

## **EVOLUCION HOLOCENA DE LA LLANURA COSTERA DEL RIO TURIA**

P. Carmona González

Departamento de Geografía. Universitat de València. Avda Blasco Ibañez 28. Apartado 22060 Valencia.

**Resumen.** La dinámica geomorfológica tanto fluvial como marina y el transfondo neotectónico, explican la formación y evolución reciente de la llanura costera del río Turia. El método de estudio ha sido el análisis geomorfológico y la interpretación del registro sedimentario según datos de sondeo geotécnico. En la evolución distinguimos tres fases principales: los momentos de la última regresión marina pleistocena (correlacionable con el abanico aluvial y el nivel de terraza T1), las fases transgresivas flandrienses (correlacionables con las terrazas del Holoceno antiguo (TOa) y las cuencas de inundación costeras) y, finalmente, el proceso de progradación continental de los últimos milenios holocenos.

**Palabras clave:** Holoceno. Llanura aluvial costera. Mediterráneo.

**Abstract.** Fluvial and marine geomorphological dynamic and neotectonic events explain the formation and recent evolution of the coastal alluvial plain of the river Turia. The method of study was the geomorphological annalysis and the interpretation of the sedimentary record from geotechnical sounds. We can distinguish three main phases of evolution: the moments of the last pleistocene marine regression (related to the plesitocene alluvial fan and the nivel T1 of terrace); the phases of the flandrian transgression -related with the early Holocene terrace (TOa) and the coastal flood basins- and, finally, the process of continental progradation of recent Holocenic times.

**Key words:** Holocene. Coastal alluvial plain. Mediterranean.

### **1. Introducción**

La llanura costera del río Turia forma parte de las planas sedimentarias del Golfo de Valencia, claros ejemplos de cuencas de acumulación detrítica pleistocena y holocena. Estas cuencas han experimentado un proceso de hundimiento (desde fines del Terciario) y superposición de niveles cada vez más recientes, ya sean continentales, marinos o de transición. Esta situación dificulta gravemente el reconocimiento de su historia cuaternaria ya que la subsidencia no favorece el encajamiento de los cursos de agua y el registro de terrazas fluviales es fragmentario e incluso sólo representado por el nivel o niveles más recientes; no es frecuente encontrar exposiciones de cortes al aire libre, ni tampoco niveles de playa o de costa antiguos que por lo general están enterrados o erosionados como sus correspondientes niveles continentales. Un detenido estudio de las formas de superficie y

del substrato sedimentario nos permite elaborar una hipótesis de formación y evolución reciente (Carmona, 1986).

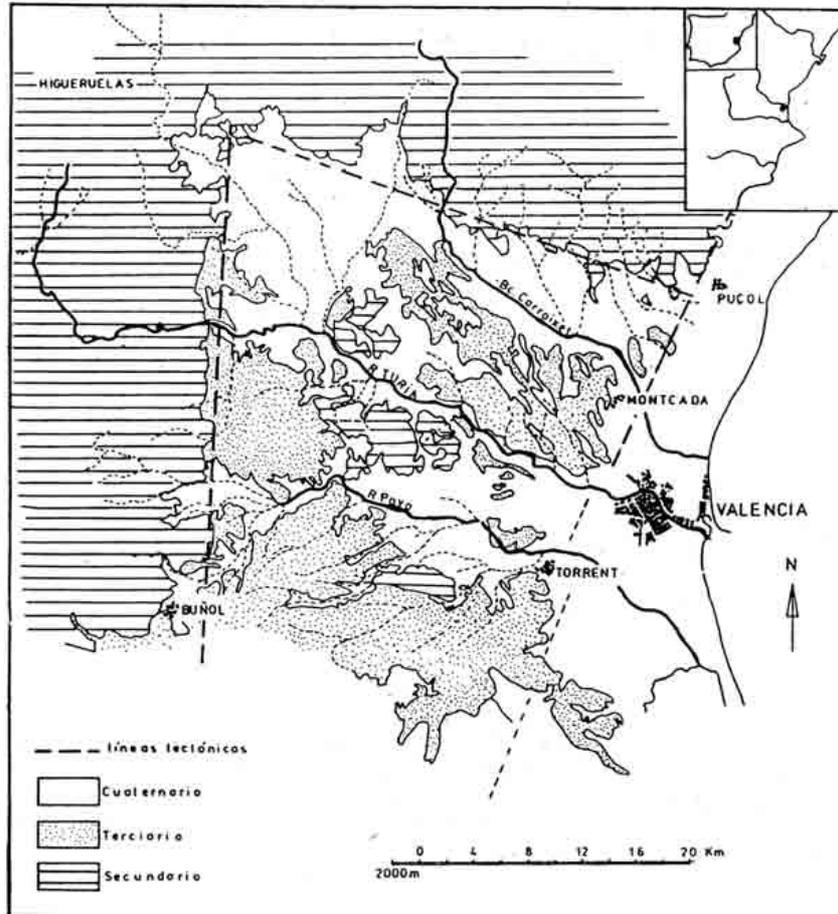


Fig. 1. Ejes tectónicos  
Tectonic axis

## 2. Ambito estructural

Desde el punto de vista estructural, el sector costero o litoral centro valenciano se configura en el contacto entre los sistemas Ibérico y Bético. Los pliegues de la Ibérica muestran una dirección general NO a SE en la parte septentrional de la cordillera; hacia el sur parte de ellos van girando para tomar una dirección meridiana que conserva hasta encontrarse con el dominio de la cordillera Bética donde las estructuras adoptan la dirección OSO-ENE (Julivert *et al*, 1980).

Tras los episodios comprensivos, origen de las mayores estructuras de ambos sistemas, tiene lugar una tectónica de tipo distensivo bien estudiada y reconocida por Brinkman (1931); Viillard (1973); Calvo *et al* (1978); Simón (1984); Pérez (1989); Martínez (1986). Esta actividad distensiva continuada desde el Neógeno y prácticamente todo el Cuaternario,



se hace evidente en el escalonamiento sucesivo de las estructuras en dirección al mar y la pérdida progresiva de altura de los niveles continentales pleistocenos.

La llanura costera del Turia se extiende precisamente a partir de uno de los ejes tectónicos distensivos comentados, la línea entre Montcada, Burjassot, Manises y Torrent (fig. 1). Dicha línea marca el punto de desaparición de todos los materiales miocenos y también de los niveles continentales del Cuaternario, glacis y terrazas del Pleistoceno inferior y medio evidentes aguas arriba de la misma en 2-3 series bien definidas. Ya en plena llanura, estos niveles aparecen de nuevo, pero a diferentes cotas, ya sea en superficie (Burjassot-Benicapal), o en profundidad (conglomerados del subsuelo de Valencia, o el suelo rojo enterrado bajo la población de Mislata). No hay en el litoral restos emergidos de líneas de costa pleistocenas.

### 3. Geomorfología general

Desde el punto de vista geomorfológico, la llanura costera puede considerarse como parte integrante del valle fluvial terminal del Turia, excavado en los materiales calcáreos y arenosos de la transgresión miocena (fig.2). En este material se encaja levemente la red terminal del Turia con dos colectores paralelos, la Rambla de Poyo y el Bc. del Carraixet. El trazado de esta red presenta dos características básicas, la rectitud de los cursos de agua y la circulación paralela, sin llegar a desembocar en el canal principal, de las dos cuencas.

La llanura costera se abre a partir del eje tectónico Montcada-Torrent antes comentado, aguas arriba en la margen derecha se desarrolla un amplio nivel de glacis con costra calcárea (terrazza de Manises en su parte vertiente al río) del Pleistoceno inferior que contacta con la llanura por medio de niveles de acumulación de arcillas rojas; ambas formaciones tienen la pendiente hacia el mar. En la margen derecha se conservan los materiales calcáreos miocenos, muy carstificados y erosionados por la acción fluvial de pequeños barrancos.

En este tramo precostero, únicamente vemos desarrollarse ampliamente los niveles de terraza más antiguos (T3-T4) del Pleistoceno inferior y los más recientes T1-T0 del Pleistoceno superior y Holoceno respectivamente. El nivel T2, tan característico en otras partes de la cuenca, apenas está representado, apareciendo en nuestro sector únicamente en pequeños enclaves de muy escaso desarrollo adosados al material mioceno de la orilla norte.

En la salida del río hacia la llanura y en la orilla sur se observan varios niveles de terraza (T1-T0) escalonados y adoptando la fisonomía de bandas radiales con ápice entre la población de Quart y Mislata. Los escarpes desaparecen en dirección al mar en el SO de la ciudad de Valencia, configurando una acumulación fluvial en forma de abanico posterior al 100.000 B.P. En la base de la terraza de Mislata, puesta al descubierto por la extracción de áridos, hay un suelo rojo datado con esta fecha (Proszinska-Bordas, 1986) bien definido en el trazado de las curvas de nivel del levantamiento fotogramétrico (fig.3).

En la orilla izquierda, el nivel de terraza T1 enfrentando, arranca de los bordes del Mioceno, a la altura de Paterna, siguiendo la cota de 35 m, este nivel se aleja del canal describiendo un semicírculo con ligero escarpe y se diluye aguas abajo a la altura de Valencia.

Los niveles de terraza más recientes se encajan en los niveles T1. El nivel T0, holoceno, se subdivide en dos: T0a y T0b. El primero más antiguo forma escarpe coronando la facies T1 de Mislata, aguas abajo conforma el subsuelo de Valencia. El nivel T0b corresponde a material del Holoceno final del área próxima al canal; sobremonta los niveles más antiguos en la ciudad de Valencia y se identifica desde el punto de vista

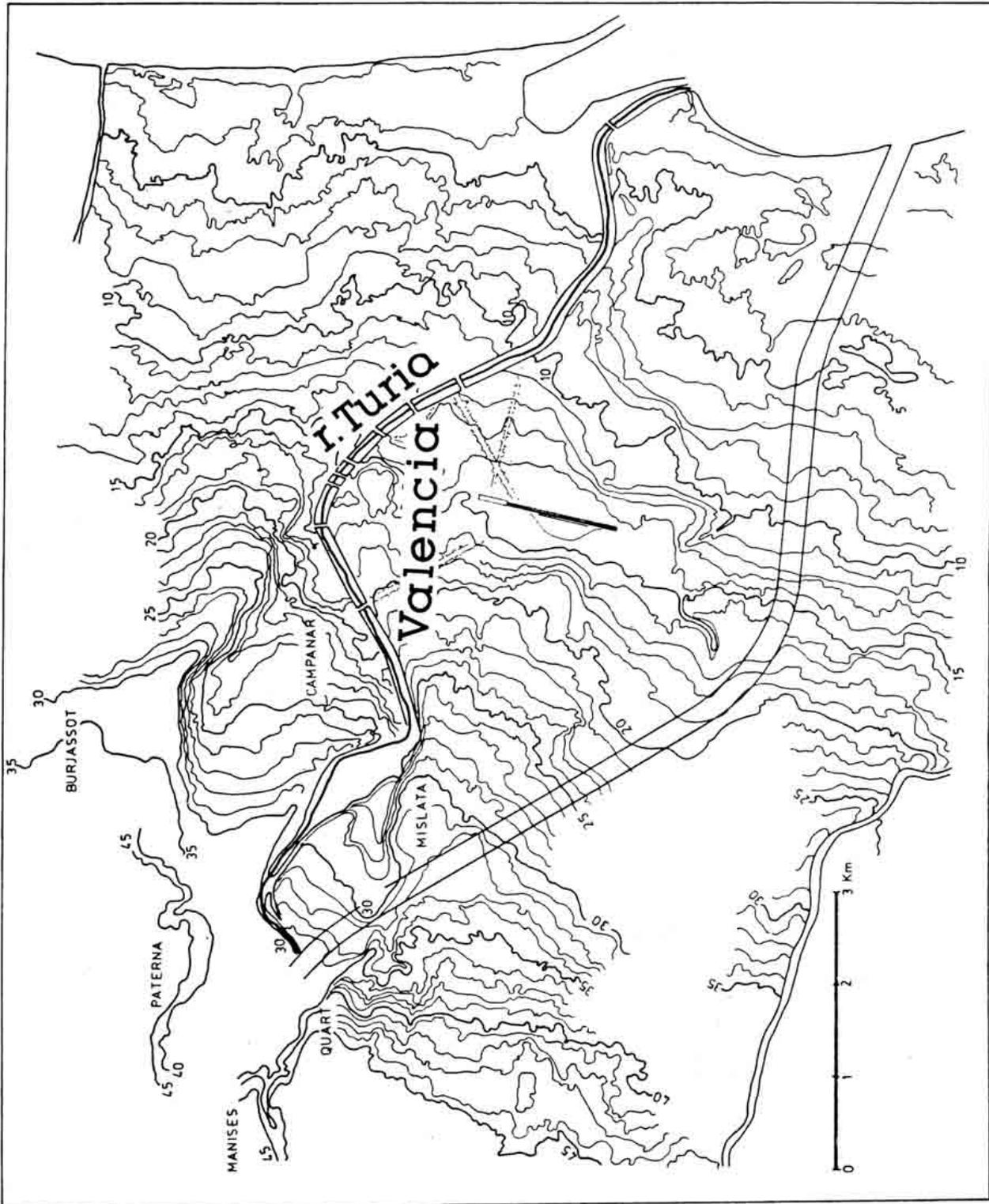


Fig. 3. Levantamiento fotogramétrico. Equidistancia curvas de nivel 1 metro  
*Photogrametric map. Distance between contour lines = 1 m.*

dinámico con los materiales del llano de inundación del Turia de los dos últimos milenios holocenos.

A partir de la isohipsa de 15 m se produce una importante pérdida de pendiente y el trazado de las curvas de nivel se torna paralelo en suave descenso al mar Mediterráneo. La topografía detallada de las áreas más próximas a las castas nos define los elementos geomorfológicos más recientes del paisaje:

- En la margen derecha, las curvas de nivel entre 10 y 3 m se retranquean hacia el continente conformando una amplia depresión próxima a la desembocadura, separada del litoral por una reciente restinga, los aluviones del cauce de la Rambleta la limitan por el oeste. Esta depresión o cuenca de inundación está conectada espacial y morfológicamente con las marjales que un poco más al sur bordean la Albufera.

- En el sector situado al norte del río las curvas de nivel próximas al cauce muestran convexidades propias de acumulaciones fluviales. Más al norte observamos una pequeña cuenca de inundación en torno a las acequias de Vera y del Mar, en puntos próximos al barranco del Carraixet esta concavidad contacta aguas arriba con la depresión formada por el cauce del Palmar y las marjales del sur de Montcada, y presenta el pequeño cierre dunar del Palmar y las marjales del sur de Montcada.

#### 4. Los datos del substrato sedimentario

Utilizando datos de sondeos geotécnicos se confeccionó un total de 11 cortes estratigráficos en la llanura. Los datos de potencia, textura, situación exacta de puntos de sondeo e interpretación de facies deposicionales de algunos de ellos quedan detallados en Carmona, 1986. Queremos destacar aquí la información que ofrecen 7 de ellos (fig. 4 y 5): los cortes nº 1, 2 y 3 tienen sentido norte-sur, transversal al canal, los nº 4, 5 y 6 tienen sentido este-oeste, transversal a la costa, y el último (nº 7) es cercano a la costa y paralelo a la misma.

En ellos se definen en sección los elementos geomorfológicos comentados en el apartado anterior. En los dos primeros aparece la facies apical y media del cono aluvial del Pleistoceno superior. La facies apical muestra el desarrollo en profundidad de la terraza de Mislata (T1, con techo limoso T0a) y el paso lateral hacia el sur a facies del glacis de acumulación de arcillas rojas; la costra del glacis del Pla de Quart del Pleistoceno inferior no aparece en estos sondeos. En el corte nº 2, el cono aluvial en facies media con depósitos extensivos de canal principal en el área central, contacta lateralmente con depósitos arcillosos en el sector sur, interrumpidos por pasadas esporádicas de arena (cauce de la Rambleta). En el área del canal actual, el techo de las gravas y cantos asciende notablemente señalando la transición a las facies del canal T0 holoceno, coronadas por depósitos de desbordamiento reciente (T0b), motas y subdeltas de derrame. Al norte de este mismo corte aparece la sección de la terraza T1 adosada a material encostrado (T2-3) del área de Burjassot.

Los cortes transversales a la costa, efectuados en tres ámbitos bien diferentes, ofrecen cada uno información sobre ciertos aspectos. En el nº 4 observamos el notable desnivel de las gravas y cantos de la terraza T1 adosada al Mioceno del área de Burjassot-Godella y el paso a material de cuenca arcillosa y turbosa de las áreas próximas a la costa. El corte central (nº 5) con diversas cotas para los materiales del canal (pleistoceno superior hasta Holoceno) muestra en su sector costero la intrusión de una cuña arenosa o de cantos de tono gris, que se puede asociar al máximo transgresivo flandriense. El corte nº 6, efectuado en el ámbito de la cuenca meridional del Turia, corta espacios cenagosos conectados con la Albufera y pone al descubierto tres episodios turbosos con

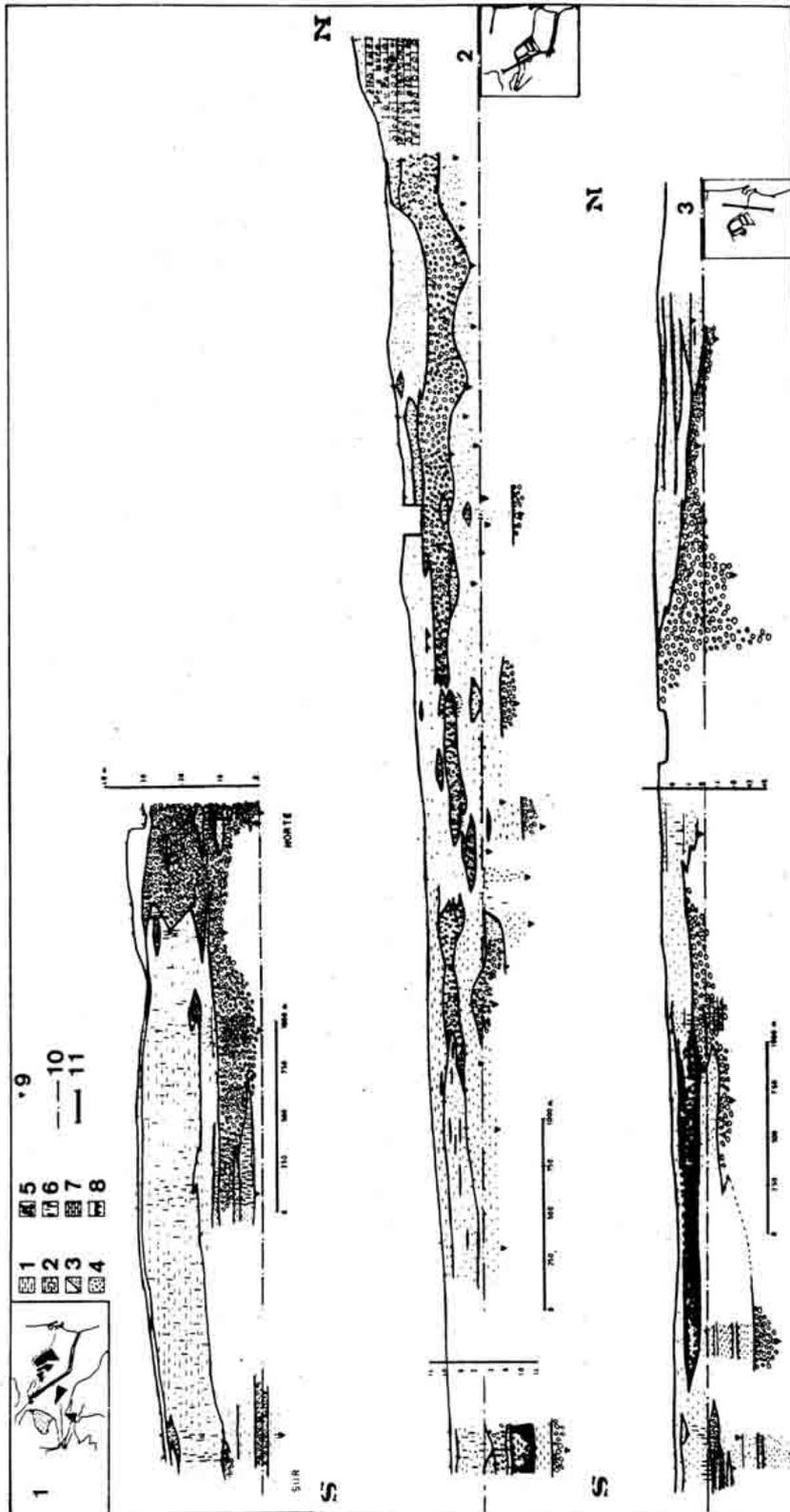


Fig. 4. Cortes geológicos. 1: Arcillas, 2: Arcillas, limos; 3: Limos, arenas; 4: Gravilla; 5: Cantos y grava; 6: Concreciones y nódulos calcáreos; 7: Consolidación del sedimento; 8: Horizontes edáficos; 9: Fin del sondeo; 10: 0 metros sobre el nivel del mar; 11: Localización esquemática del corte Geological section. 1: Clays; 2: Clays, silt; 3: Silt, sand; 4: Small gravel; 5: Pebbles and gravel; 6: Calcareous concretions and nodules; 7: Sediment consolidation; 8: Soil profiles; 9: End of drilling; 10: 0 meters over mean sea level; 11: Schematic location of the section

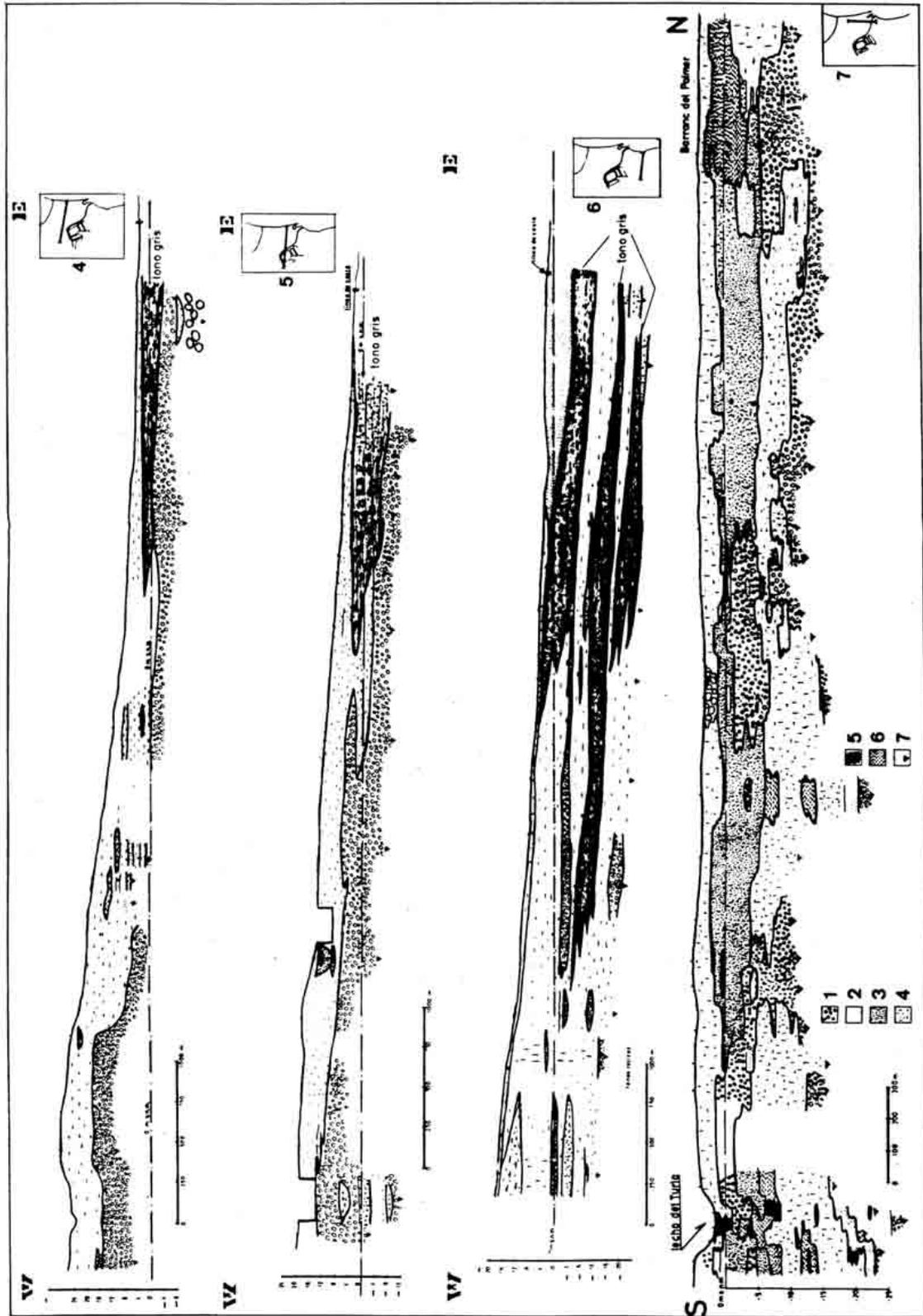


Fig. 5. Cortes geológicos. 1: Cantos y gravas; 2: Arenas de tono gris; 3: Limo-arcillas beige; 4: Limo-arcillas beige; 5: Turba; 6: Arcillas turbosas; 7: Fin de sondeo  
 Geological sections. 1: Pebbles and gravels; 2: Sands; 3: Greyish silt-clay; 4: Beige silt-clay; 5: Peat; 6: Peaty clays; 7: End of drill

intercalaciones de material arenoso. La capa de arenas del techo de la serie puede relacionarse con la última transgresión.

En el último corte, el nº 7, podemos ver el desarrollo lateral de las facies detectadas en los tres cortes anteriores. En la parte basal encontramos materiales de canal intercalados entre limos arcillosos recientes de cuenca de inundación (TOb).

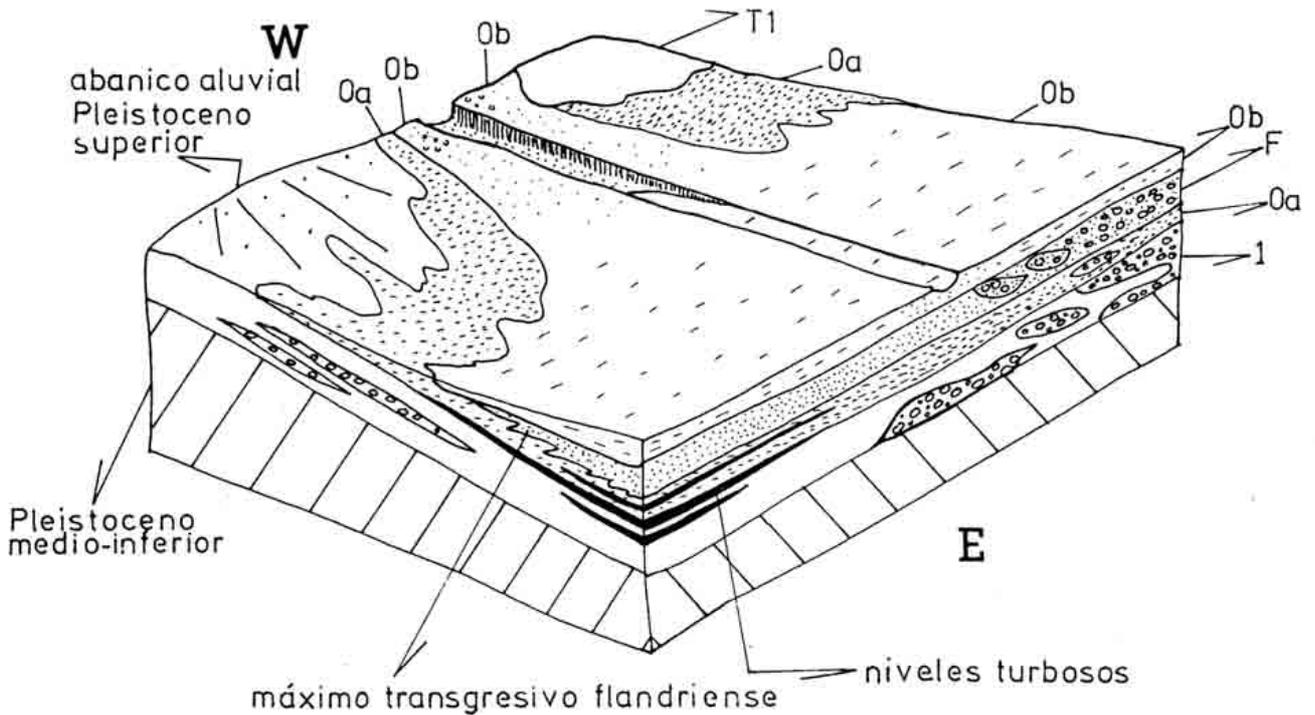


Fig. 6. Bloque diagrama de las principales capas de la llanura. Cronología relativa: 1. Pleistoceno; Oa. Holoceno inferior; Ob. Holoceno superior y F. Máximo transgresivo flandriense

Diagramme block of the main levels of the plain. Relative chronology: 1. Late Pleistocene; Oa. Early Holocene; Ob. Late Holocene; F. Flandrian transgressive maximum

## 5. Conclusiones: formación y evolución reciente de la llanura

Considerando los datos geomorfológicos y del substrato sedimentario, podemos establecer la evolución de la llanura aluvial durante el Pleistoceno superior y Holoceno dividida en tres fases principales:

- i) Los momentos de la última regresión marina pleistocena (correlacionable con el nivel T1 continental).
- ii) Las fases transgresivas flandrienses (correlacionadas con el Holoceno antiguo Oa).
- iii) Finalmente los procesos de aluvionamiento recientes de los últimos milenios holocenos (nivel Ob) netamente continentales.

En definitiva según los datos destacamos la existencia de 4 capas diferentes de sedimentación que quedan idealizadas en el bloque diagrama de la (fig. 6).

1) Las capas más antiguas -atravesadas por los sondeos- son las facies basales detríticas y el abanico aluvial, que forman un manto de mayor pendiente conectado con la terraza T1 de Quart Mislata (Pleistoceno superior); aguas abajo aparece cada vez a mayor profundidad, bajo materiales más recientes. Este nivel se deposita con un nivel del mar más bajo y alejado que el actual, y puede correlacionarse grosso modo con la última regresión marina pleistocena.

2) Materiales de cuenca de inundación envuelven los detríticos en las facies distales de este abanico, más antiguos a mayor profundidad y más recientes hacia techo, señalado el ritmo del ascenso flandriense (correlacionable con el nivel continental TOa del Holoceno inferior). El nivel queda plasmado en la construcción y relleno de las dos cuencas laterales de inundación descritas en el apartado geomorfológico; estas cuencas debieron ocupar espacios continentales más amplios que en la actualidad, hoy en día cubiertos por el mar. El canal central ha migrado de sur a norte en el área de la ciudad y de norte a sur en el área costera actual. El ascenso flandriense levanta paulatinamente el perfil longitudinal del río en el tramo final (fig. 7).

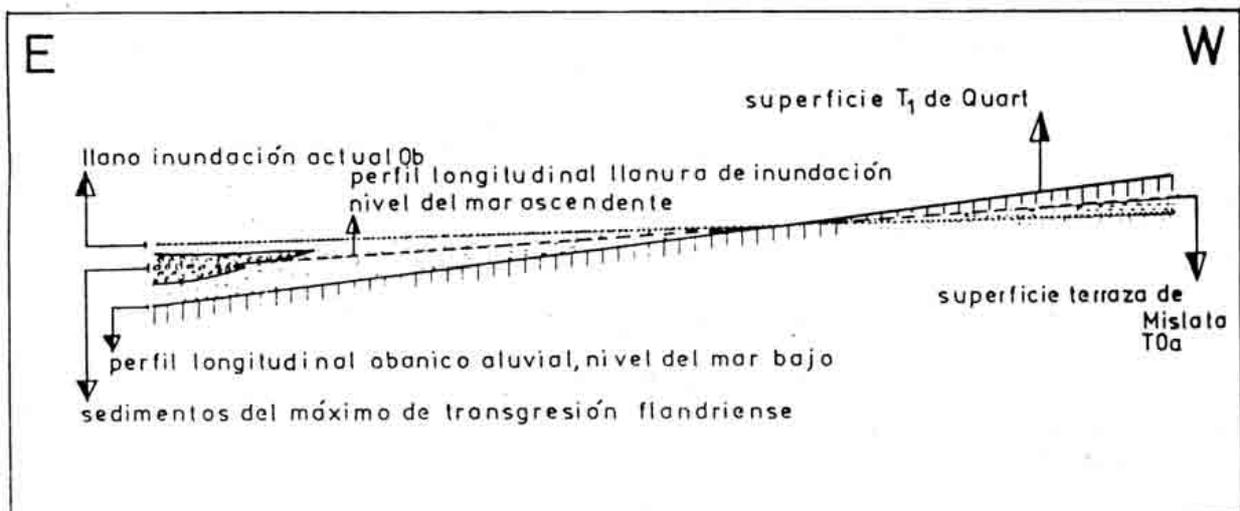


Fig. 7 Perfiles longitudinales del canal del Turia en la llanura costera y variaciones del nivel del mar (última regresión pleistocena, ascenso flandriense, máximo transgresivo y progradación continental reciente)

*Longitudinal profiles of the Turia river in the coastal plain and sea level changes (last pleistocene regression, flandrian rise, transgressive maximum and recent terrestrial progradation)*

3) El máximo de la transgresión flandriense no llega al casco antiguo de la ciudad de Valencia. Sin embargo, por el norte y por el sur del río actual, dunas y playas de arena progresarán en varios kilómetros hacia el interior del continente, episodio transgresivo que queda reflejado en una cuña arenosa evidente en los sondeos costeros a escasos metros de profundidad.

4) La dinámica del Holoceno final en tierras mediterráneas, ampliamente relacionada con la acción antrópica en las cuencas, será la responsable de la acumulación de una última

capa de sedimentos finos, bajo la dinámica progradante de un llano de inundación de época histórica (TOB), que sobremonta la terraza del Holoceno antiguo aguas abajo de Mislata, a la altura de la Valencia romana. Esta nueva capa recubre y enmascara los niveles holocenos antiguos, los marjales y todos los edificios aluviales del máximo transgresivo.

La secuencia de la llanura aluvial del Turia concuerda perfectamente con otros trabajos geomorfológicos realizados en áreas cercas a la nuestra. En el ámbito del río Xúquer, Dumas (1977) identifica abanicos aluviales würmienses entre Favara y Tavernes, con un nivel de base inferior al actual y sumergido sistemáticamente bajo el llano de inundación funcional del Xúquer. La construcción de las llanuras del Xúquer y Segura es contemporánea al levantamiento holoceno del nivel del mar. También Mateu (1980) y Mateu *et al.*, (1985) describen una evolución similar para el litoral valenciano, a medida que el Xúquer avanza hacia el mar, las terrazas pleistocenas -incluso los niveles más altos y antiguos- desaparecen sepultadas por el potente edificio aluvial holoceno que sin duda se construyó desde la costa hacia el interior, conforme avanzaba la transgresión holocena. La dinámica del último episodio aluvial progradante del Holoceno final (últimos milenios) también fue apuntada por Rosselló (1972) y Mateu (1983) en los ríos Turia y Xúquer y por otro lado constituye un tema ampliamente tratado como característica específica del Holoceno final en las tierras perimediterráneas (Hommage a Birot, 1984 y Paskoff, 1985).

El transfondo tectónico explica la disposición de los edificios pleistocenos. La rectitud de los cursos de agua, la desorganización de la red afluyente al Turia en la parte terminal, la pendiente de los glacis, la desaparición y superposición de algunos niveles de terraza antiguos, etc. pueden considerarse indicios de una actividad tectónica intensa y reciente en nuestra área. Sin embargo, un primer análisis de la cartografía geológica del área en el sector entre el Turia y Xúquer nos lleva a descartar la subsidencia generalizada, en este sentido son elocuentes los siguientes datos: el importante eje NO-SE de afloramientos miocenos entre Picassent-Sueca en plena llanura holocena; la duna fósil del Perelló; el afloramiento cretácico de Cullera; o bien otros ejemplos en el ámbito del Turia como el afloramiento de Mioceno a escasos metros en el subsuelo de Sedaví-Alfajar (datos del Dr. Celma), al lado de una potencia sedimentaria cuaternaria de más de 30 m. en todo el trazado del nuevo cauce del río Turia, y otros muchos que sin duda podrían entresacarse de los sondeos geotécnicos efectuados en la zona. Estos datos nos hacen pensar en un modelo de fracturación múltiple, en la existencia de un número apreciable de bloques basculados diferencialmente con diversidad de orientaciones y trazados.

Tema todavía abierto, comentado ampliamente en la bibliografía general sobre el Golfo de Valencia, baste citar aquí algunos trabajos, entre ellos los iniciales de Sos, 1949; Aranegui, 1954; Alía, 1972; Goy & Zazo, 1973; Rosselló, 1979; o los más recientes de Martínez, 1986, y de Goy *et al.*, 1987.

### **Agradecimientos**

Varios de los cortes geológicos del trabajo, en especial el corte nº 7, han sido realizados con datos de sondeo geotécnico proporcionados amablemente por el Dr. Celma del Departamento de Geotecnia y Cimientos de la Universidad Politécnica de Valencia.

### **Referencias bibliográficas**

Alia, M., 1972: Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole. *24 th International Geological Congress*, 3, pp. 265-272.

- Aranegui, P., 1954: Las costas arqueadas españolas. *Bol. Soc. Española de Hist. Nat.*, homenaje a E. Hernández Pacheco, pp. 55-62.
- Brinkmann, R., 1931: Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Traducción al castellano en 1948 por J. Gómez de Llarena con el título: "Las cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España", en *Publ. Extran. Geol. España*, 4, pp. 305-431.
- Calvo, J.P., et al, 1978: El Mioceno superior continental del Prebético Externo.- evolución del Estrecho Nordbético. *Bol. Geol. y Min.* 89, pp. 407-426.
- Carmona, P., 1986: *El Cuaternario de los mantos aluviales del bajo Turia*. Tesis doctoral (en prensa).
- Dumas, B., 1977: *Le Levant Espagnol. La Genèse du relief*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris-Val de Marne, 520 p.
- Goy, J.L. & Zazo, C., 1974: Estudio morfotectónico del Cuaternario en el óvalo de Valencia. *Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Madrid, 71-82.
- Goy, J.L.; Rey, J.; Diaz del Río, V. & Zazo, C., 1987: Relación entre las unidades geomorfológicas cuaternarias del litoral y de la Plataforma interna-media de Valencia (España): implicaciones paleogeográficas. *Geol. ambient. y ordena. del territo.* Comunicaciones 2, pp. 1369-1381.
- Hommage A Birot, P., 1984: La mobilité des paysages Méditerranéens. *Rev. Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. Travaux II, pp. 387. Toulouse
- Julivert, M. et al, (1980). *Mapa tectónico de la península ibérica y Bañeares*. Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de publicaciones, Ministerio de Industria y Energía.
- Martinez, J. 1986: *Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona N NE de la provincia de Valencia*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid (inédito).
- Mateu, J.F. 1980: El llano de inundación del Xúquer (País Valenciano): geometría y repercusiones morfológicas y paisajísticas. *Cuadern. de Geograf.* 27, pp. 121-142.
- Mateu, J.F. 1983: Aluvionamiento medieval y moderno del llano de inundación del Júcar. *Cuader. de Geograf.* 32-33, pp. 291-310. Valencia.
- Mateu, J.F.; Martí, B.; Robles, F. & Acuña, J. 1985: Paleogeografía litoral del golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos. *Pleistoceno y Geomorfología litoral*. Homenaje a Juan Cuerda, pp. 77-102. Universitat de Valencia, Zürich, Palma de Mallorca,
- Paskoff, R., 1987: Bilan du colloque en Déplacements des lignes de rivage en méditerranée d'après les données de l'archéologie Aix-en-Provence, Septembre 1985. *Coll. inter. du CNRS Ed. du CNRS* .Paris.
- Perez Cueva, A., 1989: *Geomorfología del sector oriental de la Cordillera Ibérica entre los ríos Mijares y Turia*. Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, pp. 653.
- Proszynska-Bordas, H., 1986: Thermoluminescence dating of sediments from fossil red soils in the region of Valencia. *Estudios sobre Geomorfología del sur de España*. Eds López Bermúdez, F. & Thornes, J.B., Coom. on Meas., theory and applic. in Geomorphology Inter. Geog. Union.
- Roselló, V.M., 1972: Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadern. de Geograf.* ,11, pp. 7-25.
- Roselló, V.M., 1979: Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Cuader. de Geogra.* , 25, pp. 11-126.
- Roselló, V.M., 1985: -El Pleistocè mari valencià. Història de la seva coneixença. En Pleistoceno y Geomorfología litoral. *Homenaje a Juan Cuerda*. Univ. Valencia, Eidg. Tech. Hochs. Zürich, Univ Palma de Mallorca, pp. 135-174.

- Simón, J., 1984: *Comprensión y distensión alpinas en la cadena Ibérica oriental*. Edit. Instituto de Estudios Turolenses (CSIC), 269 p.
- Sos, V., 1949: Morfoestructura de las costas castellanenses, *Boletín de la Soc. Castellonense de Cultura*, 25 (Cuaderno Juvilar), pp. 589- 619.
- Viallard, P., 1973: *Recherches sur le cycle alpine dans la Chaîne Iberique Sud-occidental*. Thèse Sci. Nat, Toulouse, Labor Geol. Mediterran. Univ. Paul Sabatier, 445 p.

Trabajo presentado a la II Reunión de Cuaternario Ibérico, Madrid, 1989