

ARTEMIO CUENCA PAYÁ  
MICHAEL J. WALKER

## CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL CUATERNARIO CONTINENTAL EN ALICANTE Y MURCIA.

### RESUMEN

Se describen los cuatro niveles de «glacis-terrazas» localizados hasta ahora en las cuencas fluviales del SE español, desde el río Guadalentín hasta el Serpis. Estos niveles se localizan a alturas medias de 120, 75, 35 y 10 metros sobre los cauces actuales. Es dudosa la edad de los dos primeros, aunque hay indicios para situar en el Plioceno final-Pleistoceno inferior el de 120 m, y en el Pleistoceno medio el de 75 m. El siguiente ya se localiza con seguridad en el Weichsel inferior (ca. 75.000-38.000 BP) y el de 10 metros cubre el Pleniglaciario Weichsel superior y el Holoceno entre 32.000 y 3.000 BP ca.

### SUMMARY

Four «glacis-terrace» formations are defined in valleys of southeastern Spain: in the Segura-Guadalentín basin in Murcia, and the valleys of the Vinalopó and Serpis in Alicante. They lie respectively at 120, 75, 35 and 10 m. above present-day river beds. The age of the highest «glacis-terrace» is uncertain, although there are some pointers to a terminal Pliocene-early Pleistocene age, while the 75 m. formation may be regarded as middle Pleistocene. The 35 m formation is shown to date from the earlier part of the last glacial period (75.000-38.000 BP), while the 10 m «glacis-terrace» formed during its later part and the Holocene (32.000-3.000 BP).

### INTRODUCCIÓN

Los estudios llevados a cabo por los autores sobre el Cuaternario continental entre los ríos Guadalentín y Serpis, unidos a los de otros investigadores que de una forma más o menos directa han abordado este tema, permite en la actualidad establecer una serie de eventos característicos y constantes a escala regional, cuya exposición se realiza en el presente trabajo.

No se pretende con ello cerrar el capítulo del Cuaternario en esta zona del Levante español, sino más bien y como se verá en el texto, dejar constancia de lo

mucho que todavía falta por hacer al objeto de ir rellenando el entramado general, aparentemente ya definitivo. Estos, que en el momento presente pueden considerarse datos objetivamente establecidos, constituyen el núcleo de la siguiente exposición.

#### EL LÍMITE PLIOCENO-PLEISTOCENO

Este tema ha sido tratado por MONTENAT y TRUC (1971), MONTENAT (1973), CUENCA PAYÁ y WALKER (1974 y en prensa), así como por DUMAS (1977), aunque las conclusiones de este último merecen comentario aparte. El corte general que se describe a continuación se basa en los datos de los otros autores citados.

Cuando es posible observar en afloramientos la secuencia litológica asociada a la regresión finipliocena se identifican globalmente los siguientes tramos:

1.º Areniscas, frecuentemente conglomeráticas, con fauna marina pliocena, que en sus niveles superiores puede contener lumaquelas de cardídeos.

2.º Calizas y/o margas calcáreas lacustres con algas y moldes de gasterópodos dulceacuícolas. Presentan frecuentes cambios laterales y verticales a brechas y conglomerados intraformacionales.

3.º Limos rojos con gasterópodos continentales de entre los que destaca por abundancia el género *Palaeoglandina*.

4.º Costra calcárea, generalmente múltiple, cuya potencia puede variar entre menos de un metro y más de diez. En la fauna de gasterópodos ya no hay representantes pliocenos y sí pleistocenos.

Los dos últimos niveles constituyen lo que MONTENAT (1973, p. 109) definió como «formación Sucina».

El Plioceno marino no avanzó más al norte de una línea aproximada Elche-Alicante, por lo que allí falta el primer tramo citado arriba.

En cuanto a cronología se dispone de los siguientes datos:

- a) Desaparición de la fauna de gasterópodos pliocenos con el tramo 3.º.
- b) Entre los tramos 3.º y 4.º aparece a veces un nivel de suelos calcáreos cuyo estudio edafológico (SÁNCHEZ FERNÁNDEZ, 1974) indica un enfriamiento importante respecto a las temperaturas inmediatamente anteriores y posteriores.
- c) Primera regresión, previa a la secuencia de playas pleistocenas, detectada en el Cap de Santa Pola (CUENCA PAYÁ y WALKER, en prensa).
- d) Dataciones radioactivas sobre muestras procedentes del tramo 3.º y que proporcionan edades comprendidas entre 2,8 y 2,6 millones de años. (BELLÓN *et al.*, 1976; MONTENAT, 1975).

Estos cuatro puntos coinciden en señalar que, en el estado actual de las investigaciones, el límite entre Plioceno y Pleistoceno debe situarse en la transición del tramo 3.º al 4.º, y más concretamente en los suelos calcáreos hidromorfos señalados por SÁNCHEZ FERNÁNDEZ.

Pasando ahora a comentar las opiniones de DUMAS, expuestas en su tesis doctoral, puede decirse que, para él, las calizas lacustres del tramo segundo son

«Villafranquienses», merced a una correlación entre conglomerados de las Espiellas (entre Aspe y Novelda) y de la Puebla de Valverde (Teruel) indicando textualmente (p. 253): «L'âge villafranchien moyen d'un conglomérat «mortadelle» identique est bien établi à La Puebla de Valverde... où la faune appartient à la biozone de St. Vallier et du Coupet...». Es conocido que la fauna de La Puebla de Valverde pertenece a la biozona NM 17/Q1 de Mein, dentro de la cual parece que puede localizarse el límite entre Plioceno y Pleistoceno, pero, aparte de que se trata de conglomerados en facies «mortadela», queda muy dudoso que ambas formaciones tengan algo en común.

Por encima de su «Villafranquiense» indica DUMAS (1977, pp. 266-278) la presencia de un nivel de limos rojos a los que sigue una espesa costra calcárea, pero en los puntos de observación citados por dicho autor se comprueba que esos niveles son en realidad los tramos 3.º y 4.º de la serie descrita al principio, es decir, lo que MONTENAT ya había definido como «formación Sucina». En conclusión, el supuesto «Quaternaire ancien» descrito por DUMAS no existe.

#### LAS TERRAZAS FLUVIALES

El término «terrazza» no es el más adecuado para definir las unidades morfológicas aquí contempladas, pues, por regla general, son en su mayor parte glacis que de una forma paulatina pasan a verdaderas terrazas sin que pueda establecerse una línea clara de separación. Por este motivo, los autores utilizan el término «glacis-terrazza». Aclarado esto y entrando ya en el tema, puede indicarse que en la cuenca del Vinalopó medio han sido identificados cuatro glacis-terrazas. En sus primeros trabajos (CUENCA PAYÁ, 1971, CUENCA PAYÁ y WALKER, 1974) los autores describieron los tres inferiores a alturas medias sobre el río de 10, 35 y 75 metros, a los que ahora puede añadirse un cuarto ya plenamente identificado a la altura de 120 metros. Dado que tienen carácter regional, se les ha identificado como «glacis-terrazza» A, B, C y D, respectivamente.

En la cuenca del Segura, WICHE (1961) identifica cinco terrazas, cuatro de ellas a la misma cota aproximadamente que las del Vinalopó, más una que se intercala a 20 metros, es decir, entre la B y la A. LÓPEZ BERMÚDEZ (1973) sigue a WICHE, pero precisando que las dos terrazas superiores son en realidad glacis. Por su parte, CUENCA PAYÁ y WALKER (1977) cuestionan la existencia de la terraza de 20 metros, pero sin negarla, pues verdaderamente ese nivel existe y el único problema radica en que hasta ahora dichos autores no han podido encontrar ningún punto donde aparezca una secuencia continua de los glacis-terrazas A y B que contenga entre ellos al de 20 metros; si un punto tal es encontrado, permitirá decidir entre uno de los tres planteamientos siguientes todavía no resueltos:

- a) Que tal y como indican WICHE y LÓPEZ BERMÚDEZ, se trate de un nivel independiente.
- b) Que sea un desmantelamiento parcial del glacis-terrazza B.

c) Que consista simplemente en el glacis-terrazza A, puesto que en áreas singulares, y especialmente donde interfiere la neotectónica, se presenta a esa altura.

En el extremo NE de la zona estudiada, en los Valles de Alcoy, BERNABÉ MAESTRE (1975) describe un complejo sistema de terrazas y lechos colgados, identificando al menos cuatro niveles con fuertes variaciones altimétricas debidas a una tectónica de bloques y fallas en el substrato. Tratando de evitar este inconveniente, los autores han revisado la cabecera del Serpis, más estable estructuralmente, constatando la existencia de las cuatro terrazas, pero ahora a las alturas «normales» ya indicadas para el resto de la región. Aquí los trabajos no han hecho más que empezar por lo que nada más puede añadirse.

#### LOS GLACIS-TERRAZA D Y C

Ambos se presentan bajo una misma facies de aluviones gruesos con granulometría continua, índices de madurez variables en función de la distancia al área origen, a veces con una incipiente cementación sin llegar a encostramientos y más raramente incrustaciones superficiales de óxidos de hierro y manganeso; en algunas zonas de las cuencas del Guadalentín y del Segura, los cantos rodados presentan un espectro litológico en el que dominan los elementos metamórficos, especialmente cuarcitas. Frecuentemente, entre aluvión y substrato rocoso, aparecen restos de un paleosuelo que todavía no ha sido estudiado con detalle, pero sirve para aproximar morfológicamente estos depósitos a las «rañas» de la Meseta.

La distinción entre los dos glacis-terrazza sólo es segura allí donde aparecen juntos, aunque en áreas tectónicamente estables la altimetría puede servir como criterio *a priori*.

En cuanto a cronología, ya indicaban CUENCA PAYÁ y WALKER en 1974 (p. 35) lo siguiente respecto al glacis-terrazza C: «... todo lo que se puede decir de la Terraza Alta [= Glacis-terrazza C actual] es que existe y ha sido vista; las precisiones [cronológicas] quedan pendientes de futuros trabajos». Pues bien, una década después esta frase continúa siendo válida y además es aplicable al glacis-terrazza D. Ningún elemento de juicio objetivo permite avanzar el más mínimo dato con base científica sobre la edad de estas formaciones; no obstante, parece que alguna esperanza ofrecen las campañas en curso llevadas a cabo en la cuenca del Montnegre y en la desembocadura del Segura (yacimiento de mamíferos de Guardamar), pero es prematuro adelantar hipótesis.

#### EL GLACIS-TERRAZA B

Normalmente presenta una clara morfología de glacis cubierto que termina en escarpes colgados a unos 35 metros sobre los cauces actuales. Las litofacies son enormemente variadas por lo que para una primera aproximación se remite a trabajos anteriores (CUENCA PAYÁ, 1971; CUENCA PAYÁ y WALKER, 1974,

1976, 1981; WALKER y CUENCA PAYÁ, 1977), aunque es necesario exponer aquí algunas características generales.

Al pie de los relieves montañosos el glacis comienza con coluviones coronados frecuentemente por un encostramiento calcáreo. Aguas abajo pasan a formaciones aluviales con paleocanales anastomosados y limos de crecida, entre los que se intercalan algunos niveles de encostramiento, para terminar en una verdadera terraza fluvial, aunque este paso continuo es raramente observable. Con frecuencia los aluviones del tramo medio están sustituidos por arenas y limos fluviales, loess y loess resedimentado en régimen fluvial, terminando todo con una costra calcárea que puede alcanzar varios decímetros de espesor.

La cronología de este glacis-terracea es discutida por los autores en las referencias antes citadas, así como por DUMAS (1967) que acertadamente señala como el glacis costero alicantino se sumerge en el mar pasando sobre las playas fósiles con *Strombus bubonius*; su comienzo es, por tanto, posterior a esas formaciones marinas cuya edad parece poco probable que sea inferior a 70.000 BP (STEARNS y THURBER, 1965, ZAZO *et al.*, 1981). En lo que respecta a su techo se dispone de una fecha C-14 obtenida por los autores en los niveles finales del escarpe del Tossal Negret, cerca de Agost, y que ha dado  $39.500 \pm 2.600$  BP (SUA-1181), muy similar a la obtenida por VITA-FINZI (1976) en la segunda terraza del Segura. (= Glacis-terracea B) y que es  $39.735 + 1.190 - 1.035$  BP. Aunque las correlaciones entre las terrazas fluviales y la serie estratigráfica del Barranco de Fayona (San Miguel de Salinas) todavía presentan dificultades, en los niveles superiores de lo que se supone el equivalente al glacis-terracea B ha obtenido ÉCHALLIER (c.p. 1978) dos fechas mínimas de  $\geq 35.000$  BP (Gif, 3.805 y 3.808).

Puede apreciarse que los datos son todavía muy pobres, pero unidos a las fechas obtenidas para el glacis-terracea A que se darán a continuación puede llegarse a delimitar con relativa precisión el intervalo cronológico durante el que se generó el glacis-terracea B.

#### EL GLACIS-TERRAZA A

Encajado contra el glacis-terracea B, y limitando generalmente el lecho de avenida, aparece el glacis-terracea A con una altura media aproximada de 10 metros; esta altura suele variar en función del relieve local y la neotectónica, pudiendo alcanzar hasta algo más de 20 metros. El substrato es a veces visible en una altura no superior a 2-3 metros, pero generalmente está oculto por el aluvionamiento.

Dentro de las lógicas variaciones de facies, es posible establecer una secuencia estratigráfica con validez regional; es la siguiente (de muro a techo):

*Miembro 1.* — Espesor: 1 a 6 metros. Fanglomerados de cantos subangulosos con matriz arcillosa. Según condiciones locales puede estar sustituido por travertinos o relictos de paleosuelos calcáreos (calcretas).

*Miembro 2.* — Espesor: 4 a 10 metros. Secuencia microrrítica (textural o color), con yeso singénico, grietas de retracción fósiles, nichos de loess, loess

resedimentado, etc. En algunos puntos se intercalan paleosuelos orgánicos o en facies de *Lehm* con fuerte bioturbación y huellas de raíces.

*Miembro 3.*—Espesor: 1 a 4 metros. Aluviones gruesos con cantos rodados que pueden llegar a un metro de diámetro.

*Miembro 4.*—Espesor: 1 a más de 10 metros. Arenas eólicas y loess. Puede estar sustituido por coluvión arcillosos con yeso singénico.

*Miembro 5.*—Espesor: 0,5 a 2 metros. Canchal de clastos angulosos sobre el que se desarrollan suelos preactuales.

Los miembros 1 y 2 se localizan hacia el centro de los valles, el 3 los recubre al aproximarse a las laderas hasta que aquellos desaparecen y es este el que se apoya sobre el substrato; el miembro 4 cubre al 3 y además se extiende muy ampliamente remontando laderas hasta alturas superiores a 200 metros sobre los valles (ejemplo, Cámara, Peñarrubia, etc.), siendo a su vez recubierto por el canchal del miembro 5. Diversas estaciones donde es fácil estudiar la secuencia, son citadas por los autores en las referencias indicadas al principio.

La cronología de este glacis-terrazza es mejor conocida gracias a la existencia de materiales susceptibles de aplicación de C-14. Para el miembro 1 se dispone de una sola datación sobre calcretas del Guadalentín con el resultado de  $31.115 \pm 720$  BP (SUA-1175), en cambio del miembro 2 hay dos fechas con plenas garantías que son  $23.730 \pm 430$  BP (SUA-1179) y  $20.690 \pm 350$  BP (SUA-1174), junto con otras dos sospechosas de contaminación cuyos resultados fueron  $24.590 \pm 390$  BP (SUA-1177) y  $15.460 \pm 290$  BP (SUA-1176). Por su parte, DUMAS (1977, p. 286) obtiene  $28.300 \pm 1.700$  BP (Gif, 1574) en el Barranc de les Ovelles (Alicante) y ÉCHALLIER (c., p. 1.978)  $28.700 \pm 140$  BP (Gif, 3807) para lo que se supone nivel basal del miembro 1 en el Barranco de Fayona.

Por su naturaleza litológica el miembro 3 sólo ha sido posible fecharlo de una manera indirecta y puede que no muy segura, pero es el único dato de que se dispone (ver discusión en CUENCA PAYÁ y WALKER, 1976). Parece ser que la movilización del manto aluvial repercutió en un desdoblamiento del glacis-terrazza A allí donde no existían relieves próximos capaces de alimentár la corriente con elementos gruesos, cual es el caso de la Rambla Salada (= Rambla Amarga) aguas arriba del Pantano de Santomera; para ese momento se ha obtenido la fecha de  $12.220 \pm 130$  BP (HAR-530).

Del miembro 4 se dispone de dos fechas obtenidas por los autores en el Pantano de Elda y en la Rambla de Caprala (Petrer), así como otra procedente del Barranco de Fayona comunicada por ÉCHALLIER. La más antigua es  $8.920 \pm 180$  BP (SUA-405) y corresponde a arcillas orgánicas en la base de la arena eólica que aflora en la margen derecha del Vinalopó, inmediatamente antes de su confluencia con la Rambla de Caprala; en esta última unas concreciones calcáreas en la parte superior del manto eólico han dado  $8.190 \pm 130$  BP (SUA-404), y conchas de helícidos del Barranco de Fayona, muestreadas por ÉCHALLIER  $8.640 \pm 160$  BP (Gif, 3806). Como puede apreciarse, la concordancia es muy aceptable.

El miembro 5 tiene hasta ahora su fecha más alta en  $7.200 \pm 160$  BP (S-179)

procedente del Abrigo Grande del Barranco de los Grajos (Cieza) (WALKER, 1972, 1977). Le sigue una calcreta de Caprala que separa las arenas eólicas del canchal con  $5.170 \pm 110$  BP (SUA-403). Ambas fechas parecen contradecirse, pero es necesario tener en cuenta que la primera se tomó en una cueva donde los clastos caen del techo y no es de esperar que se movilicen, mientras que la segunda procede de un horizonte *Ca* del centro del valle, relicto de un paleosuelo que fue posteriormente cubierto por el canchal en su avance.

A continuación hay un bloque de fechas que en un principio plantearon problemas, pues por litofacies parecían corresponder al miembro 4, pero estudios posteriores han demostrado que se trata de una fase de sequía acentuada registrada en el miembro 5. Las fechas son:  $4.720 \pm 100$  BP (SUA-1183);  $4.330 \pm 90$  BP (SUA-1186);  $4.250 \pm 100$  BP (SUA-1187) y  $3.940 \pm 100$  BP (SUA-1188). Quedan por añadir dos fechas publicadas por ÉCHALLIER *et al.* (1978) cuya importancia se comprenderá al situarlas dentro del contexto general en el próximo apartado. Ambas proceden de la Albufera d'Elx y corresponden a dos capas, una de las cuales, la inferior, con fauna de agua salobre a marina, proporcionó una edad de  $4.700 \pm 110$  BP (Gif, 3809), y la superior, con especies de agua dulce,  $3.900 \pm 110$  BP (Gif, 3810).

Se hace necesario señalar que estas fechas son algo diferentes de las indicadas por CUENCA PAYÁ y WALKER en un trabajo anterior (1981), debido al fallo de uno de los contadores en el laboratorio. Las aquí citadas son las correctas, aunque las diferencias son poco significativas.

## DISCUSIÓN

Las condiciones climáticas reinantes durante el Plioceno superior en la zona estudiada quedan claramente expresadas por la siguiente frase de MILLOT (1964, p. 190) al referirse, en general, a la facies de «capas rojas»: «Nous sommes en pays chaud, à “douches”, à “moussons”, à grandes pluviosités, permutant avec des périodes sèches de dissication, de rubéfaction, pouvant atteindre l'aridité.» De hecho, en las formaciones lacustres los minerales arcillosos dominantes son asociaciones de illita y atapulgita, y de illita y montmorillonita (sin atapulgita), presentando tanto la illita como la montmorillonita elevados grados de cristalinidad frente a las estructuras degradadas e interestratificadas que muestran en los limos rojos con Palaeoglandinas. Esto prueba el quimismo básico y calcáreo de los lagos y pantanos, capaz de regenerar las estructuras cristalinas de la illita, a lo que se hace necesario añadir momentos de alta concentración iónica (evaporación importante) en los que se produce la neoformación de atapulgita. El retorno a condiciones «normales» en cuanto a concentración de sales hace que una parte importante de esta atapulgita se transforme en montmorillonita de alta cristalinidad. Se tiene así, aparte de la clásica interpretación de los *red beds*, una prueba directa del régimen marcadamente estacional de precipitaciones en aquellos momentos.

También la aparente ambigüedad de la fauna de gasterópodos incide en esta alternancia de períodos húmedos y secos. Hay yacimientos en los que aparecen Palaeoglandinas y Schlickumias de gran tamaño, indicando condiciones húmedas y cálidas favorables, mientras que en otros, estos géneros muestran individuos de reducida talla junto a abundantes Parmacellas, caracterizando también temperaturas altas pero humedad muy baja. Esta aparente contradicción se resuelve sin más que tener en cuenta el carácter puntual de los muestreos y la gran sensibilidad de los moluscos a las condiciones de humedad puramente locales.

Respecto a la cobertura vegetal es casi seguro que no existía bosque; este es contrario a la rubefacción y, por otra parte, la bioturbación en los limos rojos, cuando puede observarse, alcanza espesores decimétricos, sobrepasando raramente el metro, lo que indica raíces pequeñas no comparables con las esperadas si existiese un poblamiento forestal medianamente denso.

Resumiendo todos estos datos puede decirse que las postrimerías del Plioceno se enmarcan en un paisaje de pequeños lagos y pantanos de extensión fluctuante, alimentados por corrientes enérgicas e intermitentes desde los macizos montañosos próximos, y con una vegetación fundamentalmente arbustiva, todo dentro de un clima cálido, pero con muy marcados contrastes estacionales en cuanto a precipitaciones.

Ocurren a continuación dos hechos muy a tener en cuenta en futuras investigaciones:

1.º El inicio de una regresión más importante que las indecisas fluctuaciones detectadas en el Plioceno superior y que inicia el ciclo de oscilaciones marinas que dan lugar a la secuencia de playas pleistocenas.

2.º En el interior, sobre los limos rojos se desarrolla el suelo calcáreo en el que ya no existen las Palaeoglandinas y aparecen los primeros helícidos decididamente pleistocenos. Después todo es fosilizado por potentes encostramientos calcáreos.

JUAN A. SÁNCHEZ FERNÁNDEZ, en una reciente conversación, mantiene que, dentro de la parquedad de datos disponibles, la temperatura de las aguas que originaron ese paleosuelo era baja respecto a las responsables de la génesis de los niveles anteriores (formaciones lacustres y limos rojos) y posteriores (costras calcáreas de la «formación Sucina»), reiterando su opinión publicada en 1974 y ya citada anteriormente.

Todo esto son datos que, por su convergencia, inducen a situar en ese momento el límite entre Plioceno y Pleistoceno, aunque sólo con carácter local y provisional.

Viene a continuación un período durante el cual se originan los encostramientos calcáreos de la «formación Sucina». Son costras múltiples con niveles de erosión y brechación intraformacional cuyo estudio detallado posiblemente proporcione amplios datos sobre los tiempos tempranos del Cuaternario, pero eso está todavía por hacer. Respecto a su edad se tienen las dataciones de los limos rojos de 2,8 a 2,6 millones de años, ya indicadas anteriormente, como límite máximo; el mínimo viene determinado por el hecho de que en Guardamar la costra



calcárea queda colgada por una fase erosiva que deposita aluviones con una fauna de mamíferos en la que se ha identificado «Une lame de molaire d'Elephant peut être attribuée à *Mammuthus meridionalis* (Nesti) évolué ou *Elephas antiquus* (Falc. et Caut.) ancien» (MONTENAT y CRUSAFONT, 1970). Las formas evolucionadas del *M. meridionalis* no pueden llevarse más allá de los comienzos del Elster, mientras que las formas primitivas de *E. antiquus* no pasan al Hoxniense, por lo que con ese único dato paleontológico los conglomerados pertenecerían a los momentos finales de aquella glaciación. Queda la costra calcárea de la «formación Sucina» dentro de ese largo período entre finales del Plioceno y la primera mitad del Pleistoceno medio sin poder aportar mayores precisiones por el momento.

Se presenta ahora la pregunta de si existe correlación entre los conglomerados de Guardamar y alguno de los glacis-terrazas C y D. Es posible que la respuesta sea afirmativa, pero no hay todavía datos concluyentes; la edad de esos niveles C y D continúa siendo un molesto enigma. Respecto a su significado paleoclimático, las incrustaciones ferromangánicas pueden indicar condiciones cálidas y húmedas, a la vez que la textura de los aluviones demuestra arroyadas enérgicas; una síntesis de ambos indicios podría ser la siguiente:

- 1.º Formación de suelos en las laderas retenidos por una cobertura vegetal que, a su vez, es mantenida por unas condiciones climáticas estables.
- 2.º Paso a un clima marcadamente estacional que deteriora el tapiz vegetal permitiendo el lavado de las laderas.

En líneas generales, y como puede observarse, se trataría simplemente de una sucesión de secuencias biostáticas y rexistáticas.

El glacis-terrazza B pertenece ya con toda seguridad al Pleistoceno superior. Como se ha indicado, es posterior a las playas fósiles con fauna «senegaliense» y su elaboración termina hacia el 39.000 BP, por lo que coincide con el Weischel inferior europeo. Las litofacies no indican condiciones «pluviales» como algunos autores habían supuesto, sino lo contrario; el loess resedimentado, los cuerpos lineales de gravas encajados en limos de desbordamiento, los coluviones y los encostramientos señalan ausencia o escasez de cobertura vegetal, así como lluvias intensas y esporádicas que dan lugar a arroyadas con gran carga.

Hacia el 39.000 BP comienza la incisión de nuevos cauces, fenómeno que dura al menos hasta el 32.000 BP aproximadamente. Es un período húmedo, tal y como atestiguan las coladas estalagmíticas en diversas cuevas (CUENCA PAYÁ y WALKER, 1974), durante el cual las redes fluviales adquieren los patrones de trazado que muestran en la actualidad.

En el 31.000 BP cesa de nuevo la actividad fluvial y en los cauces excavados durante los ocho milenios anteriores se depositan algunos conglomerados, así como raros travertinos en lugares excepcionales. La Cova Beneito, en fase de excavación por Guillermo Iturbe y situada sobre el Riu d'Agres, muestra este período árido entre las cementaciones estalagmíticas y un momento que arqueológicamente puede fecharse hacia el 24.000 BP, coincidiendo con las fechas radiocarbónicas obtenidas para el miembro 2. A partir de esa fecha parece que

se inicia una muy relativa suavización climática señalada por la aparición de zonas pantanosas en los cauces secos y cuya duración es desconocida por el momento ya que sus estratos superiores han desaparecido erosionados por el miembro 3.

El carácter árido del último Pleniglacial ha sido confirmado por DUPRÉ (1980) en su estudio palinológico de la Cova de les Malladetes; las condiciones húmedas no empiezan a marcarse decisivamente en el perfil hasta momentos más recientes que la última fecha radiocarbónica para ella disponible y que es  $16.300 \pm 1.500$  BP.

Los aluviones del miembro 3 pueden interpretarse de una de las dos siguientes formas:

a) Aparición de un régimen de lluvias torrenciales que arrastra desde las laderas los productos de meteorización allí retenidos por falta de energía en las precipitaciones.

b) La fase húmeda detectada en les Malladetes cede hacia condiciones más rigurosas que originan una retracción de la masa vegetal y la consiguiente erosión.

En el momento presente parece más probable esta última hipótesis, pero en cualquier caso el denominador común que también viene atestiguado por la granulometría y facies de los cuerpos aluviales es que estos fueron depositados por arroyadas de muy alta energía y discontinuas en el tiempo.

Aguas abajo del Pantano de Elda, inmediatamente antes del meandro del Monastil (Río Vinalopó), el nivel más bajo visible del glacis-terrace A son unas arcillas orgánicas que inmediatamente son sustituidas por el miembro 4. La fecha de  $8.920 \pm 180$  BP procede de allí y, salvo que se trate de una inclusión dentro de las arenas eólicas, señalaría el momento de paso a unas condiciones extremadas de sequía con formación de dunas en los llanos y arenas eólicas remontando las laderas hasta cotas superiores a doscientos metros sobre los valles, empujadas por vientos muy constantes del norte y noroeste. Relicto de ese momento, y mantenido por un difícil equilibrio que aquí sería prolijo detallar, es el espectacular Arenal de Petrer. Es posible que pueda correlacionarse este período con el Boreal centroeuropeo.

Dura poco esa pulsación extrema, pues ya a mediados del séptimo milenio comienza la formación de canchales que a veces, en laderas arcillosas, comienzan con masas solifluidales o las incluyen indicando un ambiente mucho más húmedo, pero que parece insuficiente para reactivar los ríos. Los canchales muestran indicios de una colonización vegetal que se extendería a favor de las suaves condiciones climáticas de este período que coincide con el Altitermal Atlántico.

Casi exactamente con el paso al cuarto milenio, hacia el 5.000 BP, el clima vuelve a caracterizarse por la sequía, aunque no tan extrema como en el Boreal. Este cambio es registrado también por FUMANAL y CALVO CASES (1981) en la Cova de l'Or, aunque estos autores tienden a interpretarlo en base al antropismo, hecho este que no puede ser negado y que acentuaría localmente una tendencia regional.

Tras esta oscilación seca, la humedad se dispara y los ríos, que han estado inactivos durante milenios, comienzan a erosionar sus cauces ahondando en lo que hoy es el glacis-terrace A. En trabajos anteriores los autores situaron ese momento entre 4.000 y 3.500 BP basándose en criterios arqueológicos, fecha que viene ahora confirmada por dataciones C-14 en los niveles de ocupación del Guadalentín y en los suleos *gley* de El Prado (Jumilla) que proporcionan  $4.030 \pm 130$  (HAR-146),  $3.790 \pm 115$  BP (HAR-160) y  $3.600 \pm 80$  BP (HAR-358). Coincide esto con la irrupción de aguas dulces en la Albufera d'Elx detectada por ÉCHALLIER *et al.*, y ya citada anteriormente.

Se están ahora recopilando una serie de datos estratigráficos que parecen indicar fluctuaciones climáticas de menor entidad dentro de las aquí descritas, así como otras ocurridas en fechas más recientes, pero es prematuro adelantar conclusiones ya que los autores carecen de pruebas para decidir si se trata de fenómenos a escala regional o de simples facetas locales condicionadas por microclimas particulares.

## BIBLIOGRAFIA

- BERNABÉ MAESTRE, J. M. (1975), «Red fluvial y niveles de terrazas en la depresión Cocentaina-Muro (Valls d'Alcoi)» *Cuad. de Geografía*, 16, pp. 23-39.
- BELLON, H.; BORDET, P.; BOUSQUET, J. C.; MONTENAT, C. (1976), «Principaux resultats d'une étude geochronometrique du volcanisme néogène des Cordilleres Betiques (Espagne meridionale)», 4.<sup>a</sup> Reunion des Sciences de la Terre, París.
- CUENCA PAYÁ, A. (1971), «El Cuaternario del Valle de Elda», *Rev. Inst. Est. Alicantinos*, 6, pp. 23-42.
- CUENCA PAYÁ, A.; WALKER, M. J. (1974), «Comentarios sobre el Cuaternario continental en el centro y sur de la provincia de Alicante (España)», *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 2, pp. 15-38.
- CUENCA PAYÁ, A.; WALKER, M. J. (1976), «Pleistoceno Superior y Holoceno en la Cuenca del Vinalopó (Alicante)», *Est. Geol.*, 32, pp. 95-104.
- CUENCA, PAYA, A.; WALKER, M. J. (1977), «Paleogeografía humana del Cuaternario de Alicante y Murcia», *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 6, pp. 65-77.
- CUENCA PAYA, A.; WALKER, M. J. (1981), «Nuevos datos sobre el Pleistoceno superior y el Holoceno continentales en Alicante y Murcia», *Rev. Inst. Est. Alicantinos*, 34, pp. 79-85.
- DUMAS, B. (1967), «Place et signification des glacis dans le Quaternaire», *Bull. Ass. Franç. pour l'étude du Quaternaire*, 3, pp. 223-244.
- DUMAS, B. (1977), *Le Levant Espagnol. La genèse du relief*, Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris-Sorbonne, 520 pp.
- DUPRÉ OLLIVIER, M. (1980), «Análisis polínico de sedimentos arqueológicos de la Cueva de les Malladetes (Barx, Valencia)», *Cuad. de Geografía*, 26, pp. 1-22.
- ECHALLIER, J. C.; GAUYAN, F.; LACHAUD, J. C.; TALON, B. (1978), «Première mise en évidence par sondages électriques d'accidents affectant les terrains quaternaires récents dans la province d'Alicante (Espagne)», *C. R. Acad. Sc. de Paris*, 286 (D), pp. 1.129-1.131.
- FUMANAL GARCÍA, M. P.; CALVO CASES, A. (1981), «Estudio de la tasa de retroceso de una vertiente mediterránea en los últimos 5.000 años», *Cuad. de Geografía*, 29, pp. 133-150.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1973), *La vega Alta del Segura*, tesis de doctorado, Dep. de Geografía, Univ. de Murcia, 288 pp.
- MILLOT, G. (1964), *Géologie des argiles*, Masson et Cie. Edt., Paris VI. 499 pp.

- MONTENAT, C. (1973), *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol*, Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris-Orsay, 1.170 pp.
- MONTENAT, C. (1975), *Le néogène des Cordillères Bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique*, Rapport BEICIP, Inst. Franç. du Petrol, 187 pp.
- MONTENAT, C.; CRUSAFONT PAIRÓ, M. (1970), «Decouverte de mammifères dans le néogène et le Pléistocène du Levant Espagnol (provinces d'Alacant et de Murcia)», *C. R. Acad. Sc. de Paris*, 270 (D), pp. 2.434-2.437.
- MONTENAT, C.; TRUC, G. (1971), «Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant Espagnol (provinces de Murcia et d'Alicante)», *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 82 (1), pp. 52-58.
- SÁNCHEZ FERNÁNDEZ, J. A. (1974), «Formaciones geoedáficas en las terrazas cuaternarias litorales de las provincias de Alicante y Murcia», *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 2, pp. 157-174.
- STEARNS, C. E.; THURBER, D. L. (1965), «Th-230/U-234 dates of the late pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals», *Quaternaria*, 7, pp. 29-42.
- WALKER, M. J. (1972), «Cave dwellers and artists of the Neothermal period in Southeastern Spain», *Trans. of the Cave Research Group of Great Britain*, 14-1, pp. 1-22.
- WALKER, M. J. (1977), «The persistence of Upper Palaeolithic tool-kits into the early southeast Spanish Neolithic», en Wright, R. V. S. ed. *Stone tools as cultural markers: Change, evolution and complexity*, pp. 354-379.
- WALKER, M. J.; CUENCA PAYÁ, A. (1977), «Nuevas fechas C-14 para el sector de Alicante y Murcia», *Trab. sobre Neógeno y Cuat.*, 6, pp. 309-317.
- WICHE, K. (1961), «Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren an unterech Segura (Südostspanien)», *Mitte. der Osterreichischer Geog. Gesell.*, 103, pp. 125-157.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL, J.; BAENA, J.; AGUIRRE, E. (1981), «Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español», *Est. Geol.*, 37, pp. 257-262.