos y su producción mediante procesos de alteración mecánicos dominantes puede relacionarse también con el afloramiento de la roca cretácica en la Sierra, o ausencia de formaciones superficiales desarrolladas. La cercanía al lugar de deposición también la interpretamos mediante la frecuencia de las microfacies con gravas (F.1.1.1.) y su homometría. El proceso de su formación puede ser descrito mediante la gelifracción por descamación de roca microporosa (Letavernier y Ozouf 1987). Su formación, sin la necesidad de una saturación por agua de la caliza, indica un ambiente seco, el más sseco de todas las microfacies inventariadas. Las acumulaciones de gravas las interpretamos por su formación por procesos de gravedad y fragmentación a pie de roca.

Los rasgos de procesos edáficos de calcificación y descalcificación indican que estas microfacies se encuentran en el límite údico-ustico del régimen de humedad del suelo (Yaalon 1983). El régimen ustic de la humedad en la formación de estas microfacies tiene su umbral con las microestructuras microagregadas y cavidades cerradas en las que hemos descrito rasgos de pérdida con zonas descalcificadas. Estas microestructuras también muestran rasgos cristalíticos de origen físico y químico como los revestimientos, hiporrevestimientos y impregnaciones (Fédoroff et al. 1994),

Estructura sedimentaria	Microestructura	Agregación	Rasgos texturales	Rasgos cristalinos	Rasgos amorfos y criptocristalinos	Alteración de la FMG-FG y rasgos de pérdida
F.2.1.1. Lechos de gravas	Cavidades abiertas	Poliedrica subredonda	Costras Internas. Fábricas Ooides. Gravas verticales. Rellenos lavados.	Pocos revestimientos e hiporrevestimientos esparíticos gris.		Débil a fuerte
F.2.1.2 Lecho de gravas flotantes	Vesicular Laminar	Granular a Poliédrica	Revestimientos continuos limoarcillosos. Casquetes enlazados. Rellenos sueltos lavados incompletos. Costras internas.	Revestimientos y hiporrevestimientos esparíticos gris.	Puntuaciones esféricas aisladas y coalescentes negros. Revestimientos rojizos delgados.	Fuerte
F.2.2.1 Lecho heterométrico	Masiva Vesicular		Intercalaciones (fábrica en banda)		Revestimientos rojizos delgados	Fuerte
F.2.2.2 Microlaminar	Laminar Fisural		Crostras de superficie bien lavadas y fragmentadas.			Fuerte

Tabla 8.2. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y limo rojo calcítico decarbonatado (F.2).

que indican procesos de enterramientos más lentos. Las modificaciones de las estructuras sedimentarias originales son escasas y debidas por la actividad biológica de baja intensidad (Fédoroff y Courty 1987b) aunque existen microfacies con costras sedimentarias removidas por la actividad biológica. También hay raros rasgos calcíticos de origen biológico, las querás, que indican un drenaje bueno de la superficie del depósito (Becze-Déak et al., 1997).

Las estructuras sedimentarias están poco modificadas tal como pasa en las microfacies con gravas con impregnaciones densas y continuas (F.1.1.1.1) y las microfacies sin gravas y fuerte heterometría vertical (F.1.2.1). Estas microfacies con fuerte heterometría vertical muestran escasos rasgos amorfos negros, y si los tienen están distribuidos en banda. Estas microfacies muestran rápidas inundaciones y un drenaje moderado acompañado con rasgos de empobrecimiento en óxidos de hierro. Las microfacies con gravas soportadas con gravas con costras internas y casquetes con granoclasificación decreciente muestran figuras parecidas a la inundación repentina o torrencial sin hielo (Vliet-Lanoë 1987). Esta sedimentación puede interpretarse como irregular, continua y especialmente rápida. El predominio de la infiltración horizontal está indicado por la interpretación de la inundación de la cavidad registrada en las estructuras sedimentarias.

Las microfacies microlaminares muestran una excelente conservación de las estructuras sedimentarias que señalan al enterramiento rápido para explicar su preservación. También las microfacies de gravas con gravas y cavidades abiertas (F.1.1.1.2), los abundantes rasgos texturales formados por costras internas y casquetes describen una importante truncadura de la superficie del depósito que señalan la formación de discontinuidades sedimentarias y la irregularidad del registro. De esta manera, describimos los procesos de formación de las microfacies sin gravas microlaminares (F.1.2.2.) y microfacies con gravas flotantes (F.1.1.2) como el resultado del transporte hídrico y enterramiento rápido con un régimen hídrico caracterizado por el drenaje rápido en las formaciones superficiales por el afloramiento de la roca y buen drenaje en los rellenos sedimentarios de las cuevas con la formación de estas estructuras de superficie sin rasgos iluviales.

Microfacies 2

Arena y limo roja calcítica decarbonatada con gravas finas y bloques (tabla 8.2).

Caracterización

Componentes texturales y estimación de las fracciones calcíticas y carbonatadas

La Fracción Muy Gruesa es de tamaño variable, especialmente en las gravas, y mediante la documentación de campo los bloques son raros a ocasionales. Las gravas son dominantes en la Fracción Muy Gruesa. La fracción fina tiene una distribución gefúrica dominante aunque existen localmente distribuciones relativas FG/FF porfíricas. La FG calcítica 10 al 20% y la FF carbonatada es inferior al 10%. La fracción gruesa destaca por componentes micácicos de forma acicular-planar que pueden concentrarse en microláminas y rasgos texturales para formar su composición dominante. Estos componentes micácicos también son abundantes en la fracción fina.

La fracción fina es de amarilla a roja con moteado micro fino globular marrón amarillo. Estos componentes de la fracción fina dotan a estas microfacies de una contextura de birrefringencia de moteada a estriada.

Estructuras sedimentarias y microestructuras

Las microfacies con gravas (F.2.1.1) son laminares y sus límites son graduales y ondulados; contienen una microestructura de cavidades abierta. Es común una orientación vertical de las gravas. Las microfacies con gravas matriz soportadas (F.2.1.2) tienen límites más graduales pero igualmente rectos, la FG bien clasificada y su microestructura es vesicular-laminar (Lámina VI.1, microfotografía 4). El espesor del lecho, como en las microfacies 1.2, es sugerida por distribución en banda o lineal de las gravas. En las microfacies con lechos y fuerte heterometría vertical (F.2.2.1.) como en los sets de láminas muy finas (F.2.2.2), microlaminares, hay abundantes láminas con la fracción gruesa lavada y láminas con abundante fracción fina roja con micas. Sus microestructuras son masiva-vesicular y laminar-fisural respectivamente. Además, existe una importante fragmentación de microláminas por fisuras, y segregación textural o intercalaciones rojizas con micas en las microfacies con gravas flotantes, laminares heterométricas y microlaminares en las que existe también incorporación o integración de láminas finas en forma fragmentos de costras de superficie. La porosidad de fisuras está desarrollada y contribuye a la formación de agregados poliédricos bien acomodados especialmente en las microestructuras masivas y vesiculares. También hemos observado de raros a ocasionales canales.

Rasgos

Los rasgos calcíticos son raros hiporevestimientos y revestimientos microesparíticos grises.

Los rasgos texturales destacan en las muestras con microestructuras de cavidades abiertas, vesiculares y microlaminares. Son revestimientos continuos limoarcillosos entorno de gravas, arenas gruesas o agregados. También sobre las gravas hay revestimientos en casquete y en casquetes enlazados. Los rellenos son arenosos y limosos, sin arcilla, incompletos y sueltos. Abundan también micropanes (costras internas) con una fuerte granoclasificación vertical granodecreciente especialmente en las microestructuras de cavidades abiertas. En las microfacies con gravas flotantes abundan las intercalaciones limoarcillosas.

Los rasgos de fábrica destacan los agregados en ooides y fábricas en banda (Vliet-Lanoë 1985) en las microestructuras de cavidades abiertas. Existen también pocas fábricas excrementales. Incorporamos a la descripción de rasgos la fragmentación de lechos de arenas y limos en las microfacies microlaminares (2.2.2) que forman una organización de intercalaciones limoarcillosas y arena-limo lavado parecida a las fábricas en banda (Huijzer 1993).

Los rasgos criptocristalinos generalmente se reducen de raras a abundantes puntuaciones negras esféricas de tamaño micro. En las microfacies con gravas flotantes los rasgos criptocristalinos negros son muy abundantes, con la aparición de nódulos. Abundan también revestimientos polvorientos marrón rojizos en la porosidad

vesicular.

La intensidad de alteración es fuerte y última.

Interpretación

La microfacies 2 contiene una heterometría más desarrollada de la FMG y la fracción fina está impregnada de óxidos de hierro que dotan el color rojo a estas facies. Además, hemos observado un aumento de los componentes micáceos que pueden interpretarse como alteración de los feldespatos (sericita?) (Bullock et al. 1985; Melgarejo 1997). Esta hipótesis no está contrastada, pero la presencia de óxidos de hierro en la fracción fina y la decarbonatación muestran al menos el desarrollo de la meteorización en los depósitos de las cavidades y en las formaciones de la Sierra. La explicación de esta abundancia de micas puede complementarse o contraponerse con la inferencia interpretativa de formación de acumulaciones eólicas en la superficie de la Sierra. Estos depósitos de loes limitarían la alteración mecánica de la roca de la superficie de la Sierra. Así es posible explicar la progresión de procesos edáficos como la edafoturbación por el hielo y la decarbonatación parcial que muestran estas microfacies sedimentarias. El que es evidente es que en los depósitos muestreados los procesos hídricos de redistribución de sedimentos dotan eventualmente a estas microfacies de cierta madurez mineralógica por isodensidad expresada por las concentraciones de microláminas de micas en las microfacies sin gravas y en rasgos texturales; o en el buen lavado de las costras sedimentarias de superficie descritas como estructuras sedimentarias microlaminares fragmentadas.

La dominancia de la actividad hídrica en el transporte de los sedimentos muestreados en los rellenos sedimentarios de las cuevas señala el aumento de la humedad. Este aumento de la humedad también está registrado en la ausencia de intensidades de la alteración débil en las FMG y FG. Sin embargo, esta intensidad de alteración no es paralela con la aparición de rasgos calcíticos. La ausencia de estos rasgos calcíticos pueden señalar la presencia de un corto ciclo de la estacionalidad de la sequedad, débil evapotranspiración, pero más bien indica enterramientos rápidos (Courty 1986), coherente con los mecanismos de transporte hídricos dominantes en la formación de estas facies.

Los rasgos microestructurales indican la aparición de rasgos tixotrópicos de deformación del depósito por hielo. Las figuras micromorfológicas formadas por la percolación del deshielo en las microfacies de gravas (F.2.1) se muestran con la aparición de costras internas fragmentadas, orientación vertical de las gravas y casquetes enlazados granodecrecientes. Estas microfacies sedimentarias con clastos soportadas por clastos también muestran revestimientos continuos que señalan a modificaciones postdeposicionales y transporte mediante reptación laminar por hielo y deshielo, una forma de soliflucción rápida relacionada con una aportación de agua externa (Bertran 1993; Courty et al. 1989; Vliet-Lanoë 1985; Vliet-Lanoë 1997). Las microfacies con clastos flotantes (F.2.1.2.) y microestructura masiva de agregación poliédrica muestran escasos rasgos. Las gravas presentan revestimientos limoarcillosos continuos muy delgados entorno a las gravas pero estos los hemos interpretados como heredados y adquiridos durante el arrastre laminar. El contenido

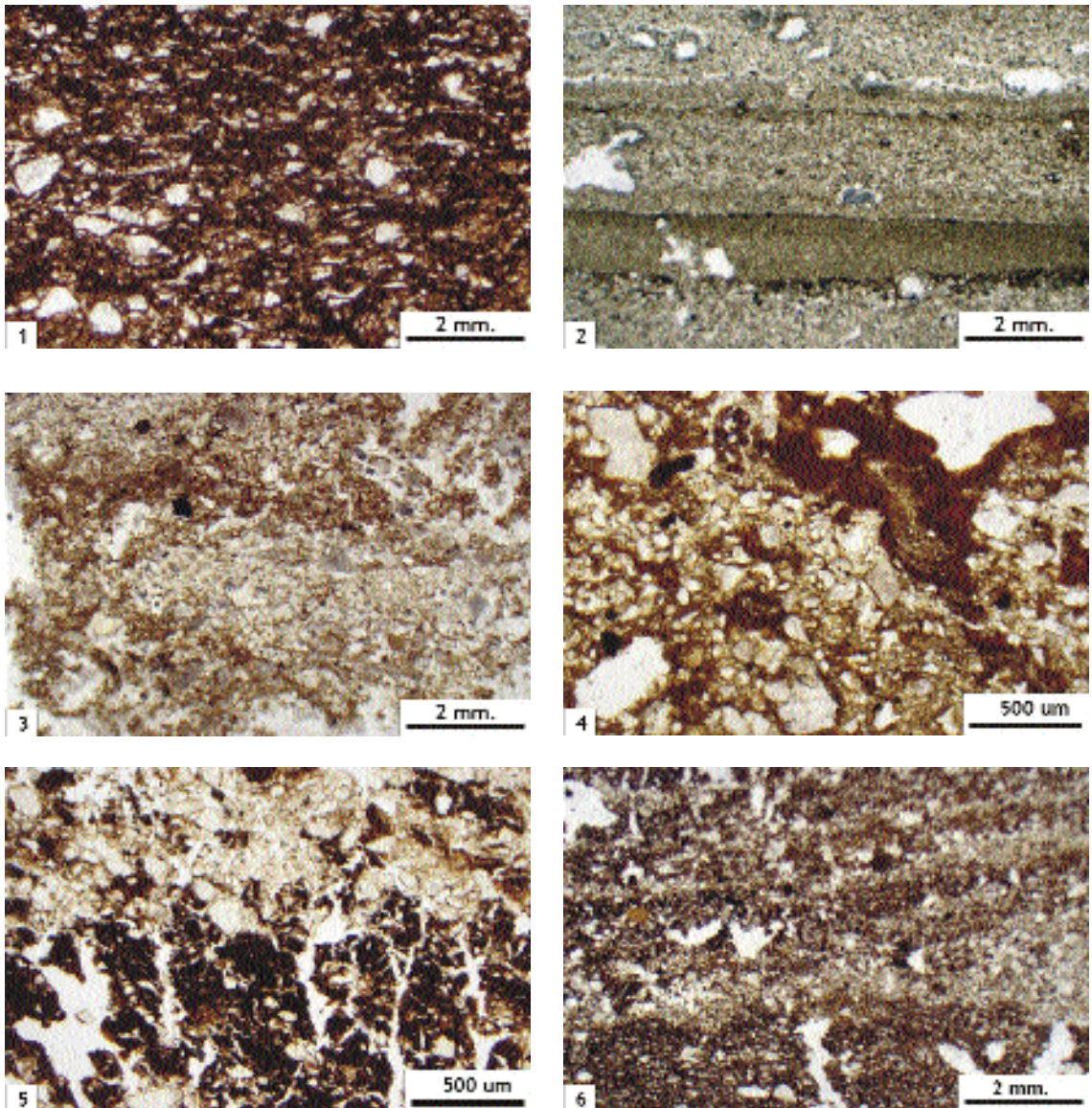


Lámina VII. Rasgos texturales, especialmente los eluviales, de la colección de referencia de microfacies de la Sierra de Atapuerca.

Microfoto 1 . Intercalaciones en las microestructuras vesiculares-fisurales de TG 7.

Microfoto 2 . Costra deposicional de TD 11 superior.

Microfoto 3 . Detalle de arenas mal lavadas de una costra sedimentaria deposicional de TD 6 -Estrato Aurora, UM IV.

Microfoto 4 . Detalle de una organización textural limoarcillosa de la M. II de GI de TG.

Microfoto 5 . Arenas bien lavadas en una costra sedimentaria deposicional de G.I MI de TG.

Microfoto 6 . Arenas mal lavadas en una costra sedimentaria deposicional de G.IIc de TZ.

en FG moderadamente a bien clasificada, puede indicar enterramientos rápidos de sedimentos y desplazamientos desarrollado en la Sierra y/o en el interior de la red de conductos subterráneos de drenaje de la Sierra durante el deshielo de nieve. Sin embargo, la abundancia de muestras con estructuras sedimentarias bien conservadas y fuerte heterometría vertical (F.2.2.1) y microlaminar (F.2.2.2) muestran una importante competencia de los mecanismos de transporte hídrico y señalan baja infiltración vertical durante la formación de estas microfacies sedimentarias. Pero la ausencia de rasgos iluviales muestra un drenaje bueno que puede interpretarse como el registro de una sedimentación más rítmica o regular. La baja infiltración vertical está atestiguada por las estructuras sedimentarias que muestran desarrolladas costras de deposición (Boiffin y Bresson 1987) con arenas bien lavadas y lechos de arcilla fragmentados por las modificaciones criogénicas (Huijzer 1993) que resaltan la acreción sedimentaria y caracterizan una tasa de sedimentación elevada. Esta baja infiltración vertical que favorece la expresión de la sedimentación hídrica en forma de infiltración lateral regular se realizaría con escasa cobertura vegetal en la Sierra ya que en la región la limitación al desarrollo de la vegetación en altura no es la ausencia de agua sino las bajas temperaturas (Tarazona 1984). La decarbonatación puede interpretarse como el resultado de la circulación de aguas meteóricas frías, con pocos ácidos orgánicos, indicando que el registro del régimen de la humedad del suelo se encuentra en el umbral superior del límite údico y ústico, singularizado por las bajas temperaturas.

Microfacies 3

Arena y arcilla roja decarbonatada con bloques y gravas medias (tabla 8.3).

Caracterización

Componentes texturales y estimación de las fracciones calcíticas y carbonatadas

La FMG presenta generalmente una fuerte heterometría y mediante la documentación de campo hay una presencia de frecuente a común de gravas gruesas y los bloques están soportados por bloques. La fracción gruesa y fina muestran una distribución porfírica. La fracción gruesa calcítica es inferior al 10% y la fracción fina carbonatada es de muy rara a ausente. La fracción fina puede contener de abundantes a ocasionales puntuaciones orgánicas y más raramente muestran tejido histológico. Estas puntuaciones y tejidos histológicos tienen el contorno rugoso mientras que otras tienen forma lisa y caras paralelas. La distribución de estos componentes orgánicos puede ser lineal o al azar. La fracción fina es turbia moteada como las microfacies 2 pero más amarillenta. La fábrica de birrefringencia puede ser indiferenciada, moteada y estriada.

Estructuras sedimentarias y microestructuras

Las microfacies de lechos de gravas (F.3.1.1.) y de lechos con gravas soportadas por la matriz (F.3.1.2.) tienen límites graduales y ondulados indicados por la FMG. Las microfacies de lechos de gravas en el campo se muestran en forma de lentejones localizados en el perfil (foto 1.10). Estas microfacies de lechos de gravas presentan agregación. Microagregación granular en las estructuras de gravas con gravas y

Estructura sedimentaria	Microestructura	Agregación	Rasgos texturales	Rasgos cristalinos	Rasgos amorfos y criptocristalinos	Alteración de la FMG-FG y rasgos de pérdida
F.3.1.1 Lecho de gravas	Granular	Poliédrica subangular y subredonda	Papulas Revestimientos continuos de arcillalimo Intercalaciones	Revestimientos y hiporrevestimientos gris y marron Impregnaciones densas de esparita equigranular.	Revestimientos Rellenos y papulas rojizas <i>ropy</i> . Pseudomorficos puntuaciones aisladas o coalescentes negros	Fuerte a última
F.3.1.2 Lecho de gravas flotantes	Microagregada y canales	Poliédrica a prismática fina	Papulas. Revestimientos continuos de arcilla-limo. Revestimientos polvorientos. Rellenos sueltos incompletos.	Revestimientos y hiporevestimientos grises y marrones	Revestimientos. Rellenos y papulas rojizas <i>ropy</i> . Pseudomórficos y puntuaciones aisladas o coalescentes negros.	Fuerte a última
F.3.2.1 Lecho	Canales	Prismática grande	Intercalaciones. Revestimientos microlaminados. Rellenos sueltos incompletos.		Nódulos amorfos con forma y con intensidad de alteración variable. Pseudomórficos negros en canales y en intercalaciones.	Última a fuerte
F.3.2.2 Microlaminar	Microagregada a canales	Granular a Poliédrica subredonda	Costras sedimentarias mal lavadas. Revestimientos polvorientos		Pseudomórficos negros. Nódulos microglobulares rojizos	Última

Tabla 8.3. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microficies de arena y arcilla roja decarbonatada (F.3).

microagregación soldada y de canales en las microfacies con gravas flotantes.

Las microfacies sin gravas (F.3.2.) muestran una buena a moderada clasificación de la FG. Los límites son difusos indicados por tenues variaciones de color. Estas estructuras sedimentarias son laminares centimétricas (F.3.2.1) con microestructura masiva y de canales. Las microlaminares (F.3.2.2) presentan microagregación soldada.

Rasgos

Los rasgos texturales destacan por la presencia de pápulas y revestimientos continuos entorno a la FMG y FG y intercalaciones de limoarcilla (lámina VI, microfotografía 5). Sobre caras y poros hay revestimientos más polvorientos marrón rojizo, delgados, sin microlaminación, turbios con componentes orgánicos. Las pápulas muestran una importante diversidad de fábricas internas de fragmentos relictos, especialmente de fragmentos de costras sedimentarias. Es de destacar escasos rasgos texturales microlaminados tan sólo referenciados en forma de revestimientos y rellenos microlaminados, espesos y a veces turbios, cercanos a cambios litológicos. Los rasgos eluviales son también ausentes probablemente relacionados con los mecanismos de edafoturbación asociados a las microestructuras biológicas dominantes en estas microfacies. Estos rasgos están limitados a la presencia de rellenos sueltos incompletos y a las estructuras sedimentarias microlaminares que muestran arenas mal lavadas transformadas por la actividad biológica.

Los rasgos calcíticos pseudomórficos y hiporevestimientos microsparíticos en canales son los más abundantes en las microfacies con gravas soportadas por gravas. Destacan muchas muestras sin rasgos calcíticos, especialmente las que no contienen gravas, aunque tenemos que señalar la presencia de alteraciones últimas homogéneas que dificultan la estimación de las FG calcítica y los fragmentos de la FMG. También existen algunas impregnaciones discontinuas, a veces muy próximas a las microfacies de arena y limo marrón amarillo calcítico, pero estas muestran un aspecto marrón y pérdida de birrefringencia que sugiere una intensidad de alteración fuerte (Courty 1990). Hay de raros a ocasionales nódulos cristalíticos anhórticos y órticos, y también rellenos discontinuos y sueltos de microesparítica y calcita acicular. Finalmente hemos observado también impregnaciones en microfacies con gravas densas de esparita blanca equigranular y crecimientos cristalinos esparíticos en la porosidad fisural.

Los rasgos amorfos y criptocristalinos se desarrollan especialmente en las microestructuras masivas. Los nódulos y puntuaciones existen ocasionalmente en todas las subfacies pero sobretodo son ocasionales concentrados en las microfacies con gravas flotantes con diferentes estados de alteración y formas (Fedoroff et al. 1994). De contorno rugoso y límite gradual son las intercalaciones amorfas negras yuxtapuestas a las intercalaciones texturales limoarcillosas. También hay en las microfacies con gravas revestimientos pseudomórficos de color marrón rojo mate, en luz incidente, color que comparten con las puntuaciones microesféricas y nódulos de puntuaciones. Junto con estos rasgos amorfos negros hemos observado también partículas raras, y más ocasionales en las microfacies sin gravas, fragmentos micro y de contorno liso, opacos, hábito de caras paralelas y color negro brillante (grafito) en

luz incidente, que pueden ser atribuidos a carbones o a componentes minerales de manganeso (Stoops 1996). Raramente muestran formas histológicas para su asignación a componente orgánico. Estas puntuaciones orgánicas, que por su tamaño incluimos en la fracción fina, son más abundantes cuando poseen una distribución en banda o lineal.

En las microfacies con gravas son abundantes los córtex o películas de alteración. Su fábrica interna blanca-gris o rojiza y aspecto viscoso (microglobular fino) se distribuye principalmente entorno a gravas. Estas se corresponden a las intensidades de alteración fuerte y última, descritas por Courty (1986), aunque existen muestras en las que estos componentes de las películas aparecen en posición de revestimiento, relleno o pápula. También hemos observado fragmentos amarillentos brillantes localmente o totalmente isótropos, fisurados. El aspecto fibroso de su fábrica interna, fisuración color de interferencia gris y gris-blanco son característicos de hueso (Bullock et al. 1985). Los más fisurados son isótropos en parte o totalmente. Estos huesos, posiblemente más degradados (Perrenoud 1993), muestran una fábrica interna microglobular fina amarilla límpida en la zona isótropa. Finalmente hemos descrito masas globulares milimétricas, gris blanquecinas, con limos y arenas flotantes, raros huesos y poros finos (de forma esférica o de canal con paredes muy paralelas o pseudomórficas) y ataque de bacterias parcial que hemos identificado como coprólitos de carnívoros.

Los recubrimientos rojizos sobre caras de agregados y poros orientados microlaminados, muchos discontinuos, los hemos considerado clay skins o rasgos de fábrica.

La intensidad de alteración de estas microfacies es fuerte, fuerte-última y última.

Interpretación

La documentación de campo permite observar que muchas de las muestras que contienen estas microfacies tienen bloques soportados por bloques y gravas medias. Esto nos ha permitido interpretar que estos depósitos son formados por desprendimientos de gravedad y caídas de bloques (debris fall) (Pérez-González et al. 1995; Pérez-González et al. 1999). El origen de la FG y la FF es más difícil de evidenciar, dada la abundancia de FF que expresa procesos de envejecimiento (Brewer y Sleeman 1969), pero señalan la estabilidad morfogénica de la geometría de estos depósitos que contienen estas facies.

Las estructuras sedimentarias de lechos con gravas comunes (F.3.1.1.), están caracterizadas por una FG mal seleccionada, agregación granular a poliédrica angular o prismática fina. Los diferentes estados de intensidad de alteración, fuerte y último, nos indican la renovación en fragmentos de caliza en estas microfacies que explica la presencia de rara a ocasional FGc. Los procesos de translocación y lixiviación (leaching) de partículas (Arnold 1983), con una clara filiación con los componentes de las películas de alteración de la FMG criptocristalinas rojas, están documentados en forma de revestimientos discontinuos y pápulas rojizas criptocristalinas. Esta filiación mineralógica entre los productos de alteración de los fragmentos carbonatados y los

revestimientos discontinuos y pápulas indica una baja infiltración vertical ya que los procesos de translocación están limitados, sin formar un horizonte de acumulación diferenciado tal como se aprecia en el perfil de campo.

Esta débil infiltración vertical puede relacionarse con los procesos de inicio autocolmatación (Bornand 1987) y evidencia de una cierta estabilidad temporal de los procesos morfogenéticos sedimentarios (Fédoroff y Courty 1987b). La infiltración vertical impedida por materiales arcillosos es evidenciada por los rasgos amorfos negros formando revestimientos, hiporevestimientos y puntuaciones coalescentes. Estos procesos de autocolmatación y la acumulación de rasgos amorfos negros forman las condiciones para interpretar la presencia de una capa freática temporal colgada (pluvial). Así podemos caracterizar dos fases de procesos edáficos guiados por las oscilaciones en el registro del régimen de la humedad. Con los procesos de evolución interna, que conducen a la madurez de la geofoma, el régimen de humedad udic promueve la colmatación y la formación de la agregación poliédrica a prismática fina decarbonatada; y otros por un cambio climático o un drenaje moderado guía la aparición de rasgos calcíticos (Fédoroff y Courty 1987b). La presencia de rasgos calcíticos está asegurada por la abundancia de fragmentos. Su presencia denota que el drenaje es de moderado a bueno y la inestabilidad morfogenética de la superficie del medio sedimentario (frecuencia de truncaduras) está en relación con la geometría de la geofoma.

Este carácter limitado de la estabilidad morfogenética de la superficie del depósito se observa con el contraste entre las microfacies de gravas con agregación granular (F.3.1.1), en la que la intensidad de alteración es homogénea, fuerte o última, y las microfacies con clastos flotantes (F.3.1.2). Las microfacies con clastos soportados, la FMG indica un enterramiento más rápido respecto microfacies con gravas flotantes. Este enterramiento más rápido puede darse en posiciones de pie de vertiente, en el que el desplazamiento puede aportar a la agregación poliédrica su forma subredonda. Posiblemente estos flujos laminares, al entrar en un medio sedimentario encajado como las cavidades cársticas, formen leves incisiones que explican el aspecto lenticular que se observa en el perfil de campo. Estas microfacies con arcillas y arenas con gravas soportadas con gravas (F.3.1.1) no presentan una marcada migración de arcilla que muestra caracteres de horizonte cámbico cálcico de suelos rojos (Vallejo 1995). Durante la formación de estas microfacies es de esperar que en las formaciones superficiales de la Sierra haya truncaduras de suelos relativamente profundas y acumulación en el pie de vertientes. Esta truncaduras típicas de los suelos mediterráneos caracterizan una sedimentación con discontinuidades.

Las microfacies con gravas flotantes muestran una agregación prismática de fina a muy grande. Estas microfacies de arcilla y arena con gravas flotantes contienen diversos estados de intensidad de alteración de las gravas, fuerte y última. Los rasgos texturales destacan en forma de intercalaciones, muchas deformadas, un revestimiento continuo de limoarcilla entorno a la FMG y FG. También abundan fragmentos de costras sedimentarias integradas ya sea por fisuras como por canales. En la porosidad de fisuras y cámaras existen rellenos densos y incompletos de arenas calcíticas, con rasgos que presentan intensidad de alteración fuerte. Los rasgos

Estructura sedimentaria	Microestructura	Agregación	Rasgos texturales	Rasgos cristalinos	Rasgos amorfos y criptocristalinos	Alteración de la FMG-FG y rasgos de pérdida
F.4.1 Lecho centimétrico	Granular esférica a subredonda		Revestimientos limoarcillosos continuos. Rellenos sueltos densos de arenas bien y mal lavadas.		Revestimientos, rellenos y pápulas rojo, naranja blanco amarillo <i>ropy</i>	Última. Zonas y agregados blanco-amarillo, límpidas
	Vesicular		Intercalaciones. Revestimientos limoarcillosos finos.	Revestimientos fibroradiados de apatita	Revestimientos finos criptocristalinos rojos (fosfatos?)	Última.
F.4.2 Lecho decimétrico	Masiva	Prismática	Intercalaciones.		Puntuaciones y nódulos con intensidad de alteración variable	Última y fuerte. Zonas de pérdida amarillas límpidas a moteadas
F.4.3 Microlaminar	Fisural organomineral	Poliédrica angular	Rellenos y costras internas de arenas bien y mal lavadas. Papulas. Revestimientos microlaminares.	Rellenos densos y pseudomórficos con queras	Láminas opacas negras y rojas límpidas. Nódulos microglobulares rojizos.	Última Zonas de pérdida amarillas con nódulos microglobulares finos.
	Microagregada a canales	Prismática	Revestimientos microlaminares a polvorientos. Crostas sedimentarias mal lavadas.	Revestimientos y hiporrevestimientos pseudomórficos grises y marrones esparíticos.	Pseudomórficos y puntuaciones aisladas o coalescentes negros al azar	Última y fuerte

Tabla 8.4. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfácies de arena y arcilla marrón totalmente decarbonatada (F.4).

amorfo negro son en forma de revestimientos en canales y intercalaciones, y de manera desarrollada en nódulo que muestran diferentes estados de alteración y morfología compleja (Fedoroff et al. 1994). Los caracteres de la agregación, los rasgos texturales y amorfo indican una evolución postdeposicional caracterizada por la meteorización superficial o sedimentación baja. Este carácter superficial de las microfases con gravas flotantes se intuye en los fragmentos de costras de superficie y especialmente en la distribución en banda que exhiben las gravas. La acumulación de rasgos como los nódulos amorfo de diferentes tipos y alteración es un proceso documentado en el techo de horizontes arcillosos o de alteración (Fedoroff y Eswaran 1985). Además, los caracteres estructurales de la agregación prismática indican la presencia de fenómenos de humectación y desecación que reflejan la estacionalidad del régimen la humedad. Este régimen de la humedad se da en un régimen drenado moderado y lento de la percolación evidenciado por el desarrollo de los rasgos amorfo y intercalaciones. Este drenaje moderado explicaría la abundancia el carácter cumúlico en fracción fina de estas microfases con clastos flotantes. De esta manera explicamos la práctica ausencia de rasgos calcíticos en estas facies, ya que fundamentalmente su acreción es de productos de alteración, especialmente fracción fina y componentes siliciclásticos resistentes, sin la aportación lateral por truncadura de fragmentos carbonatados. Este carácter cumúlico presenta su extremo en los procesos de formación de las estructuras sedimentarias sin gravas, con estructura sedimentaria laminar (F.3.2.1) y arena y limo de bien a moderadamente seleccionados con macroagregación prismática. Las microfases con estructura sedimentaria microlaminar (F.3.2.2.) muestran una sedimentación lenta de estos productos de alteración siliciclásticos. La abundancia de la FF indica lentos procesos de sedimentación lentos procesos que interactúan con las características de la superficie de la geoforma. Estas microfases tienen un drenaje moderado expresado por la formación de espesos revestimientos microlaminados junto con rasgos eluviales con costras sedimentarias mal lavadas.

Por otra parte consideramos un drenaje bueno para las microfases con clastos flotantes que muestran una agregación más fina y menos rasgos amorfo negro. Estas microfases muestran más rasgos texturales gruesos, especialmente rellenos sueltos y incompletos de arenas calcíticas descritas en suelos vérticos (Fedoroff y Courty 1989) coherentes con el comportamiento estructural de la agregación prismática fina con más porosidad de fisuras angulares y cámaras. Estas microfases podrían indicar un registro más contrastado del régimen de la humedad si puede evidenciarse que estos caracteres estructurales no son el resultado de factores de la posición del perfil de muestreo en la geometría del depósito sedimentario. De todas formas, en estas microfases prismáticas finas los rasgos calcíticos pueden indicar mecanismos de incorporación de FG y FMG carbonatada de forma más rápida. Esta incorporación de sedimentos puede explicar la abundancia rara de fracción fina carbonatada y la presencia de heterogeneidad de intensidades de alteración de la FMG y FG vía coluvionamiento y/o sedimentación hídrica característica de suelos rojos (Lamouroux 1970). Esta sedimentación relativamente más rápida de las microfases con agregación prismática fina puede inferirse también de la observación más repetida de fragmentos de costras sedimentarias preservadas que indican otra vía de renovación

de la superficie del depósito mediante truncadura, por erosión laminar hídrica, o acreción mediante la formación de estructuras microlaminares (F.3.4). Esta erosión laminar está indicada en los rasgos texturales polvorientos, delgados no microlaminados, y los fragmentos de costras de superficie integrados con arenas mal lavadas en las microestructuras poliédricas; mientras que las microlaminares las costras de superficie preservadas muestran también estas arenas mal lavadas. Esta actividad de la sedimentación y las truncaduras de las superficies (erosión) de los depósitos muestran procesos típicos de los suelos rojos de clima mediterráneo poco desarrollados donde se asientan las comunidades vegetales con raíces profundas (Vallejo 1995). Durante la formación de estas microfacies consideramos que las formaciones superficiales de la Sierra los horizontes de alteración están sometidos a procesos de rejuvenecimiento superficiales sobre horizontes profundos.

Las microfacies con gravas flotantes y agregación prismática muy gruesa y con abundantes rasgos amorfos evidencian un drenaje moderado que registra un régimen de la humedad údico tal como atestigua la casi decarbonatación total. De todas formas la abundancia de rasgos texturales polvorientos y la formación de pápulas, algunas deformadas y orientadas en oblicuo y revestimientos continuos entorno a la fracción gruesa (Vliet-Lanoë 1985) pueden interpretarse por la importancia de las deformaciones postdeposicionales de los sedimentos por cambio climático a condiciones más húmedas y frías, junto con el establecimiento de un drenaje de moderado a malo por capa freática estacional colgada. Estas modificaciones desarrolladas en estas microfacies decarbonatadas con pocas gravas y estructuras prismáticas grandes pueden ser interpretadas como características de horizontes paleo-argílicos de regiones semi-áridas, sin rasgos texturales, producto de la erosión hídrica o coluvial de alfisoles transportados a cortas distancias (Fedoroff y Courty 1987a). Así, estos depósitos con acumulación de FF o truncaduras representan una baja sedimentación y larga exposición aérea que pueden acumular también varias fases de procesos edáficos relacionados con cambios climáticos con diferentes regímenes de la humedad.

Microfacies 4

Arena y arcilla marrón totalmente decarbonatada con bloques y gravas (tabla 8.4).

Caracterización

Componentes texturales y estimación de las fracciones calcíticas y carbonatadas

La Fracción muy gruesa flotante tiene forma de bloques y gravas medias calizas, pero son apreciables los componentes relictos (con estructuras sedimentarias y/o con rasgos edáficos). Además, hay muestras con gravas, especialmente finas, en la que la FMG carbonatada tiene una intensidad de alteración última que dificulta su estimación.

No contienen FGc ni FFc. La fracción fina es de color amarillo marrón a marrón rojizo, casi opaco localmente, y su transparencia es límpida a con dominios moteados.

En algunas muestras la fracción fina contiene una abundante pigmentación orgánica

amorfa opaca que jerarquiza la caracterización de organomineral (Bullock et al. 1985). Con luz incidente los componentes opacos son negros y brillantes, de contorno difuso marrón rojizo oscuro o negro brillante con forma de caras paralelas y contorno liso. Estos componentes negros son discontinuos y están imbricados con láminas rojizas, límpidas a moteadas con luz transmitida, y contienen detrítico flotante (lámina 8.VIII, microfoto 6). La fábrica de birrefringencia es isótropa con raros dominios moteados por el detrítico micácico. La identificación de estos componentes opacos brillantes, en luz incidente, contorno liso y lados paralelos tiene que contrastarse mediante otras técnicas ya que existe un fuerte paralelo entre carbones y manganeso (Stoops 1996). La abundancia de carbón / manganeso puede dotar a estas microfacies el color negro que algunas de estas microfacies presentan en mano. Así hemos observado también la presencia rara de pseudomorfos negros de tejidos vegetales de contorno liso.

Estructuras sedimentarias y microestructuras

Las microfacies laminares centimétricas (F.4.1.) están mal clasificadas y presentan el límite difuso y recto. Generalmente contienen fragmentos relictos de tamaño grava fina y no contienen FG calcítica. Las microestructuras son granulares esféricas y vesiculares. La microestructura granular esférica muestra agregados finos con una porosidad de cavidades cerradas rellena por FG bien y mal lavada (Lámina VI.1, microfoto 3). La microestructura vesicular muestra fisuras de desecación (Vliet-Lanoë 1985) y localmente esta porosidad vesicular define agregados laminares finos. Su birrefringencia es isótropa.

Las microfacies con gravas y bloques flotantes, las arenas y los limos están mal seleccionados. Sus límites son difusos, y la distribución señalada por líneas de gravas permiten limitar discontinuamente lechos (F.4.2.). Su microestructura es masiva y contiene cavidades aisladas y en el campo presentan una agregación secundaria prismática decimétrica. Tienen una distribución FG/FF porfírica muy abierta, con fracción fina dominante muy poco turbia. Una de las muestras tiene un contenido en restos óseos dominante y dominios de la fracción fina amarilla límpida y otros rojizos turbios. Su birrefringencia es estriada.

La estructura sedimentaria de naturaleza organomineral (F.4.3.1) se presenta fundamentalmente en forma de microláminas discontinuas y agrupadas. Las texturas son muy inmaduras indicada por una distribución FG/FF porfírica abierta. Los límites de las estructuras sedimentarias son difusos y rectos. La selección de la FG es de moderada a mala. La microestructura es fisural organomineral ya que presenta microfisuración interna parecida al material orgánico monomórfico (lámina VI, microfoto 2)(Bullock et al. 1985). Además, esta abundancia de componentes orgánicos también se expresa con la presencia de una porosidad estructural fisural que forma una agregación poliédrica angular de fina a media no acomodada también reseñada para los peats degradados (Babel 1975). Esta estructura sedimentaria microlaminar fisural organomineral presenta porosidad de canales a veces recortada por las fisuras.

Otras muestras con microlaminación (F.4.3.2) muestran texturas más maduras, discontinuidad de la microlámina, distribución porfírica cerrada y arenas de bien a

mal lavadas. Sus límites son claros y rectos. Contienen FMG con intensidad de alteración homogénea última. Su microestructuras es microagregada y muestra porosidad biológica de canales y fisuras con cámaras y agregación poliédrica subangular. Su birrefringencia es isótropa a moteada.

Rasgos

Rasgos en las estructuras sedimentarias microlaminares.

Algunas de las muestras microlaminares organominerales contienen rasgos cristalíticos con siderita (Bullock et al. 1985). Pero esta identificación ha de confirmarse especialmente con MER (Stoops 1983). Los rasgos cristalíticos calcíticos algunos son pseudomórficos, como queratas, y otros revestimientos entorno a canales.

Los rasgos texturales típicos son los revestimientos de arcilla polvorienta unos con buena microlaminación, espesos y extinción ondulante, y otros más polvorientos y delgados. Otros rasgos texturales de alguna de las muestras son los que muestran una alternancia en rellenos de limo arcilla y arcilla, organizaciones texturales limoarcillosas (lámina VI microfotografía 4) (Fedoroff et al. 1994). Estos rasgos se dan en forma de revestimiento que pasa a relleno, de vesículas de forma tabular o una cavidad policoncava, denso y incompleto. Pueden o no mostrar microfisuración. En la base es característico un revestimiento limo arcilloso discordante rico en mica y limo grueso flotante. Este revestimiento está cubierto por otro relleno de arcilla rojo amarillo microlaminada con extinción ondulante más mal expresada si aumentan las partículas microcontrastadas (turbia). Esta arcilla microlaminada se dispone en estratificación cruzada (Vliet-Lanoë 1985), formando una sucesión de láminas cóncavas concordantes.

Los rasgos eluviales están formados por arenas mal lavadas y bien lavadas. Las bien lavadas aparecen en crostas deposicionales con los rasgos texturales limoarcillosos en forma de rellenos densos y casi completos (lámina VII, microfotografía 5). Las mal lavadas aparecen en forma de crostas de deposicionales (pan) (lámina VII, microfotografías 3 y 6).

Entre los rasgos criptocristalinos hay crostas internas, blanco-gris, amarillas y amarillo-naranja puros con otros rasgos criptocristalinos marrón turbio, yuxtapuestos y concordantes en grandes fisuras, pero sin cambios texturales. Su fábrica interna pura compuesta de granos de forma microglobular muy fina (entorno a 2-10 micras) de aspecto viscoso (ropy) (lámina VIII, microfotografía 1). Los identificamos mediante microscopía bajo la denominación genérica de fosfatos de cueva con la ayuda de la bibliografía (Broughton 1972; Courty 1992; Flicoteaux y Lucas 1984; Goldberg 1979; Goldberg y Nathan 1975; Karkanis et al., 2000; Macphail y Goldberg 1999; Mestour 1996; Pénaud 1979; Perrenoud 1996; Vliet-Lanoë 1986). Estos han sido identificados, sobre muestras perturbadas, como fosfatos de aluminio y calcio o crandallita (Pérez-González et al. 1995; Pérez-González et al. 1999).

Su coloración amarilla, amarilla-naranja y fábrica interna viscosa con microláminas oscuras puede ser indicativa de guanos de murciélago (Berger 1991), pero en las que no observamos fragmentos de insectos, tal como se observa en las acumulaciones recientes (Mestour 1996). Su relación con otros revestimientos texturales,

especialmente limoarcillosos amarillos y arcillosos rojizos, además de su fábrica interna pura, indican una posición *ex situ* respecto a niveles coprogénicos *in situ*. Tenemos que destacar que de todas maneras existen estos rasgos criptocristalinos en forma de componente dispuestos en forma de costra de superficie que indican su posición *in situ*. Su composición y forma es parecida a niveles de guano de murciélago arqueológicos que disponemos como referencia (Berger 1991).

Otros rasgos criptocristalinos son unos nódulos globulares finos de tamaño micro de fábrica interna pura rojiza turbia localizados en zonas donde hay rasgos de pérdida de hierro indicado por la fracción fina amarilla limpia (lámina VIII, microfoto 2 y 5).

Rasgos de pérdida. Zonas desferrificadas de color blanco y poca fracción fina. Singularmente hay de arenas con fracción fina blanquecina límpida isótropa, vítrea (Silificación evaporítica?).

Finalmente destacar la presencia de perturbaciones reciente debidas a raíces en las que se observa tejidos histológicos de phlobaphenes (Bullock et al. 1985) en canales. Esta bioturbación reciente se observa en el campo.

Rasgos en las estructuras sedimentarias en lechos

En las microestructuras fisurales-vesiculares los rasgos texturales típicos son las intercalaciones (lámina VII, microfoto 1. Los rasgos de iluviación son los revestimientos limoarcillosos delgados polvorientos. En alguna de estas vesículas se pueden observar muy delgados revestimientos de apatita fibrorradiada (Jenkins 1994; Perrenoud 1993). También hay en fisuras horizontales sin aparente cambio textural, rellenos casi completos densos puros de masas marrón rojizas criptocristalinas en forma de fibra (óxido de hierro?). Estos rellenos también se encuentran fragmentadas en las microestructuras granulares esféricas, pero contienen detrítico. Los rasgos eluviales también se dan: en forma de arenas mal lavadas y lavadas generalmente relleno completamente o incompletamente las cavidades granulares. Estas microestructuras granulares muestran rellenos de arenas bien lavadas y completos. Estas arenas lavadas forman parte también de casquetes entorno a microagregados granulares esféricos y fragmentos relictos.

Los rasgos de pérdida los hemos descrito particularmente en forma emblanquecimiento de la fracción fina asociada a microfacies en las que existen rasgos texturales de eluviación de las microestructuras granulares esféricas. Esta está señalada por más limpidez y color amarillo-blanco de la FF.

Este color amarillo de la fracción fina también está presente en las microestructuras masivas. En ella es destacable una fuerte homogeneización de la microestructura, masiva, y con la pérdida de contorno de muy abundantes fragmentos de roca carbonatada y relictos de sedimentos. Algunos aparecen fisurados y disgregados por fisuras de la macroagregación prismática. La fábrica de birrefringencia es indiferenciada o uniestriada. Entre los fragmentos carbonatados destaca diferentes intensidades de alteración. Los rasgos texturales son principalmente las intercalaciones, algunas organominerales negras. Hay abundantes rasgos criptocristalinos amorfos negros en forma de puntuaciones coalescentes con

diferentes intensidades de alteración y formando también películas entorno a la FG y la FMG alterada.

Los rasgos de fábricas: en las microestructuras granulares y masivas hemos podido observar clay skins.

Interpretación

Estas microfacies muestran una total decarbonatación de la FG y la FF que las emparenta con los procesos de formación de la terra rossa (Kubiena 1952) de larga evolución temporal en los suelos rojos sobre calizas duras (Vallejo 1995) y estacionalidad acusada de la humedad. Su acumulación en los rellenos próximos a las entradas de las cuevas muestran, sin embargo, una acusada permanencia de la humedad como indica la intensidad de alteración última de las microfacies con componentes carbonatados, y especialmente la fracción fina amarilla de marrón rojizo. La limpidez de moteada a vítrea de esta fracción fina indica los procesos de hidratación de óxidos de hierro que las relaciona con los procesos de empardecimiento (Benayas 1997). Estas microfacies las caracterizamos por ilustrar diferentes dinámicas de movilización de los óxidos de manganeso y hierro de sedimentos sin la FGc y la FFc. Estas arenas y arcillas marrones totalmente decarbonatadas contienen una importante heterogeneidad de materiales relictos. La naturaleza relictiva de estos materiales ha sido descrita como los componentes reelaborados de la sedimentación en la FMG o por acumulación organomineral en la FG y la FF.

Microlaminas fisurales organominerales

La poca madurez textural indica una sedimentación lenta y discontinua. Su composición orgánica, de tipo monomórfica y impregnativa, muestra procesos de degradación de materia orgánica que morfológicamente hemos encontrado aproximadamente descrita para turberas degradadas (Babel 1975). También es de destacar la relativa abundancia de componentes negros brillantes que en la interpretación de su identificación como restos vegetales indican carbonización incompleta o simplemente pseudomorfosis por pirolusita (óxido de manganeso). Las características de la fracción fina, con el color marrón rojizo límpido (vítrea) de buena parte de la pigmentación de la micromasa de las laminas organominerales, presenta una fuerte filiación en luz transmitida con residuos coloreados de tejidos de raíces residuales (phlobaphenes), además de exhibir baja birrefringencia característica de los pigmentos orgánicos (Bullock et al. 1985). De esta forma pensamos que el carácter orgánico de estas microlaminas discontinuas marrón rojizas es sostenible con la observación microscópica. La observación de raíces con presencia de células residuales de phlobaphene nos indica actividad subreciente de raíces. Esta actividad ha debido ser también fósil ya que en los trabajos de campo pudimos observar una gran abundancia de pseudomorfos carbonatados en estas facies. Pero los procesos de formación de estos rasgos carbonatados sugieren la presencia de otra fase en la evolución de las alteraciones edáficas de los procesos postdeposicionales de estas facies. Esta otra fase en la evolución de los procesos edáficos registrados está relacionada con un cambio climático o de drenaje y donde la baja sedimentación

explica la yuxtaposición de estos procesos edáficos de forma parecida a la que se da con los suelos relictos (Catt 1989; Fédoroff y Courty 1987b).

La colonización de raíces subcreciente nos puede indicar que el origen de la acumulación organomineral sea parecida pero en un medio ácido, a juzgar por la dinámica de lixiviación de carbonatos, y la movilización y fijación del manganeso y el hierro en pseudomorfos. Esta movilización del hierro de la fracción fina está caracterizada por los rasgos de pérdida que aparecen en forma de arenas sin fracción fina sin birrefringencia, movilización que se produce generalmente con un ambiente saturado, reductor o redóxico (estacional) y acidificación producida por la descomposición microbiológica de materia orgánica. La acumulación de óxidos y hidróxidos criptocristalinos generalmente se produce en altas concentraciones de materia orgánica, y los fragmentos de plantas son un trampa preferencial formando unos compuestos de hierro pseudomórficos de brillo metálico o brillante en luz incidente (Courty et al. 1989). La presencia de carbones en estos pseudomorfos podría estar referida a procesos de autocombustión imperfecta (lignificación), de acumulaciones vegetales no leñosos (Courty 1990), pero también puede interpretarse como producto de acumulaciones transportadas poco después de incendios (Fedoroff y Courty 1989; Nichols et al., 2000). Para períodos pleistocenos la observación de carbones en el techo de paleosuelos con edafoturbaciones por sequedad o hielo en Europa ha sido documentada (Fédoroff et al., 1989; Vliet-Lanoë 1976). La presencia de depósitos ricos en microcarbones en el tardiglacial y su relación con tipos de vegetación no ha sido posible establecerla ni en sedimentaciones de lagos, de manera que la discusión y interpretación de estos depósitos necesita una aproximación multicausal (Edwards y Whittington 2000). La identificación del origen orgánico que constituye parte del depósito necesita de esta manera más análisis -fitológicos, palinofacies, etc. - que escapan de los objetivos de nuestro estudio. Sin embargo, retenemos como hipótesis de trabajo la referencia a peats degradados enunciada (Babel 1975), ya que el carácter monomórfico -sin caracteres de origen biológico- y características morfológicas formada por rasgos criptocristalinos negros son relativos a procesos de degradación de la humificación en medios anaerobios.

Mediante el análisis micromorfológicos de estas microfacies podemos contribuir a la discusión sobre el medio sedimentario necesario para la formación de estas facies. En principio podemos considerar que la acumulación de materia orgánica puede producirse en este contexto de lenta sedimentación en estas microfacies microlaminares organominerales con abundante fracción fina. De hecho la fracción fina formada por limos muy finos micácicos y una micromasa rojiza turbia es difícil de separar su origen sin-sedimentario o postdeposicional. Esto requiere más trabajo. Es orientativo de estas microfacies las descritas organizaciones texturales arcillolimosas que indican una alternancia con un régimen hídrico temporalmente saturado (Fédoroff y Courty 1987b). Sin embargo, en las distintas estructuras sedimentarias microlaminares organominerales la caracterización del régimen hídrico mediante los rasgos texturales muestra cierta variabilidad. Los rasgos texturales iluviales fisurados y con rasgos eluviales muestran la transformación de la desecación criogénica expresados por una fisuración extrema en microagregados angulares. Los revestimientos microlaminares con organizaciones texturales arcilloslimosas muestra

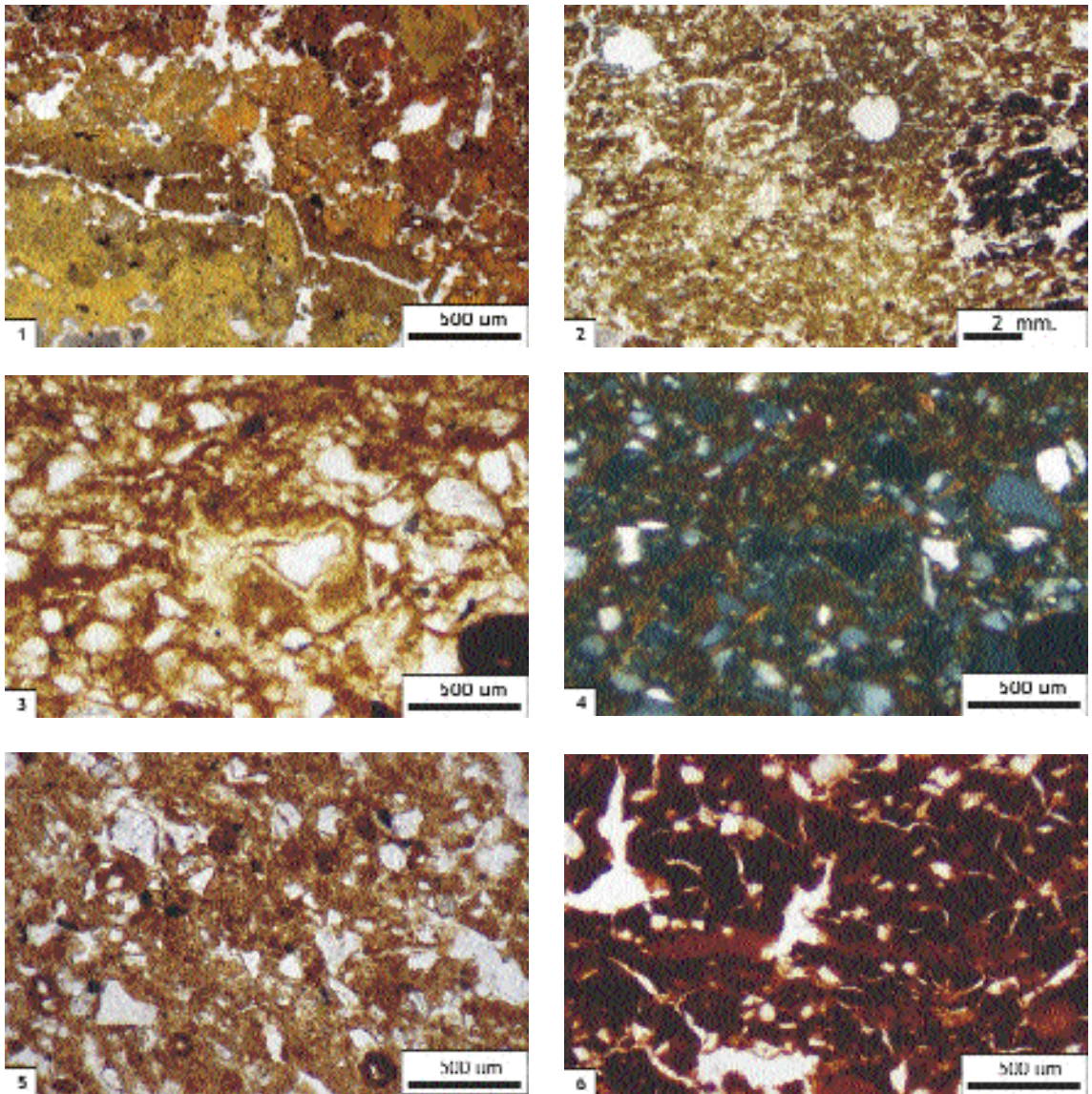


Lámina VIII. Rasgos criptocristalinos de las microfacies de la colección de referencia de la Sierra de Atapuerca.

Microfoto 1. Costra interna de rasgos criptocristalinos y mineralizaciones neomórficas (pirita?) TG 7.

Microfoto 2. Puntaciones opacas criptocristalinas en la micromasa amarilla límpida a poco moteada de las microfacies de arena y arcilla marrón de TD9.

Microfoto 3. Revestimiento amarillo en la base e TG 7.

Microfoto 4. Idem que el anterior en luz analizada. Obsérvese el aspecto fibrorradiado del revestimiento (apatita ?).

Microfoto 5. Nódulos microglobulares rojizos turbios de TG 8 dentro de una micromasa amarilla límpida a moteada.

Microfoto 6. Murcielaguina formada por láminas negras y rojizas límpidas a poco moteadas de TN2B.

una saturación temporal y circulación muy lenta. Esta variabilidad del régimen hídrico, expresado por los rasgos iluviales y eluviales, son indicativas de las diferentes evoluciones postdeposicionales de estas estructuras sedimentarias organominerales. Sin embargo, la alternancia de láminas negras y láminas rojizas ligada a la naturaleza mineralógica organomineral está relacionada con la concentración del manganeso y del hierro criptocristalino, es decir, sus procesos de formación. Este ambiente reductor dominante lo inferimos por la dominancia de las láminas rojas turbias en la observación microscópica de estas estructuras sedimentarias microlaminares organominerales. La dinámica de la formación de las láminas negras las relacionamos con la precipitación de manganeso, indicativa de un ambiente más oxidante, de ambientes húmedos-aeróbicos y neutros con bacterias (Shahack-Gross et al., 1997). La actividad biológica parece también participar en estos procesos de formación mayores identificados, el de ambiente reductor y el régimen hídrico lento, ya que hemos observado formación de estas microláminas organominerales con porosidad de canales más o menos conservadas según los procesos postdeposicionales descritos mediante los rasgos texturales. Otro carácter común, la mala madurez textural de las microfacies organominerales indica la escasa velocidad del flujo hídrico que condiciona la capacidad de oxigenación del régimen hídrico del suelo, que permite caracterizar estas microfacies con un régimen hídrico mal drenado. Así, las oscilaciones de la capa freática y las condiciones anaeróbicas tienen que ser cercanas a los horizontes redóxico (Baize y Jabiol 1995), con un corto período de oxidación, o pseudogley (Courty et al. 1989). El color negro en mano, y más bien más bien marrón-rojizo bajo el microscopio, pensamos que pertenece pues a la acumulación de materia orgánica por fijación pseudomórfica de hierro y manganeso que lo relaciona con procesos relacionados con turbas (peats) y podzoles, tal como indican las microfisuras características de las acumulaciones orgánicas monomórficas (Bullock et al. 1985).

En estas microfacies microlaminares y con este régimen hídrico saturado parcialmente por el agua también se forman rasgos criptocristalinos identificados como fosfatos de cueva en forma de costras internas, colmatando grandes fisuras horizontales y yuxtapuestas a arcillas límpidas.

En depósitos supergénicos, la crandallita se ha descrito como un mineral producto de la alteración de minerales arcillosos y en relación con la aparición de caolinita (Melgarejo et al., 1997). La crandallita aparece como un fosfato secundario en la superficie de estos depósitos. El fósforo en medios cársticos (internos ?) es casi siempre derivado de guanos (Melgarejo et al. 1997). En depósitos de cueva cercanos a la entrada, también con materiales parentales cársticos, formados por revestimientos arcillosos con fosfatos de calcio en bandas, en cuevas del Quercy francés (Billaud 1982) y en la Cauna del Aragón (Pénaud 1979), citan la caolinita y la hidroxiapatita-dallita respectivamente, como los materiales de origen que mediante aguas freáticas forman un producto de alteración determinado como crandallita. También la crandallita aparece en suelos rojos, terra rossa y otros depósitos como producto de alteración (Flicoteaux y Lucas 1984). La crandallita en la Cotte de St. Brelade también ha sido interpretada como producto de alteración de fragmentos óseos (Vliet-Lanoë 1986). En la Cauna del Aragón, los guanos han sido los que han promovido la fosfatización de parte de los depósitos sedimentarios (Pénaud 1979),

mientras que en la Baume Bonne los huesos, y de forma secundaria los guanos, los responsables de la fosfatización de sus depósitos (Mestour 1996).

Las limitaciones de nuestro programa analítico reducen nuestra capacidad de discusión sobre la naturaleza mineralógica y el origen de los rasgos criptocristalinos susceptibles de contener minerales de la familia de los fosfatos en algunas de las muestras. Una aproximación prematura y basada en la distribución y morfología de los rasgos, invoca su presencia en forma de micropanes y rellenos densos incompletos sobrepuestas a arcillas rojas en posición de revestimiento en grandes fisuras horizontales. Esto nos inclina a sostener la hipótesis de trabajo de procesos de formación más próximos a los evidenciados en el modelo de depósitos supergénicos comentados (Melgarejo et al. 1997). La naturaleza coprogénica de los fosfatos es difícil de sostener la caracterización organomineral de las microfacies de arena y arcilla marrón totalmente descarboxatada, descrita como murcielaguina (Pérez-González et al. 1995). Mediante la evidencia micromorfológica estos depósitos criptocristalinos referenciados susceptible de contener la crandallita determinada están en posición de rasgos. La presencia de guanos en otras cuevas (Berger 1991; Courty 1992; Macphail et al. 1997; Macphail y Goldberg 1999; Perrenoud 1993; Wattez et al. 1989) consultados como referencia, son identificados como componentes y no como rasgos. Esta hipótesis de trabajo fundada en el paralelismo con los depósitos supergénicos, desarrollado también en cuevas paleolíticas (Butzer 1981; Jenkins 1994), establece así la presencia de minerales fosfatados en estas microfacies como evolución de la hidroxilapatita-dallita de huesos en forma de figuras de rasgos criptocristalinos. Esta hipótesis toma en cuenta así dos evidencias: una la fundada por la micromorfológica de los rasgos criptocristalinos susceptibles de contener componentes fosfatados; y por otra la ausencia de restos óseos en los niveles muestreados donde existen estos rasgos criptocristalinos fosfatados. La degradación y destrucción de los restos óseos la explicamos por la interacción entre los procesos de acidificación por actividad biológica en cuevas y al régimen hídrico del suelo (Butzer 1989) sometido a oscilaciones de la capa freática tal como indican los rasgos texturales y criptocristalinos de hierro y manganeso impregnativos durante a formación de estas microfacies organominerales.

Posterior a este régimen hídrico regular es la fase de precipitación de carbonatos que indica un cambio climático con un régimen hídrico más contrastado. Hemos evidenciado dos ubicaciones de precipitación: por afloramiento de la capa freática o formación de lámina de agua en lugares mal drenados; en lugares bien drenados, los carbonatos de calcio precipitan verticalmente en forma de impregnaciones y revestimientos (Courty 1990). En zonas de inundación, mal drenadas con la saturación del régimen hídrico que señala procesos de reducción y movilización del hierro y la abundancia de materia orgánica, estos precipitan en forma de grandes acumulaciones formadas por revestimientos densos, espesos y equigranulares. Un hábito acicular yuxtapuesto, color marrón turbio en luz normal, parece corresponderse a la siderita (Bullock et al. 1985). Sin embargo, la duración de la saturación acidificación, y abundancia de materia orgánica del régimen hídrico parece más limitada hacia al final de esta fase ya que existe la aparición de estos pseudomorfos es en forma de queratas de calcita.

Finalmente en otras estructuras microlaminares organominerales el cambio climático está indicado por la microfragmentación en agregados organominerales y revestimientos rojos y amarillos microlaminados de arcilla y limo que casi colmatan poros y vesículas (organizaciones texturales limoarcillosas). Estos rasgos texturales iluviales están junto con rasgos eluviales de arenas gruesas bien lavadas o mal lavadas y hiporevestimientos criptocristalinos marrón-rojizo oscuro delgado. Esta coexistencia de rasgos texturales indican el drenaje moderado (Fedoroff y Courty 1987b), pero en este contexto de sobreposición de rasgos iluviales y eluviales señalan también a tasas de sedimentación muy bajas y sobreposición de procesos postdeposicionales.

Microlaminares microagregadas

Como otras estructuras sedimentarias microlaminares, la interpretación de estas microfacies microagregadas muestran sedimentación lenta por la abundancia de la fracción fina, pero su microagregación indica una percolación vertical y oxidación. La alteración última y homogénea de los fragmentos carbonatados indica un régimen hídrico con pocos contrastes en el registro de la humedad evidenciados también por pseudomorfos de raíces distribuidos al azar revistiendo canales y formas nodulares agregadas de puntuaciones esféricas. El desarrollo de estos procesos de formación de suelos, junto con el moteado rojo de la fracción fina más amarilla, y el carácter microlaminar indica pequeñas fases de estabilización de depósitos de transporte hídrico con drenaje bueno.

En las microestructuras microagregadas con rasgos criptocristalinos rojizos el drenaje es moderado. Esto es así ya que estos rasgos criptocristalinos, y con ellos los genéricamente identificados como fosfatos de cuevas, tienen una posición figurada en forma de costras sedimentarias, con arenas mal lavadas que las singulariza de las de las microestructuras vesiculares, que discutimos más adelante, y de las organominerales que acabamos de discutir. Estas costras fosfatadas se imbrican con otras de color naranja, marrón-rojizo con detríticos que indican la precipitación-oxidación del hierro. La ocurrencia de estas costras puras de fosfatos con estas microestructuras de origen biológico permite introducir el papel de la interacción entre la acidificación edáfica, la incorporación de guanos y la desaparición de los restos óseos de los niveles arqueopaleontológicos. La formación de estas microestructuras microagregadas, que presentan una agregación prismática angular y rasgos excrementales, muestran un drenaje moderado, con la presencia de rasgos texturales eluviales y iluviales, indicativas de sedimentación baja. Estas pueden caracterizar a un horizonte superficial, un epipedión, bien enterrado y conservado. Las costras sedimentarias mal lavadas son indicios de un régimen hídrico con percolaciones laterales que inundan regularmente la cavidad y favorecen el enterramiento con el aumento de la tasa de sedimentación. Durante estas percolaciones laterales la sedimentación también contiene fragmentos de microfacies microlaminares organominerales que se redepositan y se integran en la formación de estas microestructuras microagregadas con agregación prismática que contienen fragmentos reciclados de microestructuras fisurales organominerales.

Lechos centimétricos

Estructura sedimentaria	Microestructura	Agregación	Rasgos texturales	Rasgos cristalinos	Rasgos amorfos y criptocristalinos	Alteración de la FMG-FG y rasgos de pérdida
F.5.1 Laminar	Granular esférica		Revestimientos limoarcillosos y arcillosos. Rellenos sueltos densos de arenas bien y mal lavadas.		Revestimientos negro-rojo en rellenos de arenas lavadas. Rellenos densos incompletos rojo naranja, negro-rojo.	Fragmentos relictos amarillos o blancos
	Vesicular		Revestimientos de limoarcilla. Costras de superficie. Intercalaciones.			Fragmentos relictos blancos
F.5.2 Microlaminar	Masivo		Revestimientos de limoarcilla.		Hiporrevestimientos negro-rojo	

Tabla 8.5. Descripción de los principales caracteres micromorfológicos desarrollados en las descripciones de las microfacies de arena y limo amarilla lavada (F.5).

Las estructuras sedimentarias centimétricas laminares con microestructuras granulares esféricas y vesiculares con límites difusos son indicativas del transporte por solifluxión y eventualmente por coladas de fango. Las microestructuras vesiculares con fisuras de desecación indica modificaciones debidas a solifluxión que afecta a zonas profunda y sus abundantes intercalaciones sugieren tixotropía (Vliet-Lanoë 1985). Las microestructuras granulares, con la coexistencia de rasgos eluviales y iluviales como arenas bien lavadas, casquetes y revestimientos delgados limoarcillosos, parecen indicar modificaciones de superficie, de horizonte eluvial sobre un suelo helado, y desplazamiento por reptación gelufluidal por aporte lateral de agua. Esta actividad hídrica puede ser debida al deshielo, registrada también en las microestructuras vesiculares con microagregación laminar fina, que indican estabilización del techo del depósito con hielo y su buen drenaje. Estos distintos rasgos señalan a un drenaje de moderado a malo, caracterizado por los procesos de congelación y descongelación unidos a la translocación de partículas en el interior del perfil. Estas estructuras muestran baja sedimentación y son producto de las modificaciones por hielo y redistribución de sedimentos constituidos por materiales relictos endocársticos.

Hemos distinguido en estas microfacies laminares centimétricas un drenaje malo para las microfacies con rasgos criptocristalinos. Estos rasgos criptocristalinos están ubicados entre las microestructuras vesiculares con grandes fisuras horizontales. Estas fisuras horizontales rellenas de rasgos criptocristalinos las interpretamos como figuras de inyección, formadas durante el descongelamiento de la capa activa, producidas por la desecación criogénica (Vliet-Lanoë 1985), ya que su orientación horizontal y su asociación con fisuras de desecación y ausencia de cambios textural es sistemática. Estas fisuras situadas en las microestructuras vesiculares, junto con la porosidad las fisuras de desecación, caracterizan la parte profunda de lóbulos de solifluxión y muestran la progresión del frente de congelación de arriba hacia abajo, sin permafrost. Las microestructuras granulares esféricas estos rasgos criptocristalinos están en forma de fragmentos relictos y permiten indicar un cambio el régimen hacia un drenaje moderado que caracteriza la capa activa que recibe flujos laterales de agua coherente con la fábrica gelufluidal indicada por la microestructura granular esférica.

Lechos decimétricos

Las microestructuras masivas muestran rasgos de pérdida acusados expresados por el color amarillo de la fracción fina y los componentes alterados de la FG. La diversidad de intensidad alteración de la fracción carbonatada indica mecanismos de diferentes velocidades de enterramiento y rejuvenecimiento de la superficie del perfil tal y como hemos destacados para las microfacies rojas de bloques y gravas medias flotantes. La estabilidad de la geoforma, con sedimentación lenta se manifiesta por el carácter cumúlico tal como se observa en la presencia dominante de restos óseos en una de las muestras. Sin embargo, esta geoforma con bloques y gravas gruesas presenta reorganizaciones postdeposicionales profundas de bajo desplazamiento más bien deformación tal como indica la fábrica de birrefringencia uniastriada, y tal como muestra la fisuración y rotura de clastos por la fisuración prismática. Además, los

fragmentos relictos y con intensidad de alteración última sufren una pérdida de contorno indicando una fuerte homogeneización de los materiales encaminados a enriquecer el sedimento en fracción fina. Los rasgos de pérdida en la FF sugieren la movilidad y disolución de los óxidos de hierro que enlaza con el carácter de los horizontes xantomórficos (Baize y Girard 1995) referenciados en las terrazas y rellenos de cuevas del pleistoceno inferior mediterráneo (Bornand 1978; Bornand y Icole 1984). Además, la abundancia, tamaño y diferentes estados de alteración de los rasgos amorfos negros y intercalaciones texturales son indicativos en horizontes de Ultisoles (Fédoroff y Eswaran 1985) que con los caracteres xánticos indican la presencia de diversos regímenes de drenaje que implica a varias fases de evolución edáfica difíciles de jerarquizar.

Microfacies 5

Arena y limo amarilla lavada (tabla 8.5).

Caracterización

Componentes texturales y estimación de las fracciones calcíticas y carbonatadas

Los componentes texturales son arenas y limos angulares y subangulares. No contienen carbonatos ni fragmentos de calcita, pero a techo del muestreo existe una caída de fragmentos de estalagmita. Muestran madurez mineralógica por la presencia muy dominante de cuarzos y pocas micas, pero su textura es submadura a madura (Adams et al. 1997). La Fracción fina es de rara a ausente. La distribución relativa es chitónica-gefúrica y chitónica-mónica. La fábrica de birrefringencia es granoestriada y punteada. La fracción fina es amarilla marrón límpida o un poco moteada con un color de interferencia isótropo. En luz incidente, la fracción fina amarillenta forma una micromasa fina verde amarillenta (goetita ?) (Bullock et al. 1985; Stoops 1996).

Existen microfacies con componentes de la fracción muy gruesa formada por fragmentos relictos

Estructuras sedimentarias y microestructuras

Las microfacies en lechos (5.1) están mala clasificadas. Muestran contactos difusos y forma ondulada o recta. Su microestructura es granular esférica y vesicular. Las estructuras sedimentarias microlaminares muestran sets microlaminares (F.5.2) con disposición cruzada e irregular, y microláminas con variaciones en la clasificación de los componentes. Las superficies de esta microláminas están deformadas. Su microestructura es masiva y conserva la porosidad de su transporte hídrico, con vesículas y fisuras.

Rasgos

Los rasgos texturales de arcilla y limos finos de color marrón rojizo a amarillo aparecen relleno o recubriendo las arenas empaquetadas en cavidades aisladas y cerradas, y entorno a la microestructura granular esférica (lámina VII, microfotografía 4 y lámina VI, microfotografía 3). Hay también rellenos densos e incompletos de limos y arenas emblanquecidos de color amarillento. Los rellenos y revestimientos amarillos son

límpidos y generalmente aparecen en posición de rellenos y principalmente en forma de pápulas. Más raramente cubren superficies de fisuras (clay skins ?) y también pueden encontrarse como intercalaciones. También en forma de pápulas y revestimientos fragmentados aparecen las arcillas y limos rojos. Estos limos rojos presentan una extinción ondulante mal expresada. Esta mal expresión es por la común presencia de formas criptocristalinas en forma de micronódulos rojizos en su fábrica interna. En las microfacies esponjosas estas arcillas y limos finos rellenan cavidades casi completamente, tiene un color más amarillento y han perdido la microlaminación.

Los rasgos amorfos negros y marrón rojizo abundan en las estructuras laminares en forma de hiporevestimientos de agregados granulares y algunos componentes relictos de la FMG. Estos hiporevestimientos marrón rojizos también forman los rasgos de las microfacies microlaminares tapizando fisuras. Estas Algunas de estas cavidades rellenan incompletamente de rasgos criptocristalinos imbricados de color amarillos, amarillo-naranja o marrón turbio descritos en las microfacies 4 como fosfatos de cueva. Estos rasgos también aparecen acumulados en posición secundaria ya que aparecen en forma de nódulos anhórticos, descritos como FMG de relictos. En algunos de estos edaforrelictos hemos podido identificar formas esféricas criptocristalinas que pueden asignarse a leucofosforita mediante referencias (Mestour 1996).

Los rasgos de fábrica son los clay skins.

Rasgos de pérdida destacan la presencia de arenas bien lavadas en todas las microestructuras diferenciadas

Interpretación

Uno de los principales rasgos que caracterizan estas microfacies es la relativa ausencia de óxidos de hierro en la fracción fina. En el perfil de campo este carácter está relacionado con el color blanquecino que recuerdan los caracteres álbicos de soliums con exceso de agua (Baize y Jabiol 1995). Estos óxidos si que aparecen en motas ocreas en el perfil. Estos rasgos en lámina son los rasgos amorfos marrón rojizo muy abundantes, en forma de hiporevestimientos y que indican la redistribución centrífuga de los horizontes reductores (con gley). El color amarillento asignado a estas microfacies ha sido escogido para señalar la decoloración, la movilización de hierro, que los procesos de hidromorfismo han caracterizado estas facies. La movilización del hierro se puede observar en los relictos marrón rojizos isótropos y los citados rasgos criptocristalinos de hiporevestimientos marrón rojizos y rellenos densos que muestran zonas con concentración de hierro. Esta disolución y precipitación de los óxidos de hierro es próxima ya que existe una evidente complementariedad de estas microfacies amarillentas con las microfacies fisurales organominerales (F.4) con las que se alternan en la secuencia microestratigráfica. Así la formación de goetita, junto con la redistribución del hierro, se realiza en un medio saturado o parcialmente saturado en agua y con acidez asegurada por la abundancia de materia orgánica que acumula el hierro en solución y contribuye a la formación de las microfacies organominerales microlaminares (F.4). De esta manera el medio es poco filtrante y la oxidación puede estar limitada.

Esta limitación de la infiltración es indicativa que los procesos de sedimentación durante la formación de estos sedimentos son muy lentos. Los revestimientos de arcilla y limo imbricados que se observan en las microestructuras vesiculares son organizaciones texturales que indican removilización y hidrólisis de la fracción fina, documentados en el interior de horizontes de suelos lixiviados ácidos (Curmi 1987), y su presencia con rasgos eluviales también manifiesta el drenaje moderado (Fédoroff y Courty 1987b).

Sólo la unidad inferior muestreada en la magnetozona matuyama de Galería muestra un transporte hídrico. La participación de los fenómenos de modificación de la sedimentación por el hielo y deshielo indica a la solifluxión como mecanismo de transporte de estos sedimentos. La solifluxión está evidenciada en los fenómenos de formación e integración de fragmentos relictos, todos soportados con rellenos densos de arena bien lavadas y casquetes, que forman una microestructura granular cerca de la magnetozona Matuyama. Esta microestructura granular esférica invoca la gelifluxión, que precisa un aporte lateral de agua. La solifluxión es laminar ya que afecta a unidades centimétricas y, por tanto, caracteriza una sedimentación baja, pero fundamentalmente redistribución de sedimentos relictos hídricos transportados hídricamente durante la magnetozona Matuyama. Esta sedimentación baja se observa también con la repetida yuxtaposición de rasgos texturales, especialmente organizaciones texturales limoarcillosas fragmentadas y rasgos eluviales representadas por arenas bien lavadas que muestran un fuerte empaquetamiento que sugiere un mal drenaje y percolación lateral. Esta yuxtaposición de fenómenos de transformación postdeposicional de superficie y profundos sugiere la renovación de las superficies del depósito por la solifluxión. Sin embargo, existe un registro de fenómenos con más turbulencia del régimen hídrico con la presencia de arenas menos limpias en los rasgos eluviales hacia techo del muestreo, que pueden indicar un aumento del aporte lateral de agua. Aquí los rasgos de iluviación no parecen fragmentados. Estas unidades laminares presentan un grosor decimétrico. Interpretamos el cambio del régimen hídrico hacia la instalación de una capa freática colgada de origen pluvial que inunda la cavidad estacionalmente con un drenaje más moderado. Esto permite posiblemente la emersión de los depósitos tal como se evidencia con la formación de una costra deposicional coalescente que acaba hasta un tramo en el que se produce la caída de fragmentos de estalagmita.

DISCUSIÓN II

9.1. MICROFACIES DE GALERÍA

La perspectiva microestratigráfica desarrollada en la investigación preliminar sobre los grupos de rellenos con contenido arqueopaleontológico de la Galería, los grupos G.II y G.III, caracterizaba las microfacies de los grupos de relleno por su zonación microestratigráfica (Vallverdú 1999) (tabla 9.1.1). La composición mixta en microfacies de los grupos de relleno parece indicar que existen cambios en los procesos de formación sedimentarios. Estos cambios pueden ser caracterizados mediante la clasificación de microfacies desarrollada para la colección de referencia.

Uno de los aspectos que desarrollamos en nuestra investigación inicial de Galería mediante microfacies (Vallverdú 1999) y la que se ha realizado con las fases de relleno (Pérez-González et al. 1999) es el significado de las discontinuidades sedimentarias. Esta problemática es de especial interés para precisar la cronología relativa del registro arqueopaleontológico y su contexto paleoambiental y afinar su interpretación litoestratigráfica (Blackwell 1993).

Interpretación de las fases de relleno de Galería mediante las microfacies

Las microfacies de GI muestreadas contienen las estructuras microlaminadas de la magnetozona Matuyama. Con el cambio de magnetozona hemos registrado la secuencia compuesta por las microfacies de arena y limo amarilla lavada granular esférica y vesicular (F.5.1) y las microfacies de arena arcilla organomineral (F.4.3), descritas como murcielaguinas (Pérez-González et al. 1999). Las microfacies organominerales muestran modificaciones durante su enterramiento por las microfacies (F.5.1). Estas microfacies muestran en su base fenómenos de transporte solifluidal de los sedimentos endocársticos (F.5.1) y indican la redistribución de las microfacies de interior (Pérez-González et al. 1999). Estas modificaciones señalan procesos de sedimentación con tasas muy bajas de acreción y incluso erosión que se manifiestan con la naturaleza los contactos erosivos y angulares (Pérez-González et al. 1999). Estas modificaciones hacia techo se caracterizan más bien por la humectación, la tixotropía, aunque existen figuras de la desecación especialmente en los rasgos texturales fisurados. Por encima de la segunda murcielaguina, las modificaciones por el hielo de las murcielaguinas están más atenuadas. Esta atenuación está sugerida por las arenas mal lavadas que contienen las microestructuras granulares esféricas (F.5.1). Estos rasgos texturales contribuyen a la caracterización de régimen hídrico más mal drenado que proporciona más humedad. La formación de coladas de barro, donde la desecación criogénica no deja su impronta en las figuras

texturales, caracteriza a estas microfacies granulares esféricas del techo de GI. La humectación y la evolución de un mal drenaje también está evidenciado con la aparición de la soldadura (welding) en la microestructura (Kwaad y Múcher 1994).

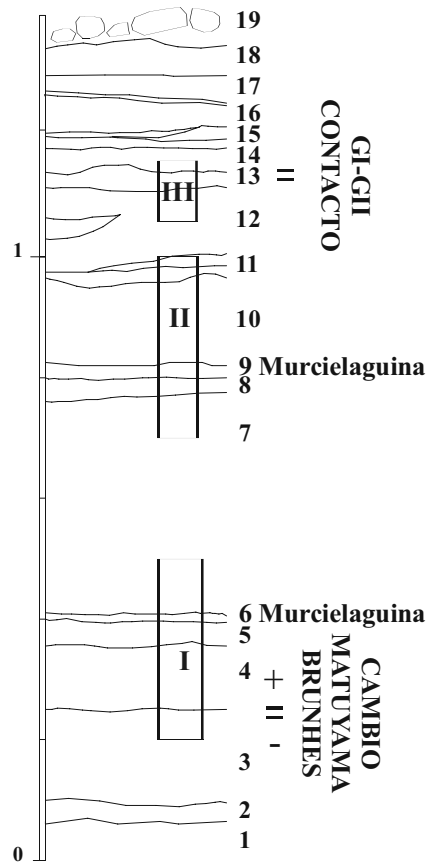
A techo del muestreo las muestras micromorfológicas contienen fragmentos de costras estalagmíticas. Estas estalagmitas están dispuestas dentro de materiales sedimentarios endocársticos redistribuidos, de las microfacies 5. Esta conexión con microfacies 5 permite sugerir una posición *ex situ* de estas estalagmitas. Esta interpretación según la cual estos fragmentos estalagmíticos son redistribuidos cuestiona la identidad cronoestratigráfica de la base de la secuencia de Galería. Estas costras estalagmíticas muestran una posición análoga a las descritas para TGII (c) nivel 4 de Gil (Gil et al. 1987), muestra AT-B (Grün y Aguirre 1987).

Junto a los procesos sedimentarios de redistribución de las microfacies de interior durante la formación de GI post Matuyama hay que añadir los procesos de modificación postdeposicional. Los caracteres texturales han sufrido importantes modificaciones debidas a la albización, y la elu-iluvación de finos y sesquióxidos. Estas modificaciones afectan a los caracteres mineralógicos y texturales de estas microfacies 5.1. Estos procesos de albización que caracterizan estas microfacies y la elu-iluvación confirman la tasas de sedimentación baja. Estos procesos de transformación postdeposicional los hemos encontrado descritos en las rañas pleistocenas peninsulares (Benayas et al. 1991).

El cambio de microfacies en el contacto de GI-GII es muy sutil dentro de este escenario de modificaciones postdeposicionales caracterizadas por los movimientos de partículas en el interior del perfil. Puede caracterizarse por la aparición de arcillas rojas (figura 9.1.1, unidad 13) y el creciente mal drenaje de las superficies de los depósitos. Este contacto está formado las microfacies de arena y arcilla marrón vesicular (F.4.1.1). La acreción sedimentaria se ve ralentizada en la base de GII con la aparición de microestructuras vesiculares en las que la porosidad de figuras de desecación (Vliet-Lanoë 1985) y microestructuras laminares finas, conservadas localmente, indican la formación de un espeso lóbulo de soliflucción. En la base de TN2B, en TG7 de (Gil et al. 1987), este lóbulo está formado por la imbricación de arenas y arcillas laminares con microestructura globular esférica (F.4.1.1) y vesicular (F.4.1.2). En la base de este lóbulo, las microfacies granulares esféricas contienen arenas bien lavadas eluviales y segregaciones criptocristalinas fragmentadas

En las muestras de colada covacha, las microfacies muestran también la redistribución de facies de interior y caracterizan el nivel de campo de TZ designado como IId. Los rasgos eluviales de las microfacies de la base de GII de Covacha señalan esta fase de erosión de los depósitos de interior redistribuidos de GI, y las arenas mal lavadas de sus rasgos texturales el moderado drenaje de la superficie del depósito.

En TN-TG el mal drenaje de la superficie del depósito se expresa por la abundancia de la fracción fina, que implica la lentitud de la acreción sedimentaria, y la infiltración lateral en forma de microfacies microlaminares. También la aparición de fisuras horizontales de desecación rellenas de segregaciones criptocristalinas de hierro y fosfatadas indican el mal drenaje de la superficie de los depósitos sometidos



Leyenda. 1, microláminas de limos blancos con nódulos. Estalagmita a techo. 2, limo blanco centimétrico. 3, Limo microlaminado rojo claro. 4, limo centimétrico verde amarillento. 5, limo amarillo centimétrico con motas blancas. 6, limo negro. 7, limo y arena centimétrico marrón con fragmentos de crostas microlaminadas angulares. A techo aparecen nódulos blancos. 8, limo amarillento con motas blancas. 9, limo negro. 10, limo y arena marrón con nódulos blancos. 11, limo blanco con motas negras, con fragmentos de estalagmita a techo. 12, limo marrón con limo verde amarillento lenticular. 13, limo arcilla rojo. 14, limo verde amarillo. 15, limo arcilla rojo. 16, limo verde amarillo. 17, limo. 18, limo arcilla marrón. 19, limo arcilla marronrojizo con bloques gruesos soportados cementados y alterados (TG8).

Figura 9.1.1. Croquis de la posición de las muestras y la descripción de los principales límites de G.I.

a la desecación criogénica y a la humectación por descongelamiento. Esta desecación con fisuras horizontales en las arenas y arcillas marrón de microestructuras vesiculares (F.4.1.2) y macroporosidad de fisuras de desecación oblicuas indican otra oscilación fría en el registro sedimentario.

Algunas de las microfacies microlaminares organominerales (F.4.3) muestran fuertes transformaciones criogénicas en la base del nivel TG7 (Gil et al. 1987), cerca de la misma base de TN2B (figura 9.1.2. Muestra II). Estas modificaciones del hielo y el deshielo señalan la continuidad de los procesos de redistribución de materiales en el interior de la cavidad. Sin embargo, estos materiales sedimentarios contienen más fracción fina, y de manera fundamental no existen los procesos de elu y iluvación descritos en Gl.

Los procesos de redistribución texturales en este contexto mal drenado y de sedimentación lenta de la base de G.II se expresan con la formación de costras sedimentarias internas. Estas costras sedimentarias internas se establecen en grandes fisuras horizontales y están compuestas por materiales criptocristalinos (óxidos de hierro y fosfatos).

Con la formación de las microfacies microlaminares organominerales de TN2B, los

procesos de acumulación de materiales orgánicos y su impregnación por hierro cobran su mayor desarrollo en la secuencia estratigráfica de TG-TN (figura 9.1.2. muestra IV) Hay que recordar que estas microfacies microlaminares organominerales (F.4.3.1) se localizan ya desde la misma base de la discontinuidad de la magnetozona Brunhes, en G.I (figura 9.2.1, Muestra I). Estas microfacies microlaminares organominerales muestran los procesos de formación discutidos en la clasificación de microfacies sedimentarias de la colección de referencia. Estas acumulaciones organominerales muestran procesos de acumulación in situ, y enterramiento lento expresado por la distribución relacionada porfírica abierta de la FG y la FF. Los rasgos texturales microlaminados colmatan casi totalmente la porosidad vesicular yuxtapuestos a rasgos texturales eluviales, en forma de costra deposicional, para formar rasgos texturales elu-iluviales característicos de las microfacies microlaminares organominerales.

La identificación de la acumulación orgánica no es posible dada la ausencia de tejidos. La limitación fótica, por la ausencia de aberturas de Galería durante su formación, arranca desde la GI y señala un aspecto a relacionar con su interpretación. Otro dato observado en lámina es la ausencia de agregación, que limita la presencia a organismos vegetales endolíticos, y la ausencia de fitólitos. Pensamos que es necesario establecer metodologías y procedimientos para abordar la multicausalidad para bien caracterizar estas murcielaguinas, tal como o hemos discutido para las acumulaciones de carbones en las microfacies sedimentarias.

En la discusión de formalizada en la clasificación de microfacies sedimentarias hemos apuntado la asignación provisional a turberas degradadas mediante las descripciones de éstas en la literatura de referencia (Babel 1975)

Una interpretación con argumentos de estas acumulaciones orgánicas puede iniciarse mediante la distinción entre un proceso de formación geogénico y un proceso edáfico de paludificación (Arnold 1983). Como proceso geogénico, las acumulaciones orgánicas están ampliamente referenciadas en la litoestratigrafía del Pleistoceno Medio. En las latitudes medias del Oeste de Europa, existe la designación litoestratigráfica a depósitos orgánicos del Pleistoceno Medio y Inferior de carácter "templado" (Gibbard et al., 1991), por ejemplo las arcillas orgánicas Cromerienses de West Runton. Sin embargo, no siempre es clara su posición cronoestratigráfica y paleoclimática. Algunos de estos depósitos orgánicos, parecidos a podzoles de finales del Pleistoceno inferior y inicios del medio, son interpretados por representar movilizaciones profundas y no edáficas de hierro (Valentin y Dalrymple 1976a). Más indicativa es la naturaleza litológica de la turbera de "Herning type", que caracteriza la localidad epónima del último interglacial Eem, en el norte de Europa (Mangerud 1991). Los paleosuelos formados por sols lessivés (brown earths) y pseudogley en el noreste de Europa muestran una fuerte correlación con los procesos edáficos que señalan interglaciales (Catt 1986). En la parte alta del valle del Misisipi, los suelos enterrados húmicos de gley, pese a su carácter azonal y rango climático ancho, del gran grupo de suelos marrón grises podzólicos tienen una posición estratigráfica interglacial (Yarmouth) (Simonson 1954).

La interpretación de los procesos de formación de TN2B por pseudogley no es

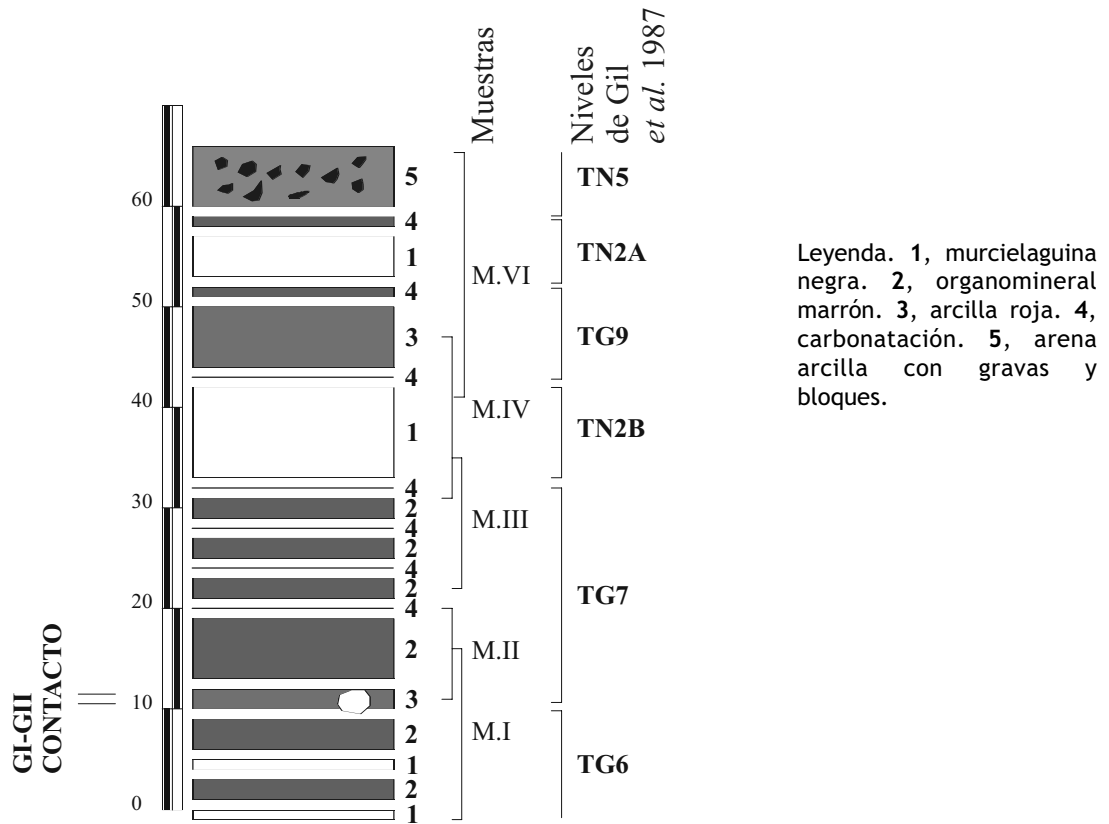


Figura 9.1.2. Croquis de la sección en el perfil de H23. Muestreo microestratigráfico del contacto G.I-G.II.

coherente con los procesos de edafoturbación y de iluviación detectados en TG7 con microfacies microlaminares microagregadas (F.4.3.2). En estas microfacies con rasgos texturales elu y iluviales y acumulación de componentes orgánicos señalan una sedimentación baja. El ambiente oxidante está indicado por los fenómenos de movilización y concentración del hierro, por los rasgos criptocristalinos y amorfos rojizos límpidos y opacos (manganeso) sobre los componentes orgánicos sedimentados y las estructuras sedimentarias microlaminares de TN2B.

El régimen de la humedad más regular, sugerido por los rasgos iluviales densos y microlaminados, y la naturaleza de los rasgos criptocristalinos de precipitación de hierro que impregnan la estructura sedimentaria microlaminar de TN2B, nos indican la movilización del hierro que caracteriza los procesos edáficos de empardecimiento (Benayas 1997). El régimen hídrico más regular, que manifiesta un buen drenaje de las formaciones de la Sierra, apunta al establecimiento de un clima más atlántico que mediterráneo en el techo de GIIa (TN2B-TG7)

Finalmente también la distinción del carácter geogénico o edáfico de la acumulación organomineral de estas microfacies microlaminares puede discutirse mediante la existencia de horizonación. Es de destacar la práctica ausencia de horizonación en las murcielaguinas de GI. Esta ausencia puede explicarse por las truncaduras-erosiones en

el contexto de la sedimentación baja y criogénica observada en G.I. En la también acumulación microlaminar organomineral de TN2B hay evidencias de la presencia de un horizonte eluvial en su techo. Este horizonte identificado en el campo como TG9, ha sido caracterizado como epipedión en la clasificación de microfacies (F.3.2.2). Tiene estructura sedimentaria microlaminar, agregación poliédrica subangular, microagregación, porosidad de canales y rasgos texturales eluviales y nódulos microglobulares rojizos criptocristalinos. Esta horizonación se produce significativamente durante la abertura de la cavidad con la formación de la sima de TN y la entrada de las microfacies con composición externa dominante, que forman el TG9 de Gil y separan TN2B del TN2A (figura 9.2.2, muestras IV y VI).

Durante la sedimentación del TN2B no existen estas condiciones de abertura de la cavidad ni los procesos de edafoturbación. La acumulación organomineral y la acumulación de hierro y manganeso son producidas por el régimen hídrico mal drenado, mientras que con la abertura de la cavidad la actividad biológica y los procesos de formación de suelo mejoran el drenaje de la superficie de los depósitos. Por las características de los fragmentos amorfos, planteamos la hipótesis que la acumulación de materia orgánica puede derivarse de la acumulación de los tejidos radiculares que han contribuido a debilitar el techo que posteriormente dará lugar a la formación de la Sima de TN. Esta hipótesis se apoya en la ausencia de una zona fótica durante la formación de la acumulación organomineral de TN2B, y las murcielaguinas de GI, que limitan el desarrollo de una cobertura vegetal en la cavidad.

Las dificultades de reconocimiento de esta compleja sucesión de acontecimientos registrados en la estratigrafía de GI y GII se deben a que podemos evidenciar una fase edáfica sobrepuesta a la acumulación organomineral de TN2B durante la abertura de la cavidad. Esta fase edáfica es seguramente estimulada por la formación de una zona fótica y también por la aparición de niveles coprogénicos in situ de murciélagos en el TG8 y techo de TN2A. Las transformaciones edáficas del TN2B en forma de revestimientos calcíticos pseudomórficos (de siderita ?) corresponden a esta fase en forma de horizonte de acumulación de carbonatos, por afloramiento de la capa freática rica en materia orgánica y bicarbonatada, y la existencia de un contraste en la estacionalidad de la humedad.

A los procesos de transformación edáficos detectados en TG8 (en la base de GIIb y techo de GIIa), con las microfacies microlaminares de arena y arcilla roja (F.3.2.2), se le sobrepone otra fase de transformación edáfica de horizontes profundos. Esta otra fase de registro de transformaciones edáficas está relacionada con la formación de un horizonte paleoargílico en los niveles de la base de GIIb (TG10C y D).

Los niveles de la base de GIIb, TG10 D y C, están formados por las microfacies de arena y arcilla roja (F.3.1.2) con bloques y gravas flotantes, microestructura de canales y agregación prismática. Esta fase de modificación postdeposicional por procesos edáficos en la cavidad señala el carácter mal drenado heredado de la posición del depósito sedimentario en el aparato cárstico de Galería. Este drenaje malo también está relacionado con la aparición de rasgos amorfos pseudomórficos negros y de pápulas deformadas que sugieren un régimen de humedad poco

Grupos de relleno	Niveles	Microfacies	Micro estructura	Transporte	Modificaciones post-deposicionales
GIV	TG12	F.2.1.2.	Vesicular	Hídrico Gravitacional	Crioturbación Humectación Desecación
		F.2.2.1	Masiva	Hídrico	Crioturbación
GIIIb	TG11 GSU1 a GSU6	F.1.1	Cavidades abiertas y cerradas	Gravitacional rápido y hídrico	Carbonatación Desecación Cumulación
		F.1.2.2.	Vesicular	Hídrico	Cumulación
		F.2.1.2 F.2.2.1	Vesicular	Hídrico Gravitacional	Crioturbación Humectación Desecación
GIIIa	TG11 GSU 7 A TG10A	F.2.1	Cavidades abiertas Vesicular	Hídrico Gravitacional (colada de barro)	Crioturbación Humectación Desecación
		F.2.2	Masiva Vesicular	Hídrico	Crioturbación
GIIB	TG10B TG10C-D	F.2.1	Cavidades abiertas Vesicular	Hídrico Gravitacional (colada de barro)	Crioturbación Humectación Desecación
		F.3.1.2	De canales Microagregada	Hídrico y gravitacional (colada de barro)	Decarbonatación Humectación Elu e Iluviación Cumulación Truncadura
GIIa	TG9-TN2A TN2B TG7 TG10cc	F.3.1.2	Microagregada	Hídrico	Decarbonatación Humectación Eluviación Bioturbación Cumulación
		F.4.3	Fisural organomineral	Gravitacional y hídrico	Paludificación Brunificación Impregnación Carbonatación
		F.4.1	Vesicular y granular esférico	Hídrico (colada de barro solifluidal)	Crioturbación Elu e Iluviación
GI	TG4 a TG6	F5.1	Vesicular y granular esférico	Hídrico (colada de barro solifluidal)	Crioturbación Albización Elu e Iluviación
		F.4.3	Fisural organomineral microagregada	Gravitacional y hídrico	Paludificación Brunificación Impregnación
		F.5.2	Vesicular	Hídrico	Albización Elu e Iluviación Impregnación

Tabla 13.1. Microfacies y su zonación estratigráfica, con sus principales implicaciones discutidas en la caracterización mediante los procesos de formación de sedimentos de los grupos de relleno.

contrastado. La intensidad de alteración fuerte y última de los fragmentos carbonatados también indica este régimen de la humedad del sedimento junto con los procesos de decarbonatación en la cavidad. Además, los revestimientos de limoarcilla, continuos entorno a grano, nos señalan a la erosión laminar. La formación de costras sedimentarias en la superficie del depósito, a su truncadura, no es evidenciada. Precisamente es la humectación y la actividad biológica señalada por la microestructura de canales la que incide en su integración en la agregación prismática y no preservación. De estos fenómenos de truncadura de los depósitos, y en general la preservación de rasgos texturales eluviales, sólo podemos observar líneas de gravas.

Esta fase puede caracterizarse por el transporte lento al interior de la cavidad sedimentos derivados de horizontes profundos de suelos rojos mediterráneos. Durante la formación de TG 10 D, C y B estos sedimentos derivados de suelos rojos muestran también estos procesos de modificación edáfica en Galería. Estas microfases de arena arcilla roja decarbonatadas con gravas flotantes y agregación prismática (F.3.1.2) registran esta evolución con un drenaje de moderado a malo que señala las abundantes modificaciones tixotrópicas que indican sus abundantes segregaciones texturales. Estas modificaciones sugieren la paulatina aparición de caracteres edáficos vérticos en la evolución postdeposicional de G.IIb adquiridos en la cavidad. Los procesos de autocolmatación en FF señalados por la abundancia de las segregaciones texturales y distribución relativa porfírica indican el aumento del mal drenaje de la superficie del depósito y la estabilidad temporal de la geomorfa de G.IIb. El techo de este depósito está modificado por la crioturbación que exhiben las microfases de arena y limo con gravas y bloques rojas (F.2.1). Este depósito representa una fuerte variación de los procesos de formación ya que muestra procesos de sedimentación rápida promovidos por la fragmentación de la pared de la cavidad. Así, si la base de G.IIb se caracteriza por una sedimentación lenta, truncaduras y homogeneización por edafoturbación (humectación y actividad biológica), en el techo de G.IIb hay una importante renovación de la superficie del depósito por acreción sedimentaria gravitacional en TN6. Este cambio parece pues el correlativo a la discordancia angular señalada en la diferenciación de GII y GIII (Pérez González et al. 1999).

La formación del depósito de G.III ha sido discutido con detalle en nuestra investigación inicial del relleno (Vallverdú 1999). En la parte basal, G.IIIa, con microfases formadas durante unas condiciones frías y húmedas (Vallverdú 1999), las microfases señalan modificaciones postdeposicionales de una fase. Esta evolución postdeposicional es jerarquizada por las modificaciones criogénicas tal como muestran las microfases 2 de arena y limo rojo decarbonatado. Posiblemente esta decarbonatación es heredada de las formaciones superficies de la Sierra ya que en los rellenos, la sedimentación es rápida tal como sugieren el repetido espesor de las estructuras sedimentarias que muestran un transporte hídrico alternando con crioclastia gravitacional y alguna microfases con transporte en colada cuando el descongelamiento criogénico es más acusado. La entrada de flujos hídricos que inundan la cavidad está indicada por las estructuras laminares con fuerte heterometría vertical. Su riqueza en componentes micácicos invoca la presencia de

acumulaciones eólicas en las pendientes de la Sierra no estabilizadas por la vegetación. Sin embargo, la actividad edáfica en las pendientes de la Sierra puede inferirse por la composición decarboxada de la fracción fina que caracteriza estas facies. La inundación de la cavidad por las microfacies de lechos con fuerte herometría vertical muestra abundantes rasgos eluviales con arena bien lavadas que sugieren la entrada de aguas en la cavidad durante la fusión de nieves.

Los procesos de carbonatación de las microfacies 1 permite emplazar un régimen de la humedad del suelo más contrastado característico de G.IIIb. Este régimen hídrico más contrastado señalado por la aparición de las microfacies 1, de arena y limo marrón amarillo calcítico y carbonatado, sugieren más aridez en las condiciones ambientales de formación. Estas microfacies se intercalan con las microfacies de arena y limo rojo decarbonatado marcando rápidos cambios en el registro de la humedad que pueden indicar como hipótesis de trabajo fases interestadiales-estadales. Estas microfacies calcíticas y carbonatadas marrón amarillas muestran mayor discontinuidad de la sedimentación hídrica. Esta falta de regularidad en la esorrentía que capta el relleno, ha sido interpretada por la ausencia de formaciones superficiales en la Sierra en la clasificación de facies. Esta escasa capacidad de retención hídrica de las formaciones superficiales de la Sierra puede fundamentar la hipótesis de trabajo para explicar la inundación de la cavidad por la entrada de aguas tras lluvias copiosas y concentradas. Esta mayor frecuencia de los ciclos de desecación está reflejada en los depósitos con la formación de lechos con gravas homométricas por gelifracción de la pared, que indican la fragmentación gravitacional de la pared que forma la caja de la cavidad, y que caracterizan el techo del grupo de relleno III (G.IIIb).

Las microfacies de G.IV parecen indicar un aumento de la humedad unida a la aparición de modificaciones criogénicas superficiales parecidas a G.IIIa.

Síntesis

La microestratigrafía de Galería y la caracterización de las fases de relleno mediante las microfacies ha permitido caracterizar diferentes medios y procesos sedimentarios (Arche 1989) relacionados con una interpretación ambiental del depósito de Galería:

1, antes de la transición de materiales endocarsticos a exocársticos de G.I a G.II hemos identificado el transporte hídrico con las microfacies 5 en las que se registra la inversión magnética Matuyama. En la transición G.I a G.II las microfacies endocarsticas, con polaridad Bhrunes, hemos registrado una sedimentación gravitacional, de reptación solifluidal posiblemente asistida por flujos hídricos externos, que implican una redistribución de los materiales endocarsticos (F.5); y acumulaciones organominerales (F.4) in situ. Esta zonación microestratigráfica de las microfacies de G.I y las mecanismos de formación de las microfacies 4 y 5 apuntan al registro ambiental de la alternancia de condiciones frías (F.5) y condiciones cálidas (F.4) con una sedimentación muy baja y varias discordancias angulares.

2, la transición entre GII y GIII con discordancia angular está caracterizada por un medio sedimentario predominantemente gravitacional con microfacies homogénea

(F.3) que forma G.II, y un medio sedimentario mixto, predominantemente mixto y gravitacional, en la que existe una alternancia de microfacies (F.3, F.2, F.1). La interpretación ambiental de las microfacies de los medios sedimentarios señalan procesos de formación en condiciones cálidas con geoformas estables (G.II) y procesos de formación rápidos que registran cambios ambientales rápidos (G.III y G.IV) característicos de fases interestadiales y estadiales (Allen et al. 1999; Andel y Tzedakis 1996).

Un aspecto interesante a destacar de la caracterización de las discordancias de los Grupos de relleno de Galería, ya sea la que caracterizan la abertura definitiva de la cavidad (G.I-G.II) como la que señalan el cambio en el medio sedimentario (G.II-G.III), es la aparición de mecanismos formadores de microfacies con características que pueden relacionarse con la sedimentación de períodos interglaciales y glaciares en entradas de cuevas y abrigos. A título estimativo, la integración interdisciplinar sobre Galería ha estimado para GII una asignación cronoestratigráfica dentro de un interglacial, *sensu lato*, mientras que para GIII le ha sido asignado una posición estratigráfica glacial (Rosas et al., 1998). Esta caracterización de los procesos de formación, que pueden sugerir períodos de sedimentación interglacial o glacial en la Sierra de Atapuerca, puede ser de gran ayuda para la interpretación de la integridad del registro sedimentario que poseen los rellenos de entrada de cavidad de la Sierra y su continuidad. En los rellenos de entrada de cueva y abrigos de varias regiones francesas del último ciclo glacial-interglacial (Campy et al., 1994), las variaciones de la amplitud y frecuencia de las lagunas sedimentarias en rellenos de entradas de cuevas y abrigos no son uniformes. Parece ser que estas diferencias entre regiones, y entre rellenos sedimentarios de la misma región, pueden ser causadas por la proximidad y el avance del frente glacial. Los procesos de destrucción del registro sedimentario causados por la activación de la red carstica y la solifusión son generalizados en los yacimientos cercanos a las regiones glaciares (Campy et al., 1994). En regiones alejadas de las zonas glaciares o de los fenómenos de fusión glacial, como en el Perigord francés, con clima atlántico atenuado (a 250 km. alejado de los Pirineos y a 150 km. del Macizo Central), existe una remarcable continuidad sedimentaria en los rellenos de entrada de cuevas y abrigos (Campy et al., 1994).

El registro sedimentario de los rellenos de entrada de cueva de la Sierra de Atapuerca, en una encrucijada de biomas y con un registro paleontológico-paleobiogeográfico caracterizado por taxones en el que destaca la ausencia de un registro faunístico glacial centroeuropeo (Made, 1999; 1999b; Rodríguez 1997), ¿puede compararse al modelo citado de las cuevas del Perigord con un periglacialismo atenuado? (Campy et al., 1994). La presencia de fenómenos de formación sedimentarios durante períodos glaciares, registrados en las microfacies de Galería y sugeridos por los datos cronoestratigráficos, señalan así un modo de registro sedimentario que favorece la preservación y la continuidad de sedimentos formados durante períodos fríos. Este modelo atenuado del periglacialismo, que parece contrastarse con las implicaciones bioestratigráficas y paleobiogeográficas, tiene que fundamentarse mediante estudios regionales, especialmente con la cronología de los fenómenos periglaciares registrados en la Sierra de la Demanda, origen de la cuenca del Arlanzón (Asensio et al. 1994).

9.2. MICROFACIES DE GRAN DOLINA

En la tabla 9.2.1 presentamos las microfacies que contienen los conjuntos estratigráficos (TD) del Pleistoceno inferior. Las tablas 9.2.2 y 9.2.3 detallan los resultados sobre el tercio superior de TD6, en el muestreo microestrigráfico del contexto sedimentario del Estrato Aurora. La tabla 9.2.4 presenta las microfacies escogidas de los depósitos del Pleistoceno medio de Dolina.

TD4

La parte basal de TD4 está caracterizada mediante las microfacies 4.2. Su composición de arena y arcilla marrón flotantes totalmente decarbonatada contiene bloques y gravas de fragmentos de caliza cretácica y fragmentos de materiales sedimentarios relictos. La presencia de fragmentos clásticos permite establecer que pese a la renovación en caliza existente el depósito, la decarbonatación de la FF se produce en la cavidad. La presencia de los materiales relictos de microfacies de interior que, además, muestran una heterogeneidad de la intensidad de alteración, no sólo observable en los componentes sino en los rasgos, nos indica el carácter cumúlico de este depósito. Este carácter cumúlico en el origen de la FG y la FF ha de estar también reflejado en los mecanismos de transporte de los sedimentos.

La evolución postdeposicional también señala una concatenación desarrollada de modificaciones que permite caracterizar diversas fases de alteración. Estas fases de alteración muestran, sin embargo, un régimen de la humedad elevado tal como explica la misma naturaleza de las microfacies con total decarbonatación. Otras modificaciones son la decalcarización de los fragmentos carbonatados, la desferruginización o segunda iluviación mencionada en los paleosuelos de terrazas antiguas (Bornand 1987). Otros rasgos son la presencia de nódulos microglobulares de finos a medios rojizos y opacos junto a zonas con la fracción fina amarilla de límpida a un poco moteada, característica de procesos de pérdida y concentración de hierro con ciertos paralelismos con suelos documentados en rañas (Benayas 1997). Los límites claros, redondeo y carácter anhórtico de su fábrica interna posiblemente indiquen la fragmentación y redeposición de rasgos criptocristalinos de hierro coherentemente con el contexto cumúlico y la heterogeneidad de los componentes de estas microfacies laminares masivas.

La ausencia de rasgos texturales y el carácter prismático de la macroestructura señala los procesos de autoacumulación en fracción fina de depósitos con una larga estabilidad morfo genética y una evolución hacia el mal drenaje de la superficie del

Micromorfología de las facies sedimentarias...

Conjunto estratigráfico	Microfacies	Micro estructura	Transporte	Modificaciones post-deposicionales
TD4 (base)	F.4.2 Arena arcilla marrón totalmente decarboxada con lechos de bloques y gravas	Masiva	Gravitacional y hídrico	Humectación Decarboxación Brunificación Impregnaciones amorfas negras Cumulación Truncaduras
TD5 (base)	F.3.1.2 Arena y arcilla roja decarboxada con lechos de bloques y gravas	Microagreada	Gravitacional y hídrico	Bioturbación Cumulación Truncaduras
TD6 (Aurora Stratum)	F.4.3.2 Arena y arcilla marrón totalmente decarboxada microlaminar	Microagregada	Hídrico	Decarboxación Humectación Brunificación Impregnación Cumulación Iluviación
	F.1.2.1 Arena y limo marrón amarillo calcítico y carbonatado en lechos heterométricos	Masiva	Hídrico	Carbonatación Desecación Desferrificación Cumulación
	F.3.1.2 Arena y arcilla roja decarboxada en lechos con bloques y gravas	Microagregada	Gravitacional y hídrico	Decarboxación Carbonatación Humectación Desecación Bioturbación Argilización Cumulación Truncaduras
TD7 (base)	F. 1.2.2 Arena y limo marrón amarillo calcítico y carbonatado microlaminar	Vesicular	Hídrico	Cumulación
TD7 (techo)	F.1.1.1 Arena y limo marrón amarillo calcítico y carbonatado con lechos de gravas	Cavidades cerradas	Hídrico	Carbonatación Deferrificación Humectación Desecación Cumulación

Tabla 3.2.1. Principales caracteres y procesos descritos de las microfacies de los conjuntos estratigráficos del Pleistoceno Inferior de Gran Dolina.

depósito.

TD5

Las microfacies de la parte basal de TD5 muestreada corresponden a una arena arcilla roja decarbonatada con bloques y gravas laminar (F.3.1.2). Esta muestra se localiza en una zona rica en FG y FF con clastos flotantes y gravas. Su estructura sedimentaria está indicada por líneas de gravas y bloques flotantes. Otros componentes son algunos fragmentos relictos.

Los fragmentos carbonatados muestran diferentes intensidades de alteración. Pero, sin embargo, los rasgos calcíticos son escasos. Esta ausencia de rasgos parece indicar un régimen de la humedad bien contrastado. Esto se observa en la microagregación y agregación granular que señala el buen drenaje de la superficie del depósito. El escaso desarrollo de procesos edáficos está marcado por la ausencia de rasgos texturales y abundantes pápulas y relictos de suelos. También existen rasgos de pérdida pero localizados. Además, hay nódulos anhórticos cristalinos. Entre los rasgos de fábrica existen agregados decarbonatados subsféricos. Las zonas decarbonatadas observadas son de difícil separación de los componentes sedimentarios relictos decarbonatados.

Esta escasa evolución de los procesos postdeposicionales indican la presencia de un sedimento derivado de suelo transportado a la cavidad. La evolución postdeposicional en la cavidad es limitada a los citados rasgos calcíticos de difícil separación de otros rasgos calcíticos anhórticos. El escaso desarrollo de los fenómenos edáficos indican una alta sedimentación durante este tramo estratigráfico. Este escaso desarrollo de los procesos edáficos en la cavidad, y la rápida acreción sedimentaria, ha sido señalada en la clasificación de microfacies mediante la hipótesis de trabajo que indica la formación de horizontes cámbicos de suelos rojos en la superficies de la Sierra. A falta de un muestreo más fino, los caracteres texturales con poca arcilla de estas muestras, más la microestructura microagregada, pueden ser indicios de un horizonte eluvial.

TD6-Estrato Aurora

El Estrato Aurora compuesto por una secuencia en la que alternan las microfacies F.1.2.1 (arena y limo marrón amarillo calcítica y carbonatada con una estructura sedimentaria de lechos con fuerte heterometría vertical) y las F.4.3.2 (arena arcilla totalmente decarbonatada microlaminar). Esta secuencia ha sido caracterizada por la delimitación de unidades microestratigráficas (UM) elaboradas mediante las características texturales, microestructurales y la naturaleza de los límites, observados en lámina delgada en continuidad vertical (figura 9.2.1). Esta secuencia está limitada a muro y a techo por dos depósitos que contienen microfacies formadas por arenas y arcillas rojas decarbonatadas con bloques y gravas flotantes (F.3.1.2).

La secuencia de las microfacies del Estrato Aurora indican procesos de sedimentación rápidos. Las microfacies de arena y limo marrón amarillo calcítico y carbonatado muestran el registro de evolución postdeposicional de una fase que caracterizada por la carbonatación y la desferrificación con un régimen de la humedad con

estacionalidad acusada. La buena conservación de la estructura sedimentaria con una fuerte heterometría vertical invoca una carga turbulenta de arenas calcíticas y limos carbonatados. La carbonatación sugiere oscilaciones de la capa freática de origen pluvial. La preservación de la estructura sedimentaria señala un enterramiento rápido. La discontinuidad señalada por la carbonatación, que sugiere oscilaciones de la capa freática pluvial, permite emplazar una débil retención hídrica de las formaciones superficiales de la Sierra característico del contraste estacional del régimen de humedad de las microfacies 1 (ústico). Como hemos discutido en la clasificación de facies, estas microfacies 1 señalan las condiciones de humedad más secas de la clasificación. En la actualidad, las formaciones vegetales sólo están limitadas por las bajas temperaturas y no por la sequedad (Tarazona 1984).

Las microfacies de arena arcilla marrón totalmente decarbonatadas microlaminadas contienen una alteración última de los fragmentos carbonatados en forma de pseudomorfos fosfatados, muchos de ellos estalagmíticos que muestran la substitución de tejidos histológicos de vegetales (de tipo musgo estalagmítico) o la alteración sobre fragmentos carbonatados de talus endolíticos algales (Viles 1987). Su sedimentación microlaminar más la intensidad de alteración homogénea señalan un régimen de la humedad continua. Esta humedad regular indica así una mejora del drenaje de las superficies de los depósitos. Este drenaje está relacionado con la actividad biológica ya que en las UM del techo del Estrato Aurora arqueostratigráfico desarrollan una agregación poliédrica. La aparición de este régimen regular de la humedad en el suelo sugiere un aumento de la retención hídrica de los suelos de la Sierra. Este registro sedimentario de la cavidad, con un régimen de la humedad continuo, y retención hídrica en los suelos de la Sierra ha sido interpretado mediante la hipótesis de trabajo según la cual se establece un clima atlántico en la Sierra, el equilibrio de los suelos pardos (Duchaufour y Souchier 1984), correspondiente al bioclima de la cornisa cantábrica (Ibañez et al., 1997). Los procesos edáficos registrados en estas microfacies de arena y arcilla marrón totalmente decarbonatada microlaminar (F.4.3.2) muestran iluviación de revestimientos delgados polvorientos, orgánicos, y la movilización de hierro y manganeso como señala fracción fina límpida a poco moteada y abundantes pseudomorfos amorfos negros en la porosidad de canales (tabla 9.2.2).

El reconocimiento de las estructuras sedimentarias de transporte hídrico, microlaminar y con fuerte heterometría vertical, en las dos microfacies que se alternan en la formación del Estrato Aurora permite contrastar la presencia de un punto de agua en Gran Dolina tal como han sugerido otros investigadores del registro arqueopaleontológico (Carbonell 1998a; Díez et al., 1999; Sánchez Marco 1999). Esta sedimentación hídrica explica la presencia de procesos sedimentarios favorables a la separación y registro diacrónico de las ocupaciones humanas en el Pleistoceno Inferior de Gran Dolina. Con nuestra aproximación microestratigráfica hemos estimado las condiciones de deposición hídrica para valorar positivamente que existe la conservación de las relaciones espaciales del registro mediante un enterramiento de baja energía (tabla 9.2.3).

A techo de estas UM con las microfacies de arena arcilla marrón existen costras

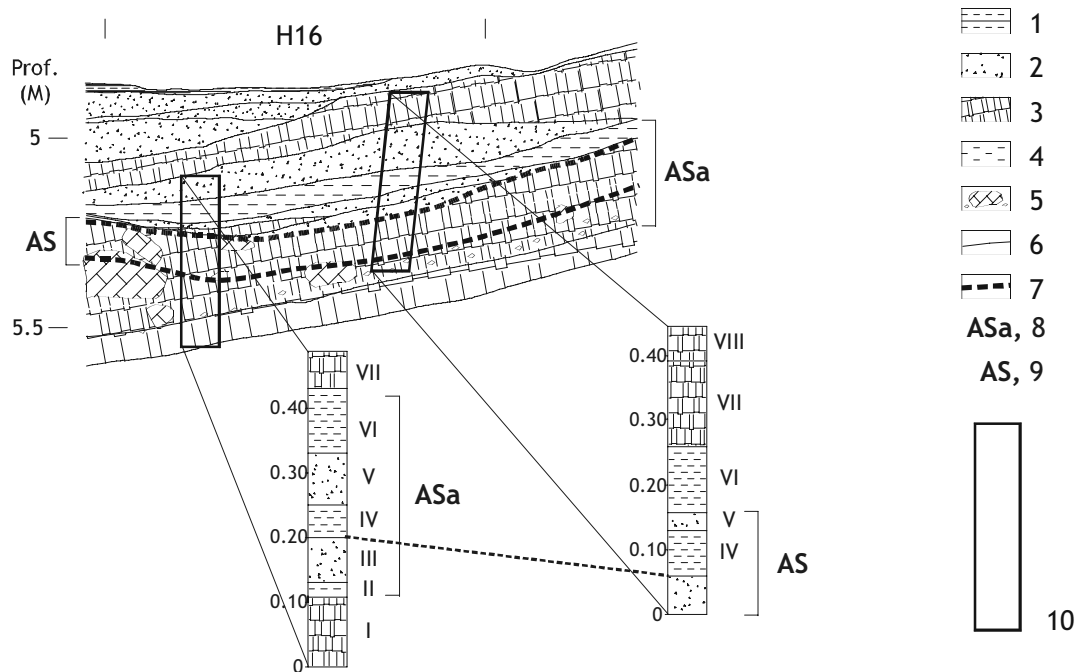


Figura 9.2.1. Perfil litoestratigráfico de la sección Oeste del tercio superior de TD6 en el sondeo de Gran Dolina. Definición de los límites de unidades microestratigráficas (UM) en cifras romanas. Los límites están establecidos con la ayuda de las láminas de gran formato muestreadas en continuidad. Existe un redefinición entre la descripción de campo y las microfácies determinadas en las unidades microestratigráficas.

Leyenda. 1, limos cementados de estructura laminar y arcillas prismáticas finas intercaladas rojo amarillentas. 2, arenas finas y limos marrón amarillos masivos con láminas cementadas con gravas. 3, arena y arcillas rojo-amarillo con gravas finas y medias dispersas con estructura prismática media a gruesa. 4, limo y arena fino amarillo rojizo con estructura poliédrica subangular con moteado blanco. 5, bloques y gravas. 6, límites claros en el campo. 7, límites del contexto sedimentario donde se localizan la mayoría de restos humanos coordinados cerca del perfil Oeste del sondeo. 8, AS: Aurora Stratum. 9, ASa: Aurora Stratum arqueostratigráfico. 10, posición de las muestras sedimentarias sin perturbar.

sedimentarias deposicionales. Estas costras sedimentarias deposicionales están más fragmentadas por la actividad biológica hacia techo de Aurora Estrato arqueostratigráfico (UM VI). Estas costras muestran láminas con arenas calcíticas que parecen anticipar la sedimentación de las microfácies de arena y limo calcítico y carbonatado marrón amarillo (F.1.2.1). Esta alternancia de microfácies en el Estrato Aurora arqueostratigráfico muestran una frecuencia alta de cambios ambientales. Esta alta frecuencia de cambios ambientales está actualmente bien establecida para caracterizar los períodos glaciares del Pleistoceno Superior (Allen et al. 1999; Andel y Tzedakis 1996), y parece que se está reconociendo en el registro sedimentario continuo marino del Pleistoceno medio (Oppo et al., 1998). Esto nos ha permitido inferir la hipótesis de trabajo, que esperamos mejorar, según la cual las ocupaciones humanas registradas en estas microfácies pueden situarse durante la sedimentación

Micromorfología de las facies sedimentarias...

U.M.	Intensidad de alteración de la FG	Rasgos texturales	Rasgos cristalinos	Rasgos cripto-cristalinos
I	Fuerte a última	Intercalaciones de arcillas polvorientas Costras sedimentarias fragmentadas	Impregnaciones y revestimientos de calcita	Pseudo-mórficos y hipo-revestimientos
II	Última	Revestimientos de arcillas polvorientas y playas lavadas		Pseudo-mórficos y agregados nodulares
III	Fuerte a última		Impregnaciones y revestimientos de calcita	Pseudo-mórficos y hipo-revestimientos
IV	Última	Revestimientos de arcillas polvorientas y playas lavadas Costras sedimentarias	Pocos nódulos y pseudo-morfos	Pseudo-mórficos y agregados nodulares
V	Fuerte a última		Impregnaciones y rellenos densos de calcita	Nódulos agregados
VI	Última	Revestimientos de arcillas orientadas Costras sedimentarias fragmentadas	Abundantes nódulos y revestimientos pseudo- mórficos	Pseudo-mórficos y agregados nodulares
VII	Fuerte		Impregnaciones y revestimientos de calcita	Pseudo-mórficos y agregados nodulares
VIII	Fuerte a última	Revestimientos y intercalaciones de arcillas polvorientas Costras sedimentarias fragmentadas	Impregnaciones y rellenos densos de calcita Nódulos	Pseudo-mórficos y revestimientos

Tabla 9.2.2. Microfacies, rasgos edáficos y intensidad de alteración de la fracción calcítica del tercio superior del nivel TD6-Estrato Aurora.

U.M.	Facies sedimentarias	Transporte	Regímen hídrico	Estimación ombro-térmica
I	F.3.1.2	Gravitacional lento con costras sedimentarias	Drenado moderado con déficit estacional contrastado	Cálido-seco
II	F.4.3.2	Hídrico lento de energía débil	Drenado moderado con déficit estacional poco marcado	Fresco-húmedo
III	F.1.2.1	Hídrico rápido de energía fuerte y media	Mal drenado con saturación estacional	Templado- seco
IV	F.4.3.2	Hídrico lento de energía débil	Bien drenado sin déficit estacional	Templado-húmedo
V	F.1.2.1	Hídrico rápido de energía fuerte y media	Mal drenado con saturación estacional	Templado- seco
VI	F.4.3.2	Hídrico lento de energía débil	Bien drenado con déficit estacional poco marcado	Templado-húmedo
VII	F.3.1.2	Hídrico rápido de energía coluvial fuerte y media	Mal drenado con déficit estacional poco marcado	Cálido-húmedo
VIII	F.3.1.2	Gravitacional lento con costras sedimentarias	Drenado moderado con déficit estacional contrastado	Cálido-seco

Tabla 9.2.3. Interpretaciones sobre el régimen hídrico y la estimación ombrotérmica de las microfacies y los agentes de transporte identificados en el tercio superior de TD6-Estrato Aurora.

de periodos glaciales del Pleistoceno Inferior final.

TD7

Las dos muestras de TD7 son del grupo de microfacies 1 y entre ellas existe el cambio entre la magnetozona Matuyama y la magnetozona Brunhes.

La muestra basal de la magnetozona Matuyama sólo indica el carácter cumúlico de la sedimentación hídrica de baja energía con la perfecta conservación de la microlaminación (F.1.2.2). El rápido enterramiento preciso para la conservación de estas estructuras y la ausencia de registro postdeposicional argumenta regularidad del

régimen hídrico. Este carácter no es muy acorde con el grupo de microfacies 1 al que se encuentra emparentada la muestra mediante su composición mineralógica calcítica y carbonatada. Su contrastación con la observación del perfil de campo muestra que existen abundantes límites que indican paradas sedimentarias. Es significativa esta ausencia de transformaciones postdeposicionales para explicar la formación de estas costras sedimentarias que caracterizan un buen y rápido drenaje. Además, dentro el esquema de microfacies pensamos que puede existir cierta relación con las arenas y limos marrón amarillos de lechos con fuerte heterometría vertical descritos en el Estrato Aurora. Esta relación con las microfacies 1 en la formación de TD7 apunta a un esquema de escasa retención hídrica de las formaciones superficiales de la Sierra y transporte al interior de la cavidad de materiales poco alterados o sólo alterados por la fragmentación mecánica.

La microfacies de techo TD7 de la magnetozona Brunhes es un conglomerado con fragmentos de roca redondeados con mala selección. Estos fragmentos redondeados señalan un transporte hídrico de alta energía. La carbonatación no muestra gradación, es continua y densa, ni figuras de origen biológico. Esta cementación presenta abundantes rasgos calcíticos yuxtapuestos y sobrepuestos y carbonatados, películas de alteración y zonas con pérdida de hierro, y microesparitización (Kahle 1977), con una fase final de relleno incompleto con esparita equigranular de la porosidad de cavidades cerradas y aisladas. Su cementación esparítica a micrítica muestra los caracteres de la cementación en medios confinados sujetos a variación en el régimen de la humedad (Fedoroff et al. 1994). Los cristales esparíticos, sin alteración, son indicativos de una suela impermeable que caracteriza una paulatina instalación de una superficie del depósito mal drenada.

TD8

Las microfacies seleccionada en la parte basal de TD8 muestra unos caracteres microestructurales formados por una porosidad vesicular y estructura sedimentaria de gravas flotantes. Contiene una distribución relativa gefúrica. Su textura es de arena y limo roja que la relaciona con las microfacies 2, concretamente con la F.2.1.2. Sus rasgos texturales muestran una abundante presencia de rasgos texturales iluviales en forma de rasgos polvorientos en la porosidad vesicular yuxtapuestos a la una agregación granular fina con la distribución gefúrica que indica procesos de lavado eluvial. Esta yuxtaposición de rasgos elu y iluviales representan un drenaje moderado de las superficies. Junto a los caracteres microestructurales vesiculares y la agregación granular existen fisuras de desecación que indican el registro figurado de las modificaciones criogénicas. La formación de lentejones de hielo también está registrado con alguna microestructura microlaminar conservada localmente. Destaca también la intensidad de alteración heterogénea, fuerte y última en los fragmentos de grava.

La interpretación de la microfacies seleccionada de TD8 base se fundamenta en las características de las microfacies 2. Así proponemos que estas microfacies de TD8 pueden interpretarse como una modificación criogénica de un depósito formado por el arrastre al relleno de cueva de suelos rojos. Estas modificaciones sobre suelos rojos

transportados los hemos evidenciado en el techo de GII de Galería pero en TD8 se dan en un medio moderadamente drenado o no tan mal drenado. Este drenaje moderado se expresa con los rasgos eluviales en forma de zonas de pérdida de fracción fina mediante la formación de la agregación granular con distribución G/F gélifica.

La muestra del techo de TD8, en la zona de Iberomya, hemos muestreado un depósito con un espeleotema en la base y rico en microfauna de color pardo. Las microfacies identificadas las emplazamos en las microfacies 1, concretamente con las microfacies de lechos de gravas flotantes y lechos de gravas (F.1.1). Sus modificaciones postdeposicionales están por los procesos de carbonatación-decarbonatación y la iluviación de revestimientos microlaminados sobre caras de agregados y su integración (papulación). La recarbonatación se realiza via revestimientos microesparíticos grises pseudomórficos y pocos rellenos aciculares. Algunos de estos rasgos cristalinos engloban rasgos texturales iluviales.

La sedimentación de esta parte muestreada contiene en su base un fragmento de estalagmita incluida en la sedimentación de microfacies de arenas calcíticas y carbonatadas marrón amarillas. Los fragmentos carbonatados flotantes (F.2.1.2) en estas microfacies de la base de la muestra muestran una alteración débil y ausencia de rasgos cristalinos carbonatados. Esto nos advierte de un episodio de enterramiento rápido en la sedimentación. En la unidad superior existe una unidad microestratigráfica con acumulación de carbonatos en forma de revestimientos y pseudomorfos de canales gris microesparíticos. De forma gradual a esta acumulación le sigue hacia techo una UM en la que existen abundantes revestimientos polvorientos de arcilla roja fragmentados y pápulas, con huesos que muestran un doble película de alteración. La más externa es una película de alteración de intensidad de alteración débil mientras que la interior es amorfa blanca, la intensidad de alteración última de fragmentos carbonatados (Courty 1986). En la UM del techo del muestreo, continúan los revestimientos integrados y fragmentados, pápulas, junto con abundantes rasgos carbonatados pseudomórficos, densos, de color gris. Además de esta abundancia de rasgos cristalinos calcíticos y carbonatos hay agregados decarbonatados granulares subredondeados y también zonas en la que existe una decarbonatación como rasgo de pérdida.

La interpretación de estas diferentes unidades descritas muestran la formación de procesos edáficos de transformación postdeposicional en el relleno. Estos procesos son claramente paralelos a los procesos de horizonación, en este caso con la formación sobre un depósito de microfacies sedimentarias 1, de arena y limo calcítica carbonatada marrón amarillo, de un horizonte de acumulación cálcico (Bk o ca). La unidad microestratigráfica superior de la muestra con zonas decarbonatadas y alteración fuerte y última de carbonatos muestra rasgos de iluviación de arcillas rojas y integración (pápulas) en los rasgos cristalinos por las actividad rizosférica expresada por la presencia de canales y cámaras con revestimientos microesparíticos grises y arcillas microlaminadas espesas fragmentadas. Esta fase evidencia una segunda fase de carbonatación separada de la primera. El techo del depósito es truncado por un límite gradual que contiene agregados granulares subredondeados, totalmente decarbonatados, que interpretamos como el depósito resultante de un transporte de

un suelo rojo que trunca la superficie de estos horizontes muestreados.

La microfacies del corte y relleno, detectado en el perfil E durante el sondeo de Gran Dolina, contiene unas microfacies microlaminadas muy fragmentadas. Su naturaleza textural y mineralógica coincide con las microfacies 2. Su microestructura es laminar fina. El registro de las modificaciones postdeposicionales señalan a la crioturbación como principal dato a considerar junto con la carbonatación en fisuras de microesparitas grises. Los componentes de la muestra contienen una gran riqueza de micas.

TD9

Las microfacies de las murcielaguinas de TD9 son un registro postdeposicional caracterizado por la sobreposición de al menos dos evoluciones edáficas. El carácter bien drenado en estas microfacies organominerales de TD9 expresado por la ausencia de revestimientos espesos, polvorientos, de capa freática (Fedoroff y Courty 1987b). La buena selección de los componentes siliciclásticos permite establecer una sedimentación rápida (Mücher y De Ploey 1989). Este buen drenaje inicial contrasta con el régimen de la humedad regular discutida en la clasificación de las microfacies 4 y la decarbonatación total que las enlaza con los procesos de formación de las terra rossa. Esta fase inicial ligada a la decarbonatación total y a la acumulación de componentes organominerales muestra también los fenómenos de movilización de hierro con un régimen de la humedad con poco contraste estacional en la evolución postdeposicional. Esta humedad regular está registrada también con los rasgos de pérdida de hierro expresada por la limpidez de la fracción fina amarilla y la aparición de nódulos microglobulares finos negro rojizos y opacos (hematites?). El drenaje bueno y rápido de la superficie inicial del depósito muestra una evolución hacia el drenaje moderado y la recarbonatación. Este cambio en el drenaje es evidenciado por un cambio en la regularidad de la sedimentación. Durante esta fase de recarbonatación se depositan fragmentos de microfacies organominerales reelaborados, como en TN2A, que son integrados por la actividad biológica y fragmentos carbonatados que muestran una alteración fuerte.

La actividad biológica responsable de la mezcla de intensidades de alteración, fuerte y última de los fragmentos carbonatados, puede señalar como hipótesis de trabajo, y basado en el modelo de en TN, la abertura de las fisuras del techo de Gran Dolina. Podemos considerar que la formación y acumulación gradual vertical de rasgos calcíticos (recarbonatación) en el techo de TD9 puede ser producto de la actividad biológica inducida por la abertura de Gran Dolina. Y esta actividad biológica a su vez afectar al régimen de la humedad del suelo con el aumento del contraste estacional de la humedad. De esta forma, el cambio de régimen de la humedad y del drenaje sugerido por la carbonatación y la reelaboración de microfacies organominerales microlaminadas señalen el efecto de la abertura de la cavidad más que un cambio climático.

TD10

Las muestras contienen diferentes microfacies pero todas pueden agruparse en las

Conjunto estratigráfico	Microfacies	Micro estructura	Transporte	Modificaciones post-deposicionales
TD8 (base)	F.2.1.2 Arena y limo roja calcítica y decarbonatada con lechos de gravas flotantes	Vesicular	Hídrico y gravitacional	Crioturbación Elu y iluvación polvorienta Decarbonatación
<i>Cut & fill</i> TD8	F.2.2.2 Arena y limo roja calcítica y decarbonatada microlaminar	Laminar	Hídrico y reptación	Crioturbación Decarbonatación Fragmentación
TD8 (techo)	F.1.1 Arena y limo marrón amarilla calcítica y carbonatada con lechos de gravas	Cavidades y microagregada	Hídrico gravitacional	Carbonatación Decarbonatación Iluviación Fragmentación Cumulación Truncadura Edafoturbación
TD9	F.4.3 Arena y arcilla marrón totalmente decarbonatado microlaminar	Fisural organomineral y de canales	Hídrico gravitacional	Carbonatación Paludificación Edafoturbación Brunificación Impregnación de sesquióxidos
TD10	F.3.1 y F.3.2.1 Arena y arcilla roja decarbonatada con lechos de gravas y sin gravas	Granular y de canales	Hídrico y gravitacional	Elu y iluvación Edafoturbación Decarbonatación Carbonatación Reptación Cumulación Truncadura
TD11B	F.2.1.1 Arena y limo rojo calcítico decarbonatado con lechos de gravas	Cavidades abiertas	Gravitacional y hídrico	Crioturbación Humectación Reptación
TD11	F.1.1 Arena y limo marrón amarillo calcítica y carbonatada con lechos de gravas y microlaminada	Cavidades abiertas, cerradas y vesicular	Hídrico y gravitacional	Truncaduras Cumulación Carbonatación Débil edafoturbación

Tabla 9.2.4. Principales caracteres y procesos descritos de las microfacies de los cniveles estratigráficos del Pleistoceno Medio de Gran Dolina.

que existe el registro del transporte de suelos rojos a los rellenos de Gran Dolina (F.3). Además, durante la formación de TD10 la evolución de la cavidad está marcada por su abertura definitiva al exterior (Hoyos y Aguirre 1995) de manera que los procesos de formación de suelo en la evolución del depósito son muy bien registrados. Estos procesos de transformación postdeposicional mediante procesos edáficos los vemos documentados en las microfacies de lechos de gravas en la que la alteración última y homogénea señala los procesos iniciales de autocolmatación de los depósitos por las arcillas de descalcificación (F.3.1.1). Nuestra interpretación sobre sus procesos de formación señalan la formación de espesos horizontes rojos que mediante su evolución interna de autoacumulación (Bornand 1987; Fédoroff y Courty 1987b), desarrollan paulatinamente un drenaje moderado en la superficie del depósito que contribuye a la infiltración lateral. Los pocos rasgos texturales están formados por revestimientos continuos de limoarcilla entorno a gravas y fragmentos óseos que indican la erosión laminar. La entrada de estas microfacies en las cavidades generan incisión. En las formaciones superficiales, las formaciones vegetales reducen estos episodios a erosiones laminares, sin incisión, y la acreción de sedimentaria de finos que también son arrastrados al interior de las cavidades.

Estas microfacies que muestran la acreción de FG y FF sin gravas también han sido muestreadas en TD10. Estas han sido caracterizadas como las microfacies 3.2.1. Tienen una estructura sedimentaria con límites sugeridos por lechos discontinuos de gravas, microestructura de canales y agregación prismática grande. En estas microfacies los procesos de formación de modificaciones edáficas están relacionados con la iluviación de arcilla, la alteración última de la FG calcítica y la formación de rasgos de fábrica en forma de clay skins. Estos materiales sedimentarios transportados muestran seguramente una decarbonatación heredada. No se observan rasgos calcíticos pese al drenaje de moderado a malo de la superficie del depósito. La agregación y este drenaje de moderado a malo señalan la adquisición de caracteres de horizontes vérticos en la cavidad. La estabilidad temporal del depósito caracteriza una sedimentación discontinua y la lentitud de la sedimentación muestra el contraste estacional de la humedad. La ausencia de rasgos eluviales señala el papel de la humectación y la actividad biológica en la homogeneización de las costras de deposición. Esta homogeneización señala al drenaje malo cuando el registro de costras sedimentarias es ausente, y se manifiesta en forma de intercalaciones tal como hemos sugerido en el grupo de relleno GII de Galería. Estas variaciones en la humedad, que pueden formar coladas de fango por reptación cuando el aporte lateral de una capa freática de origen pluvial interviene en la humectación y el reajuste o deslizamiento de la geoforma.

Las microfacies con lechos de gravas flotantes son más abundantes a techo de TD10. Estas microfacies raramente presentan rasgos texturales salvo la citada película continua residual limo arcillosa entorno a fragmentos de grava y restos óseos. Estos rasgos texturales a menudo muestran rasgos amorfos negros. Además de indicar la truncadura de la superficie del depósito por el drenaje moderado por autoacumulación de arcillas, la aparición de la erosión laminar muestra los caracteres de la acentuación del contraste estacional de la repartición de la humedad en el suelo. Sin embargo, la protección de la superficie del depósito existe, ya que ésta

muestra una desarrollada agregación prismática con abundantes cámaras y fisuras que señalan caracteres de horizontes vérticos. El desarrollo de esta macroestructura asegura una fuerte estabilidad a la superficie de la geoforma que permite desarrollar in situ una decarbonatación renovada eventualmente por los episodios de truncadura. Los procesos de homogeneización mecánicos de la edafoturbación desarrollan los procesos de envejecimiento de la geoforma observados también en los horizontes paleoargílicos de regiones áridas y semiáridas, caracterizados precisamente por la ausencia de rasgos texturales (Fedoroff y Courty 1987a).

TD11B y TD11

Sus microfacies corresponden a las F.2.1.1 de gravas y cavidades abiertas. Esta arena y limo rojo presenta una intensidad de alteración débil y fuerte que indican la truncadura y resedimentación, procesos de reelaboración del registro sedimentario. Estos fenómenos de reelaboración están indicados por rasgos texturales eluviales como los revestimientos continuos compactos y espesos o rellenos sueltos mal lavados que sugieren una sedimentación con ausencia de colonización vegetal y erosión de la superficie del depósito. El enterramiento rápido es deducido por la preservación las distintas intensidades de alteraciones registradas en alteraciones y los pocos rasgos calcíticos formados por microesparita gris que indican precipitación químico-física. Además, existen zonas en la que existen rasgos de pérdida de carbonatos. En las muestras del contacto con TD11, las modificaciones por el hielo a techo muestran el fin de transformaciones criogénicas de débil amplitud ya que los rasgos texturales están formados por revestimientos continuos y los casquetes son compactos y mal lavados, con escasa granoclasificación granocreciente. Estas modificaciones postdeposicionales texturales por el hielo de baja amplitud pueden interpretarse como el resultado de coladas de barro posterior a lluvias intensas. Los rasgos texturales continuos entorno a gravas formados por el arrastre laminar pueden relacionarse con la acreción de las formaciones superficiales al pie de la Sierra. La escasez de los rasgos calcíticos y presencia de zonas con pérdida de carbonatos junto con la ocurrencia de rasgos texturales eluviales, señala el buen drenaje de la superficie, aunque estos muestren una escasa actividad biológica.

La muestra de la secuencia superior de TD11 contiene diferentes estructuras sedimentarias de las microfacies 1. Las estructuras sedimentarias con lechos de gravas llegan a no tener FG ni FF. Estos fragmentos de roca caliza están imbricados, pero no muestran redondeo. Si tienen FG y FF otras estructuras sedimentarias de lechos de gravas con una microestructura de cavidades abiertas rellenas con rasgos texturales eluviales. Estos rasgos eluviales son costras internas granodecrecientes, algunas sobrepuestas por arenas finas calcíticas a techo, que señalan la truncadura del depósito con una superficie sin cobertura vegetal, y inundación repentina de la cavidad y formación de una lámina de agua temporal. Estas microfacies no muestran actividad biológica.

Las microfacies microlaminadas de estas arenas calcíticas marrón amarillas conservan su estructura sedimentaria original que indica una buena preservación y rápido enterramiento. Existe, sin embargo, alguna modificación criogénica indicada por la

fragmentación pero el carácter polvoriento de los rasgos eluviales muestran que las precolaciones están cargadas de fracción fina, sobre suelo no helado. Estas microfacies pueden indicar una inundación de la cavidad.

Las microfacies de lechos con gravas flotantes y fragmentos de costras deposicionales grandes relictas están asociadas a una porosidad de canales con revestimientos microesparíticos grises. Esta actividad biológica puede ser la causa del carácter removido de los fragmentos de costras y pueden indicar cierta colonización vegetal de la superficie del depósito. Esta actividad biológica sugiere la existencia de un contraste hídrico menos pronunciado en la humedad del suelo. Pero la escasa amplitud de la edafoturbación, expresada por la débil homogeneización de los aún reconocibles fragmentos de costras deposicionales, sugiere una cobertura vegetal de tipo herbáceo. Estas modificaciones de escasa amplitud también las hemos observado en los perfiles de la Trinchera Oeste con estas mismas microfacies y abundantes queranas.

Síntesis

La caracterización de los procesos sedimentarios y postdeposicionales registrados en las muestras de Gran Dolina mediante el estudio de las microfacies es relativamente parcial y inicial. Cada nivel de Gran Dolina muestreado contiene una secuencia deposicional, como los grupos de relleno de Galería, que hemos caracterizado mediante una o varias microfacies. El análisis de microfacies realizado en los niveles de Gran Dolina permite establecer un paralelo con Galería para caracterizar los

Nivel de Gran Dolina	Medio sedimentario dominante	Procesos sedimentarios dominantes	Microfacies
TD3-4	Desprendimiento	Bioquímicos	4
TD5	Aluvial	Físicos	3
TD6 (base)	Desprendimiento	Bioquímico	3
TD6-Estrato Aurora	Aluvial	Físicos	1 y 4
TD7	Aluvial	Físicos	1
TD8 (base)	Desprendimiento	Bioquímicos	3
TD8 (biozona <i>Microtus</i>)	Aluvial	Físico y bioquímico	1 y 2
TD8 (<i>cut and fill</i>)	Aluvial	Físico	2
TD9	Desprendimiento	Bioquímicos	4
TD10 (base)	Desprendimiento	Bioquímicos	3
TD10 (techo)	Aluvial	Físico	2
TD11	Aluvial	Físico	1 y 2

Tabla 9.2.5. Descripción de las principales implicaciones del análisis de microfacies (Arche 1989) para los niveles de Gran Dolina.

rellenos próximos a la entradas de cueva de la Sierra de Atapuerca.

Los rellenos de entrada de cueva con facies de entrada (GII y GIII) en Galería han sido caracterizado por un cuerpo sedimentario de caída o desprendimiento, debris fall, tipo G.II; y un cuerpo sedimentario de abanico aluvial subterráneo tipo GIII-GIV (Pérez González et al., 1995). Los depósitos de caída contienen microfacies interpretadas

mediante procesos sedimentarios de equilibrio, mientras que los depósitos sedimentarios de abanico aluvial subterráneo contienen microfacies de procesos sedimentarios de erosión y/o depósito (Arche, 1989).

Con el estudio de las microfacies de los niveles de Gran Dolina podemos plantear la evidencia de un modelo basado en la existencia de un ciclo más o menos completo con dos medios de sedimentación en Gran Dolina. Este modelo en ciclo sedimentario enlaza la presencia de estructuras sedimentarias y litologías de las microfacies con la naturaleza de los procesos de sedimentación (tabla 9.2.5). Las microfacies 1 y 2 han sido interpretadas mediante procesos sedimentarios erosivos y de depósito rápidos, en cuerpos sedimentarios de tipo abanicos aluviales subterráneos y desprendimientos de gravedad (paellas); mientras que las facies 3 y 4, con procesos sedimentarios en equilibrio lentos, en cuerpos sedimentarios de desprendimientos de gravedad (bloques) y entrada hídrica de fangos. Este modelo inicial caracteriza la secuencia estratigráfica, con facies de exterior, de Gran Dolina mediante dos cuerpos sedimentarios con una geometría más o menos preservada.

INDICE ELECTRÓNICO

ÍNDICE	1
OBJETIVOS	39
MÉTODOS Y TÉCNICAS	87
2. GEOARQUEOLOGÍA	89
<u>EL ABRIC ROMANÍ</u>	
MATERIALES I	111
3.1. EL ABRIC ROMANÍ DE CAPELLADES	113
3.2. EL NIVEL J	145
RESULTADOS I	183
4.1. ANÁLISIS Y INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES SEDIMENTARIAS DEL NIVEL J	185
4.2. ANÁLISIS Y INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES ANTRÓPICAS DEL NIVEL J	203
DISCUSIÓN I	233
5.1. MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS	235
5.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN DE MICROFACIES ANTRÓPICAS	245
5.3. MICROESTRATIGRAFÍA DEL NIVEL J	249
5.4. PLANIGRAFÍA DEL NIVEL J-JA	261
CONCLUSIONES I	267
6.1. REGISTRO SEDIMENTARIO Y AMBIENTAL EN EL NIVEL J DEL ABRIC ROMANÍ	269
6.2. ANTHROPIZACIÓN EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL NIVEL J	275
6.3. LAS OCUPACIONES ANTRÓPICAS DEL NIVEL J	277

LA SIERRA DE ATAPUERCA

MATERIALES II	283
7.1. EL CUADRO NATURAL DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	285
7.2. GALERÍA	293

7.3. GRAN DOLINA	301
7.4. FORMACIONES SUPERFICIALES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	307
7.5 SÍNTESIS	317
RESULTADOS II	319
8. CLASIFICACIÓN DE LAS MICROFACIES DE LA COLECCIÓN DE REFERENCIA DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	321
DISCUSIÓN II	357
9.1. MICROFACIES DE GALERÍA	359
9.2 MICROFACIES DE GRAN DOLINA	369
CONCLUSIONES II	385
10. INTERPRETACIÓN AMBIENTAL DE LAS MICROFACIES DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	387
<hr/>	
CONCLUSIONES GENERALES	393
BIBLIOGRAFÍA	401