

CONTEXTO GEOMORFOLOGICO Y CRONOESTRATIGRAFICO DE ALGUNOS PALEOSUELOS VALENCIANOS

P. CARMONA*; M.P. FUMANAL*; R. JULIA**; H. PROSZYNSKA-BORDAS***; A. SOLE**; W. STANSKA-PROSZYNSKA***, M.J. VIÑALS*

* Departamento de Geografía. Universidad de Valencia. Apto. 22060. 46080 - Valencia. España.

** Inst. Geología "Jaume Almera". CSIC. Martí i Franqués, s/n. Zona Univ. Pedralbes. 08028 - Barcelona. España.

*** Laboratory of Sedimentology. Fac. of Geography and Regional Sciences of Warsaw (Poland).

RESUMEN

El presente estudio intenta conocer el significado climático de la presencia de paleosuelos rojos intercalados en el registro pleistoceno del área valenciana.

Las técnicas empleadas son el análisis geomorfológico, estratigráfico, dataciones absolutas por TL y micromorfología y mineralogía de arcillas.

Los resultados apuntan hacia una génesis climática que las dataciones sitúan en momentos templados, interestadiales, en un contexto ambiental de activa morfogénesis.

Palabras clave: Suelos rojos. Cronoestratigrafía. Climatogénesis. Dataciones absolutas. Área mediterránea.

ABSTRACT

The aim of this work is an approach to the climatic signification of some red palaeosoils which appear interbedded in the Pleistocene sedimentary record in the Valencian area.

Methodology employed consists in a geomorphological and stratigraphic study, absolute dating by TL and micromorphology and mineralogical analysis of clays.

Results point to a climatic genesis of these soils, that TL data places in temperate interstadial phases in an active morphogenetic environment.

Key words: Red soils. Chronostratigraphy. Climatogenesis. Absolute data. Mediterranean area.

INTRODUCCION

El área del presente estudio abarca tres cuencas fluviales, las del Turia, Júcar y Serpis, de amplio protagonismo en la morfogénesis del paisaje valenciano. La evolución cuaternaria de estos valles (Goy, 1978; Mateu, 1980; Calvo *et al.*, 1986; Martínez, 1986; Fumanal, 1986; Pérez Cueva, 1989), ha estado mediatizada principalmente por dos factores: la tectónica distensiva postalpina que ha rejugado durante el Cuaternario, y la acusada actividad morfogenética de índole erosiva que puede deducirse a partir del desmantelamiento generalizado de los depósitos sedimentarios antiguos. Ello tal vez obedece a la operatividad de un clima de fuertes contrastes instalado ya en el Pleistoceno.

Dentro de este contexto, el reconocimiento de los niveles cuaternarios y en especial la identificación de las formaciones edáficas intercaladas en las secuencias detríticas, indicativas de ciertas condiciones de estabilización de las formas y de los efectos del clima, aportan elementos clave para la interpretación de la evolución cuaternaria de esta región.

Ensayos de reconstrucción basados en estos criterios han sido ya abordados por varios autores tales como Brunnacker y Lozek (1969), Butzer (1963, 1964, 1975), Rohdenburg y Sabelberg (1969), Dumas (1977), Rosselló y Bernabé (1978), Carmona *et al.* (1986), Billard (1987) y Solé Benet *et al.* (1988).

En el presente trabajo se aborda el estudio de las formaciones edáficas rojas intercaladas en las secuencias aluviales y coluviales mediante técnicas sedimentológicas, micromorfológicas, de mineralogía de arcillas y de datación por termoluminiscencia, con el fin de reconocer su génesis y significado paleoclimático; ofreciéndose en la actualidad los resultados preliminares de lo que constituye un proyecto más amplio.

MATERIAL Y METODOS

Se han estudiado 11 perfiles estratigráficos de las tres cuencas, que incluyen niveles edáficos rojos. En cada caso se ha establecido el contexto geomorfológico, la descripción litológica de campo y los correspondientes análisis sedimentológicos de cada nivel (granulometría, contenido en carbonatos, materia orgánica ...), como queda reflejado en la figura 1. La mineralogía de arcillas se ha llevado a cabo mediante difracción de rayos X de agregados orientados a los que se ha aplicado tratamientos clásicos (etilenglicol y calentamiento a 550°C). Las interpretaciones semi-cuantitativas se han establecido según los criterios de Thorez (1976). Para la micromorfología se tomaron muestras no perturbadas mediante cajas de Kubiena, se consolidaron con resina poliéster siguiendo las técnicas de Murphy (1986)

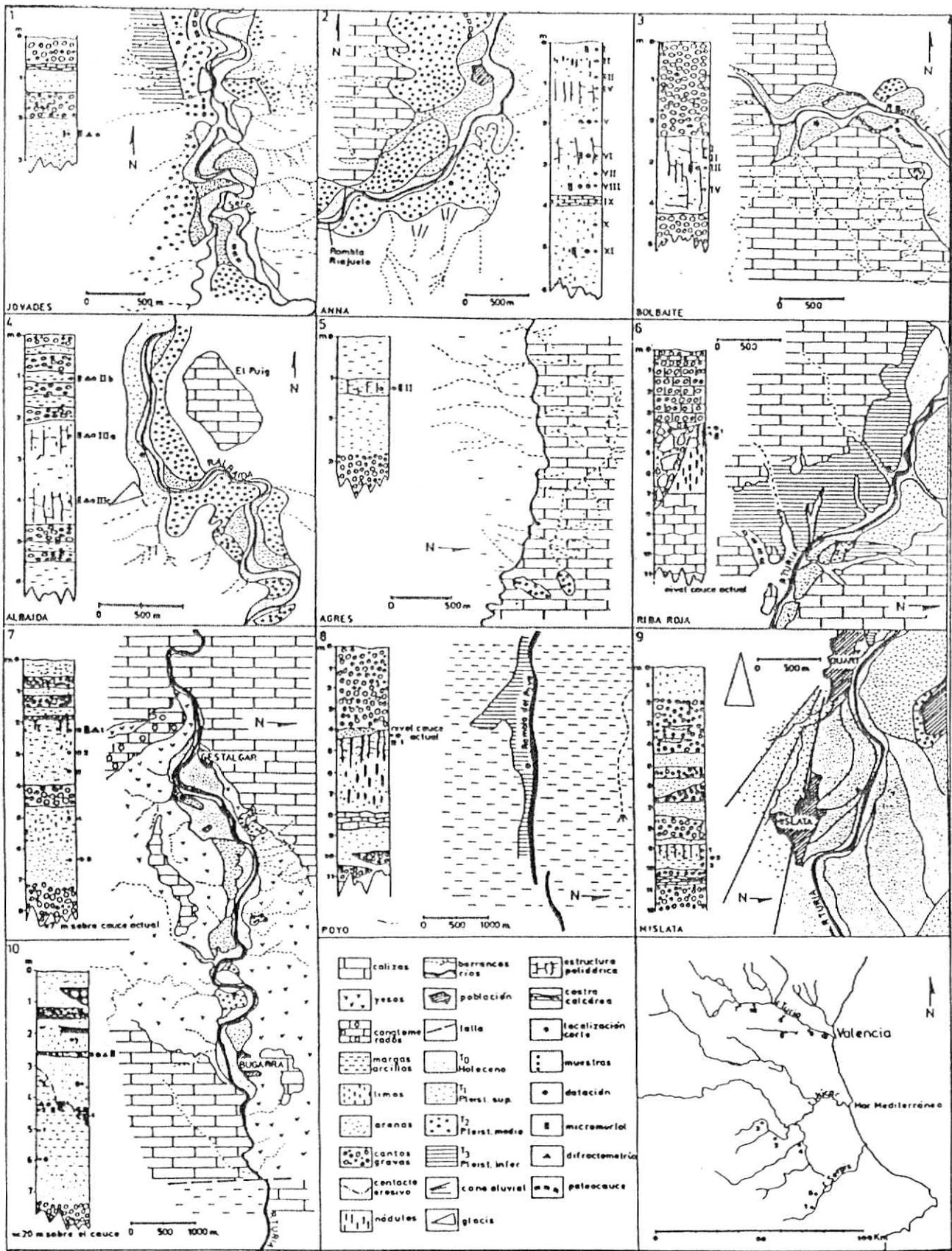


Fig. 1 - Esquema geomorfológico y estratigráfico de los paleosuelos estudiados.

Localidad	nivel	tipo de material	profundidad m.	Paleo-dosis Gy	K %	U ppm	Th ppm	A (1)	dosis x 1000 años Gy/ka (2)	edad TL Ka BP	Lab n.º
1. Bolbaita	N II	arcilla		430	1,74	3,84	14,41	0,15	4,40	98±15	Ma-101/85
2. Anna	N II	liso	2,0	230	1,41	3,44	10,20	0,11	4,50	51±8	Ma- 76/88
3. Anna	N III	arcilla	2,8	257	1,73	4,52	11,51	0,20	4,99	52±8	Ma- 77/88
4. Anna	N III	arcilla	3,6	492	1,97	3,11	12,30	0,20	4,68	105±16	Ma- 78/88
5. Anna	N IV	arcilla	5,3	394	1,43	3,80	9,94	0,20	4,18	94±14	Ma- 79/88
6. Rio Albaida	N I	margas	4,9	406	1,48	2,87	8,65	0,15	3,86	105±16	Ma- 80/88
7. Rio Albaida	N III A	arcilla	6,4	473	1,77	2,26	10,80	0,20	3,91	121±18	Ma- 81/88
8. Rio Albaida	N III C	arcilla	8,0	522	1,33	1,75	10,33	0,20	3,23	162±24	Ma- 82/88
9. Les Jovades	I	arcilla	3,2	284	1,35	3,19	5,36	0,15	3,49	81±12	Ma- 2/88
10. Agres		liso	1,5	190	0,67	2,23	6,40	0,15	2,60	73±11	Ma- 1/88
11. Gestalgar		arenarc. 2,5		199	2,34	2,81	9,00	0,20	4,50	44±7	Ma- 83/88
12. Gestalgar		arcilla 3,0		204	2,08	3,67	8,46	0,20	4,56	45±7	Ma- 84/88
13. Gestalgar		arena 6,0		165	1,41	2,50	6,83	0,10	3,56	46±7	Ma- 85/88
14. Bugarra		arcilla 3,5		412	1,68	2,41	7,20	0,10	3,88	106±16	Ma- 86/88
15. Bugarra		arcilla 5,0		459	1,78	2,60	10,20	0,20	4,01	114±17	Ma- 87/88
16. Riba Roja		arcilla 2,5		1030	2,41	3,44	13,22	0,20	5,35	193±29	Ma- 89/88
17. Mislata		arcilla 5,0		491	2,00	4,20	9,87	0,15	4,38	112±17	Ma-102/85
18. Poyo		arena 3,5		80	1,19	2,88	5,68	0,05	3,64	22±3	Ma-103/85
19. Poyo		arcilla 4,0		48,5	1,97	4,20	10,80	0,10	4,60	10,5±2	Ma-104/85
20. Puerto Albaida		arcilla 3,5		348	4,1	1,53	3,62	0,15	0,09	213±32	Ma- 88/4

Tabla I -Resultado de las dataciones por TL.

y se prepararon las correspondientes láminas delgadas que se describieron siguiendo el esquema de Bullock et al. (1985) con terminología adaptada al castellano por Stoops (1986).

El método cronométrico utilizado ha sido la termoluminiscencia (TL); esta técnica ya había sido experimentada con anterioridad en el tratamiento de suelos fósiles con resultados favorables (Proszynska, 1985, 1986). La TL es la luz que emite un cristal al ser calentado, y que con anterioridad recibió algún tipo de radiación (alfa, beta, gamma, rayos X, ultravioleta). Este registro lumínico permite fechar el momento en que el sedimento estuvo expuesto a la luz por última vez, antes de ser enterrado.

Para hallar la paleodosis o dosis natural de energía recibida por el sedimento, se ha aplicado el método de regeneración (Wintle y Proszynska, 1983; Proszynska, 1988); mientras que la dosis anual (o milenal) ha sido determinada por espectrometría gamma.

De los cortes estudiados, han sido datadas 19 muestras (Tabla I) en materiales limoarcillosos y en alguna ocasión arenosos, siendo los perfiles del Río Albaida y Anna las litoestratigrafías más favorables.

En dos ocasiones, se observa una inversión de edades, que en el perfil de Anna se explica por el desequilibrio radiactivo que produce la presencia de abundantes carbonatos en el nivel inferior. En el caso de la rambla del Poyo, la causa no está tan clara, apuntándose la posibilidad de un anormal deterioro de la TL de los cristales de este suelo.

DESCRIPCION DE LOS PERFILES

Cuenca del Júcar

En este área se han analizado 6 perfiles que se sitúan en depósitos de afluentes de la cuenca media, sobre terrazas y conos aluviales y cuyas características micromorfológicas y de mineralogía de arcillas quedan descritas en las tablas II y III. De entre ellos, el de Albaida Puerto, datado en 213 ± 32 ka, se integra en un paisaje totalmente desconectado de la morfología actual, no habiéndose podido incluir en el esquema geomorfológico. El perfil de Agres, datado en 73 ± 11 ka, no ha sido analizado micromorfológicamente por el momento.

Perfil del río Bolbaita

Se encuentra en la margen derecha del río Bolbaita, cuya cabecera se forma en las calizas cretácicas del Macizo del Caroig. La terraza en la que está insertado el perfil corresponde al último episodio de agradación del valle. Tiene una potencia de 5 m y descansa sobre roca madre.

En ella se distinguen tres unidades sedimentarias, de las que la superior, N-III, es un depósito masivo de cantos calizos, redondeados, facies de fondo de canal, ligeramente cementado y que se sitúa en contacto erosivo respecto al nivel infrayacente, N-II. Este está constituido exclusivamente por arcillas rojas que muestran una estructura poliédrica; hacia la base aparecen abundantes nódulos calcáreos de entre 5 a 10 cm de diámetro. El nivel inferior, N-I, lo integran elementos rodados, calizos, y se interpreta como un depósito de carga de fondo de cauce.

Perfil de Anna

Este amplio corte estratigráfico, se ubica en el área distal de un abanico aluvial construido por la Rambla del Riajuelo (afluente del río Bolbaita-Sellent por su margen derecha).

El perfil, de 5,40 m, muestra 11 niveles de textura y color ligeramente diferentes que se han agrupado en 4 unidades: la base (N-IV, de 1,5 m), está formada por limos arcillosos y arenas de color amarillo rojizo; los 0,40 m superiores contienen carbonatos secundarios. La unidad siguiente, N III, de 1,20 m, es predominantemente limoarcillosa y de color rojizo (10YR 5/6), y presenta estructura prismática; entre sus grietas de retracción se alojan precipitados de Fe y Mn. El nivel N-II (1,40 m de espesor), es limoarenoso y se diferencia del nivel yacente por un cambio neto de color. La unidad I, de 1 m de potencia, está formada por arenas y limos arcillosos ligeramente recarbonatados hacia la parte superior, en donde se observa un delgado nivel de 0,2 m muy alterado que constituye el suelo actual.

Perfil del río Albaida

Corresponde a una terraza de la cuenca baja de este curso fluvial, en el que aparecen superpuestas secuencias sedimentarias del Pleistoceno medio y superior, siendo esta última la que determina la topografía del relleno general del valle.

El río Albaida nace en los materiales calizos de la Serra del Benicadell, drenando con posterioridad una cubeta sinclinal, rellena de margas terciarias. Un valle estructural, estrecho y abrupto le permite atravesar hacia el N otra alineación calcárea mesozoica, la Serra Grossa, a partir de la cual construye, junto con los aportes del río Cányoles, el amplio llano aluvial cuaternario de Játiva.

En este perfil se individualizan cinco unidades. La basal, N-V, de 0,40 m de potencia, está formada por margas neógenas sobre las que en contacto erosivo yace el nivel IV. La unidad IV está formada por 3,40 m de espesor de cantos calizos entre los que se intercalan hiladas arcillosas y delgadas costras. En el N-III van superponiéndose varios niveles de textura arcillosa y estructura poliédrica, entre los que abundan las concreciones ferromangánicas (especialmente en IIIa y c). La unidad II, de 2 m de potencia, está constituida por cantos calizos redondeados y que

Cuenca	Perfil	Nivel	Minerales						
			Illita	Caolinita	Clorita	Esmect.	Interstrat.	Otros	
XUQUER	ALBAIDA	IIIB	63	20		17		goetita	
		IIID	80	10		10		goetita	
		IIIA	75	18		7		goetita	
		IIIB	63	30		7		goetita	
		IIIB Nód.	63	30		7		goetita	
		IIIC	71	21		8		goetita	
		IIIE	58	33		9		goetita	
		IV	55	28	5	12		goetita	
	ANNA	I	65	22	8		5		
		IV	63	26	8		3		
		VI	75	16	4		5		
		VIIIb	72	16	6		6		
		XI	63	27	5		6		
	BOLBAITE	I	63	30	12		5	yeso	
		II	58	26	16			yeso	
		III	67	12	26		5		
		IV	58	15	22		5		
	TURIA	BUGARRA	II	69	18	13			
			VI	66	14	20			
		GESTALGAR	I	84	10	6			
			II	73	14	13			
MISLATA		VIII	66	20	14				
RIBARROJA		I	74	20	5				

Tabla II -Mineralogía de las arcillas de los niveles rojos.

ocasionalmente presentan imbricación. Por último, y en contacto neto, la parte superior del perfil (unidad I) de 4 m de potencia está constituida por un paquete homogéneo de lutitas que se atribuyen a sedimentos de llanura de inundación. A techo de esta unidad se observa una fuerte bioturbación.

Cuenca del Serpis

Este río es el colector principal de los Valles de Alcoi y nace en los materiales calizos de la Serra Mariola, encajándose seguidamente en la amplia cubeta sinclinal que forma la comarca, rellena a su vez de materiales margosos, terciarios.

En esta cuenca se han estudiado perfiles ubicados en los depósitos de dos tributarios del Serpis por su margen izquierda: el río Agres (Tabla III) y el Barranco Fontanelles.

Perfil de Les Jovades

El barranco Fontanelles nace en los materiales calcáreos de la Serra de Mariola, configurando, junto con los aportes de otros cursos de trazado paralelo un amplio glacis-cono que se une lateralmente a las potentes terrazas del Serpis.

El registro sedimentario muestra la superposición de varios episodios aluviales que corresponden, como en casos anteriores, a las dos últimas fases de relleno atribuibles a momentos glaciares.

Se caracterizan por: una unidad basal(N-I) de 15 m de espesor, compuesta por cantos redondeados, calcáreos, atribuidos a facies de fondo de canal, en los que se intercalan esporádicamente lentejones lutíticos. Coronando esta unidad hay un nivel arcilloso, de textura poliédrica, con pequeños nódulos y micelios. Sobre la unidad anterior yace la unidad II en contacto erosivo, formada por materiales margosos correspondiente a un ambiente de llano de inundación.

Perfil de Agres

Se ubica en la margen izquierda de este río, que se encaja entre los materiales calcáreos de la Serra de Mariola y de la alineación del Benicadell, drenando un valle relleno de margas terciarias. El depósito corresponde a una terraza aluvial que incluye materiales del Pleistoceno medio y superior.

Se reconocen dos unidades sedimentarias: una inferior, de 1,60 m de potencia visible, formada por cantos calizos, heterométricos y redondeados que alternan con materiales lutíticos. A techo se ubica un nivel arcilloso rojizo, de estructura prismática, de unos 0,40 m de potencia; y una unidad superior, formada por un depósito lutítico de llanura de inundación cuya potencia alcanza 1,20 m.

Cuenca del Turia

En la cuenca del Turia se han estudiado 5 perfiles de suelo; cuatro de ellos se ubican en acumulaciones detríticas del valle principal, en cuenca media y baja y el quinto en la Rambla de Poyo, colector paralelo por el sur al canal del río Turia. Las características micromorfológicas y mineralógicas de las arcillas quedan descritas en los tablas II y III. El suelo de Mislata no ha sido analizado micromorfológicamente por el momento.

Cuenca media del Turia: Gestalgar y Bugarra

Estos dos primeros perfiles se ubican en un valle de la cuenca media excavado en materiales mesozoicos: yesos, arcillas yesíferas y arcillas versicolores en la base, y, dolomías, calizas dolomíticas, margas y calizas arcillosas coronando la serie.

Gestalgar

El perfil de Gestalgar se encuentra en una acumulación detrítica de un cono aluvial que corona la terraza T1 del valle. Esta terraza está constituida por un nivel de material detrítico grueso de espesor variable (6-7 m), sobre el que descansan cerca de 2 m de arenas con estructuras tractivas en la base y masivas a techo. Estas últimas presentan nódulos calcáreos y tobas.

El cono aluvial alcanza una potencia de 5 m aproximadamente. En él se distinguen tres unidades: la unidad basal (0,5 m) corresponde a un estrato horizontal de cantos y grava redondeados con matriz arenolimoso. La unidad intermedia (2 m de potencia) corresponde a sedimentos detríticos finos, masivos de color anaranjado en los que se observa la individualización de horizontes edáficos. El techo de esta unidad (0,5 m) es netamente arcilloso, mostrando estructura poliédrica. Hacia la base hay nódulos de carbonato y el sedimento se enriquece progresivamente en arena. La unidad superior (potencia variable con un máximo de 1,75 m) está constituida por una alternancia de capas horizontales de limos masivos de color naranja, con intercalaciones de niveles de gravas subangulosas y matriz arenosa.

Bugarra

En Bugarra, el perfil analizado se localiza en el glacis-terracea T2 del valle del Turia en su confluencia del barranco del Ama. La potencia del material detrítico de la terraza aluvial T2 varía entre los 10 y los 20 m. En ella se diferencian tres unidades litológicas: La unidad A basal (potencia entre 4 y 2 m, dependiendo de la geometría de la unidad superior B, que la erosiona en algunos puntos) está constituida por limos y arenas que pasan a arcillas limosas hacia techo; su color es anaranjado y amarillento. La unidad B corresponde a sedimentos de fondo de canal (cantos grava y arena), que erosiona la unidad inferior; a techo de esta unidad hay un nivel arcilloso de color rojizo y estructura poliédrica que no supera los 0,5 m de potencia. La unidad C con 3 a 4 m de potencia, es muy desigual en texturas, aunque globalmente puede describirse como un nivel horizontal de arena limo y arcilla de color naranja con bolsadas de gravas.

Perfiles de la cuenca baja: Riba Roja y Mislata

En la cuenca baja, el río abre su valle en materiales neógenos, exceptuando unas pequeñas islas de material secundario (predominantemente triásico y jurásico) que se observa en torno a Riba Roja de Turia. El río en este sector muestra un trazado bastante recto debido a la actividad tectónica postalpina que escalona su cuenca.

Riba Roja

Este perfil se ha levantado en la zona de confluencia entre el barranco de la Pedrera con el río Turia. El corte muestra un nivel de 4 m de potencia de arcillas masivas, con un horizonte cálcico en la base, al que se superpone un horizonte argílico de 1 m de espesor, con estructura poliédrica y manchas de manganeso. Un paleocanal y el glacis G3-4 de la cuenca del Turia erosionan y fosilizan el paleosuelo descrito.

Mislata

En Mislata el paleosuelo analizado subyace a la terraza fluvial T1-0. Este nivel de suelo corona una facies aluvial T2 puesta al descubierto por la extracción de áridos.

Poyo

El paleosuelo de Poyo se intercala en los sedimentos de un amplio glacis de arcillas rojas, parcialmente excavado por los flujos de la rambla de Poyo que lo atraviesa de W a E, erosionando el horizonte arcilloso y cálcico del mismo, cuyos restos sobresalen del cauce entre los parches aluviales actuales del fondo del canal.

RESULTADOS

Con la excepción del perfil de Riba Roja, los niveles de los paleosuelos estudiados se presentan con una recarbonatación secundaria que afecta en mayor o menor grado todo el material: se observan principalmente nódulos impregnativos de micrita y neocalcitanes esparfíticos o microesparfíticos asociados a pequeños poros tubulares; también son frecuentes los casos de epigénesis calcítica en granos de cuarzo o feldespato. Asimismo se encuentran recubrimientos de infinidad de pequeñas agujas de calcita en algunos poros tubulares o en poros interconectados. En algunos casos estas recarbonataciones están asociadas a ambientes húmedos (presencia de estromatolitos y/o microcodium en Gestalgar y Bolbaite). En los demás, los carbonatos son parecidos a los que se encuentran asociados a ambientes con regímenes de humedad deficitarios.

Estas recarbonataciones al enmascarar en ocasiones los rasgos edáficos del suelo, hacen que su significado paleoambiental sea muy controvertido; se ha visto que las formas más simples, como la mayoría de las identificadas en este estudio, pueden formarse en algunas decenas de años en los más variados climas (Fedoroff y Courty, 1987). En cambio, muchos otros paleosuelos de la zona mediterránea que han estado prolongadamente en exposición subaérea suelen presentar rasgos de recarbonatación complejos, formados por acreciones y disoluciones sucesivas. Sólo los perfiles de Poyo y Bolbaite, presentan rasgos de recarbonatación complejos que indican un policiclismo en su formación.

Respecto al grado de rubefacción, sólo es clara en aquellos niveles cuyos colores son inferiores a 5 YR del código Munsell. Ello se debe esencialmente al color amarillo rojizo de las masas basales; la contribución de los ferriarcillanos "in situ" y de las pápulas rojizas es, en general, escasa, contrariamente a lo que ocurre en otras latitudes. Fedoroff y Courty (1987) citan que en la mayoría de los casos es imposible determinar si la rubefacción ha tenido lugar "in situ" o bien ha sido heredada del sedimento original. En los perfiles estudiados se cree que la rubefacción tiene origen mixto. Los dominios arcillosos bien orientados que muestran una edafogénesis de superior desarrollo, son en general poco abundantes; salvo en el caso de Bugarra, Gestalgar y Bolbaite.

Todos los niveles estudiados en lámina delgada presentan frecuente bioturbación que se manifiesta en forma de pedotúbulos y pellets fecales en mayor o menor grado amalgamados.

Desgraciadamente los rasgos texturales, que son los que mejor suelen expresar las condiciones ambientales del momento en que se forman los suelos, son escasos y en general mal preservados. Los que se han identificado (revestimientos muy delgados, arcillosos a arcillolimosos, moderadamente a bien orientados, sin microestratificación), se interpretan como formados durante un relativamente breve periodo de tiempo, bajo una cubierta vegetal poco densa y con un régimen de precipitaciones discontinuas asociado a desecación y fisuración temporal del suelo. Sólo presentan rasgos texturales de iluviación: Bugarra II y VI, Riba Roja, Poyo, Bolbaite, Río Albaida I, Anna I y XI. En algunos perfiles como el de Riba Roja, se produce una evolución y envejecimiento de las arcillas orientadas producidas por iluviación, por lo que en este caso tendríamos un horizonte paleoargílico en vez de argílico.

Por lo que respecta a los minerales arcillosos predomina la illita, que oscila entre el 84% y el 53%, siempre acompañada de caolinita y en muchos casos de clorita. La esmectita sólo está presente en el perfil Albaida y está probablemente relacionada con la presencia de goetita observada al microscopio que indica el carácter confinado e hidromorfo de este perfil. En los demás perfiles de la cuenca del Júcar se encuentran arcillas interestratificadas illita-esmectita e illita-vermiculita en cantidades en general inferiores al 5%. Dichas arcillas están ausentes en los perfiles de la cuenca del Turia.

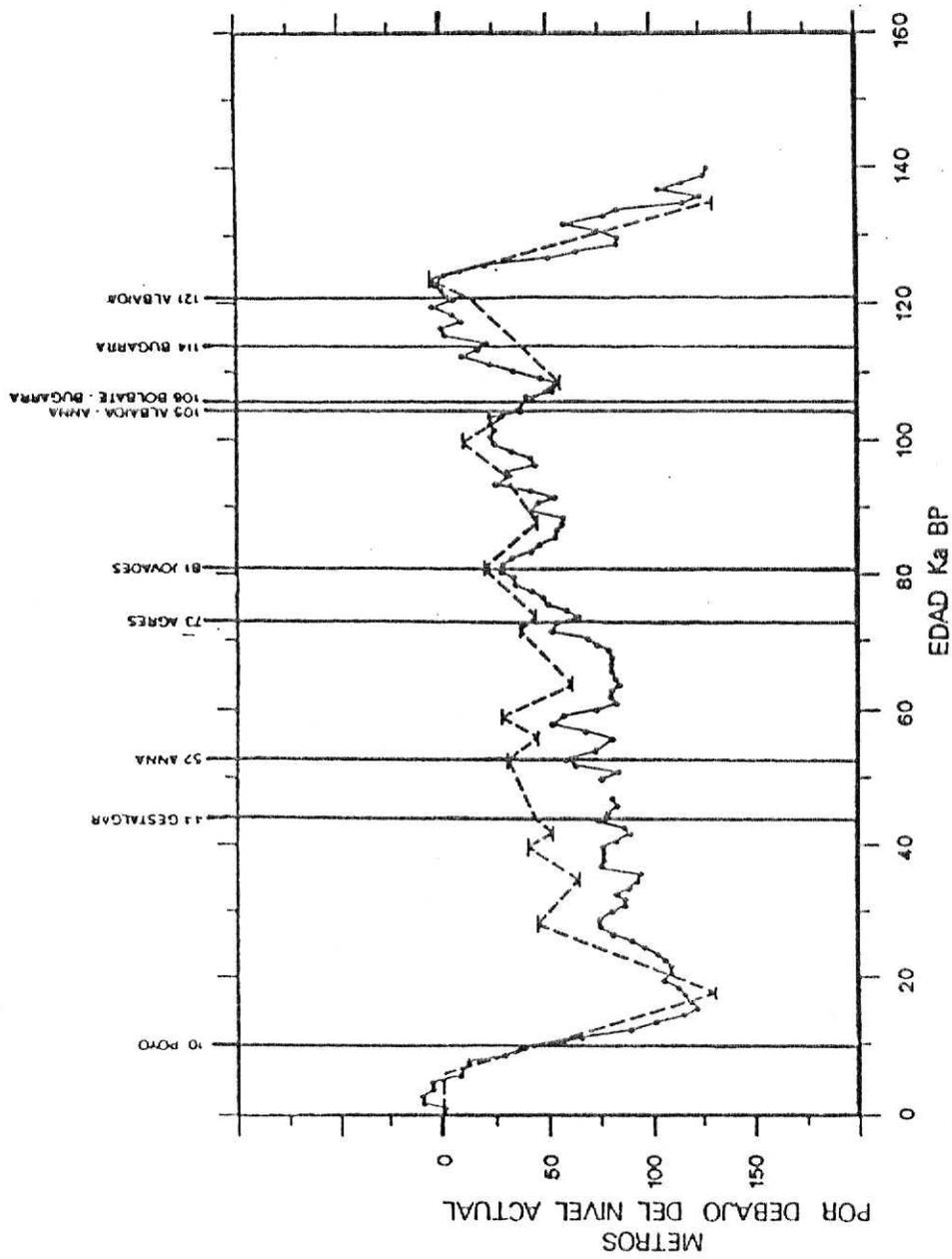
En resumen, las arcillas de los niveles estudiados presentan una considerable homogeneidad, predominando en gran medida los minerales heredados, siendo muy escasos o inexistentes los de formación "in situ", en especial en la cuenca del Turia.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La morfoestratigrafía de los niveles edáficos estudiados permite establecer su cronología relativa, ya que la secuencia sedimentaria pleistocena del área en la que se incluyen, ha sido estudiada en repetidas ocasiones. Sin embargo, la determinación de estos paleosuelos como niveles-gufa tal como se ha efectuado en otras latitudes: paleosuelo "Troutbeck" (Boardman, 1985), paleosuelos "St. Pierre-les-Elbeuf" y "Bois du Moulin" (Fedoroff y Goldberg, 1982), "Sangamon soil", etc., no ha podido realizarse utilizando la micromorfología y mineralogía de arcillas puesto que se han mostrado ineficaces a la hora de relacionar las características del paleosuelo con su edad.

Si bien la rubefacción que caracteriza estos suelos puede ser en parte heredada, la abundante bioturbación, los rasgos calcíticos y los rasgos ferromangánicos muestran claramente que estos niveles constituyen al menos parte de suelos que fueron enterrados.

Ahora bien, la poca diferenciación de los horizontes estudiados, la escasez de rasgos texturales y la presencia



----- Niveles marinos estimados a partir de los datos de Dte de foraminiferos bentónicos.
 - - - Nivel marino estimado a partir de las terrazas de Nueva Guinea.

Fig. 2 - Relación de los paleosuelos estudiados con los momentos de alto nivel marino.

de calcita detrítica indican que se trata de suelos cuyo desarrollo "in situ" fue entre escaso y moderado, indicando que el período de exposición subaérea de estos niveles rojos fue relativamente breve.

Esto sugiere que durante su época de formación los procesos geomorfológicos erosión-sedimentación se mantuvieron activos, a pesar de unas condiciones generales de relativa estabilidad que posibilitaban el desarrollo edáfico tanto en las cabeceras como en las partes más distales de las cuencas.

El carácter policíclico que parece caracterizar algunos paleosuelos mediterráneos (Fedoroff y Courty, 1987) está aquí ausente o poco desarrollado. En general, los horizontes argílicos estudiados presentan un sólo tipo de masa basal, y los rasgos texturales cuando están presentes, son asimismo de un sólo tipo.

Paleosuelos parecidos, si bien con un grado de desarrollo superior han sido citados en Cataluña (Solé *et al.*, 1988; Solé y Josa, 1987).

La relación del desarrollo repetitivo de estos suelos con un proceso climático se muestra en la figura 2, donde puede comprobarse su coincidencia con etapas de alto nivel marino. Es de destacar que tanto el estadio isotópico 7 (190 ka para el paleosuelo del perfil Riba Roja), el estadio isotópico 6 (160 ka para el paleosuelo inferior del perfil Rfo Albaida) como los estadios isotópicos 5e (Rfo Albaida), 5c (Bugarra) y 5a (Rfo Albaida, Anna, Bolbaite, Bugarra) coinciden con valores mínimos de la relación isotópica 180/160 (Ruddiman, 1985; Shackelton, 1987).

En conclusión el desarrollo de los suelos rojos en la zona de Valencia es de origen climático y corresponden en sentido amplio a momentos de alto nivel marino, es decir a épocas de escaso desarrollo glacial.

BIBLIOGRAFIA

Billard, A., 1987: Analyse critique des stratotypes quaternaires. París, Ed. du CNRS, 141 p.

Boardman, J., 1985: The Troutbeck paleosol, Cumbria, England. En Boardman (Editor): Soils & Quaternary Landscape Evolution, Ed. John Wiley, 231-260.

Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T., 1985: Handbook for soil thin section Description, Waine Research Public, England.

Butzer, K., 1963: Climatic-geomorphologic interpretation of Pleistocene sediments in the Eurafrikan subtropics. Viking Fund. Publications in Anthropology, 36, 1-27.

Butzer, K., 1964: Pleistocene geomorphology and stratigraphy of the Costa Brava region (Catalonia). Abhandlungen, Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Mainz), Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 1, 1-51.

Butzer, K., 1975: Pleistocene littoral-Sedimentary Cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin View. En Butzer y Glynn (Editores): After Australopithecines: Stratigraphy, Ecology and Culture Change in the Middle Pleistocene, Aldine, Chicago, Mouton, 25-72.

Brunnacker, K.; Lozek, V., 1969: Löss-Vorkommen in Südost Spanien. Zeitschrift für Geomorphologie, 13, 297-316.

Calvo, A.; Dupré, M.; Fumanal, M.P.; La Roca, N.; Pérez Cueva, A., 1986: Fases pleistocenas continentales en el País Valenciano. En López Bermúdez y Thornes (Editores): Estudios sobre Geomorfología del Sur de España, Murcia, Univ. Murcia, 37-42.

Calvo, A.; Dupré, M.; Fumanal, M.P.; La Roca, N.; Pérez Cueva, A., 1986: Evolución holocena del paisaje en el País Valenciano (España). En López Bermúdez y Thornes (Editores): Estudios sobre Geomorfología del Sur de España, Murcia, Univ. de Murcia, 31-36.

Carmona, P., 1986: Las Terrazas del bajo Turia. Cuadernos de Geografía, 30, 41-62.

Carmona, P.; Fumanal, M.P.; La Roca, N., 1986: Paleosuelos pleistocenos en el País Valenciano. En López Bermúdez y Thornes (Editores): Estudios sobre Geomorfología del Sur de España, Murcia, Univ. Murcia, 43-47.

Dumas, B., 1977: Le Levant espagnol. La genèse du relief. París, Université de París XII, 520 p.

Fedoroff, N.; Courty, M.A., 1987: Paleosols. En Miskovsky (Editor): Géologie de la Préhistoire, Geopre, París, 251-280.

Fedoroff, N.; Goldberg, P., 1982: Comparative micromorphology of two late pleistocene paleosols (in the Paris basin). Catena, 9, 227-251.

Fumanal, M.P., 1986: Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente. Trabajos Varios 83, S.I.P., Valencia 207 p.

Goy, J.L., 1978: Estudio geomorfológico del Cuaternario litoral valenciano. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (inédita).

Martínez, J., 1986: Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona NNE de la provincia de Valencia. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (inédita).

- Martínez, J., 1986: Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona NNE de la provincia de Valencia. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (inérita).
- Mateu, J.F., 1980: El llano de inundación del Xúquer (País Valencià): Geometría y repercusiones morfológicas y paisajísticas. Cuadernos de Geografía, 27, 121-142.
- Murphy, C.P., 1986: Thin section preparation of soils and sediments. Berhamsted: A.B. Academic Publishers. England.
- Pérez Cueva, A., 1988: Geomorfología del sector ibérico valenciano. Departamento Geografía Física. Universidad de Valencia, 217 p.
- Proszynska-Bordas, H., 1985: TL dating of loess and fossil soils from the last interglacial-glacial cycle. Nuclear Tracks, 10, 737-742.
- Proszynska-Bordas, H., 1986: Thermoluminescence dating of sediments from fossil red soils in the region of Valencia (Spain). En López Bermúdez y Thornes (Editores): Estudios sobre geomorfología del Sur de España, Murcia, Univ. Murcia, 113-114.
- Proszynska-Bordas, H.; Stanska-Proszynska, W.; Proszynski, M., 1988: TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. Quaternary Science Reviews, 7, 265-271.
- Rohdenburg, H.; Sabelberg, U., 1976: La posición del Mediterráneo occidental en el paisaje ecológico, en la geografía de los suelos y en el desarrollo de la geomorfología climática. Trad. A. López Ontiveros. Estudios Geográficos, 142.
- Rosselló, V.M.; Bernabé, J.M., 1978: La montaña y sus valles: Un dominio subhúmedo. En López Gómez y Rosselló (Editores): Geografía de la provincia de Alicante. Alicante, Diputación provincial, 77-106.
- Ruddiman, W.F., 1985: Climates studies in Ocean Cores. En HECHT (Editor): Palaeoclimate Analysis and Modelling. Ed. John Wiley & Sons, 197-257.
- Shackleton, N.J., 1987: Oxygen isotope ice volume and sea level. Quaternary Sciences Review, 6, 183-190.
- Solé Benet, A.; Josa, R., 1987: Primeros datos micromorfológicos de los paleosuelos desarrollados sobre terrazas del Anoia (Barcelona). Actas de la VII Reunión sobre Cuaternario, AEQUA. Santander. 93-96.
- Solé Benet, A.; Juliá, R.; Ballbe, E., 1988: Micromorfología y mineralogía de un paleosuelo pleistoceno del Pla de Barcelona. Acta Geológica Hispánica, 23, 197-207.
- Stoops, G., ed., 1986: Multilingual translation of the terminology used in the "Handbook for soil thin section description". Pédologie, 36, 337-348.
- Thorez, J., 1976: Practical identification of clay minerals. Edition G. Lelotte, Belgique, 90.
- Wintle, A.G.; Proszynska-Bordas, H., 1983: TL dating of loess in Germany and Poland. PACT, 9, 547-554.