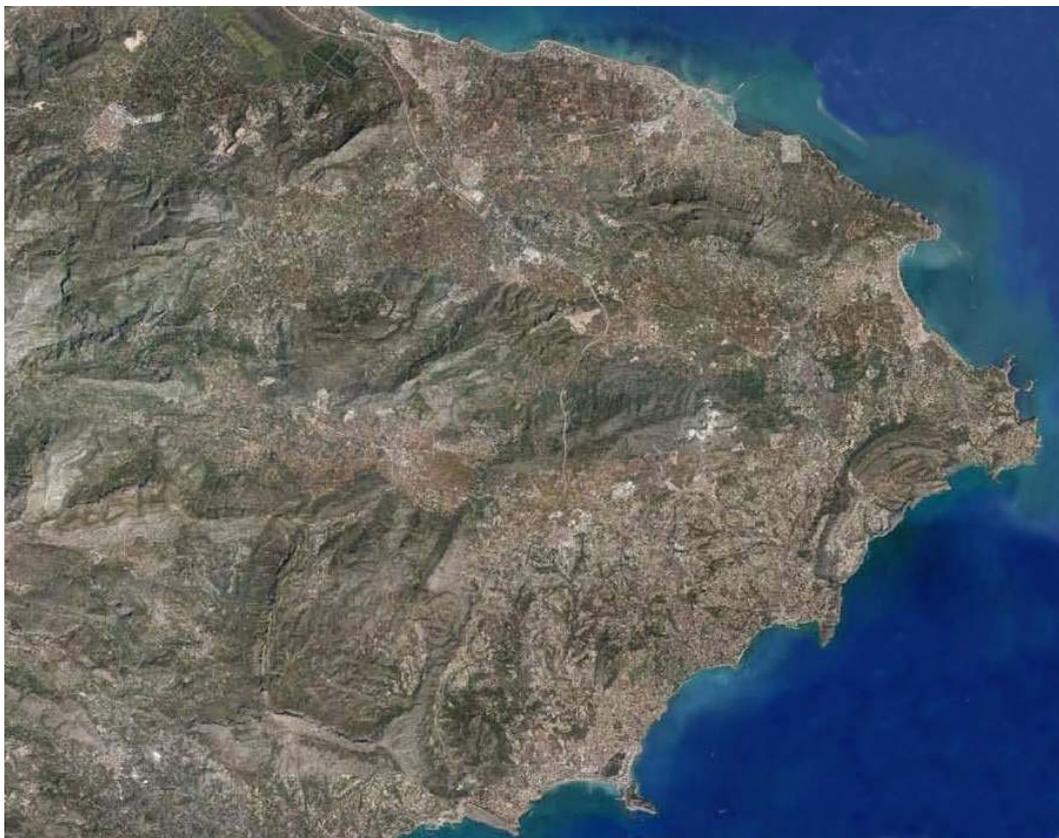


Plan Director de Defensa contra las Avenidas Comarca de la Marina Alta. Alicante.



APÉNDICE 3 ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DE LAS ZONAS INUNDABLES DE LA MARINA ALTA

Carles Sanchis Ibor

Centro Valenciano de Estudios del Riego
Universidad Politécnica de Valencia

José Miguel Ruiz Pérez

Departament de Geografia
Universitat de València

Francesca Segura Beltrán

Departament de Geografia
Universitat de València

INDICE

1. LAS ZONAS INUNDABLES DEL LITORAL DE DÉNIA	4
1.1.- INTRODUCCIÓN	4
1.2.- CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	5
1.3.- EL BARRANC DE LES PORTELLES.....	10
1.4.- EL RIU GIRONA	18
1.5.- BARRANC DE L'ALBERCA.....	48
1.6.- EL BARRANC DE L'ALTER.....	60
1.7.- Barranc del Regatxo	65
1.8.- El barranco del Coll de Pous	75
2.- LA CUENCA DEL RIU XALÓ O GORGOS.....	86
2.1.- CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	86
2.2.- BARRANCO JUNTO A LA CARRETERA CV-715 (MURLA)	92
2.3.- EL RÍO GORGOS EN LA POBLACIÓN DE XALÓ.....	101
2.4.- ZONA INUNDABLE ENTRE EL BARRANC DE L'HEDRA Y EL RÍO GORGOS.....	112
2.5.- EL PLA (XÀBIA).....	119
3.- EL BARRANC DE LES SORTS (TEULADA).....	131
3.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	131
3.2.- EVOLUCIÓN CUATERNARIA.....	133
3.3.- ZONA INUNDABLE. PROCESOS Y FORMAS	136
3.4.- CONCLUSIONES	140
4.- EL LITORAL DE BENISSA	142
4.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA	142
4.2.- BARRANCO DE SANT JAUME-BALADRAR	145
4.3.- BARRANCO DE LA FUSTERA	149
5.- EL LITORAL DE CALP.....	153
5.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	153
5.2.- EL BARRANCO DE QUISI	156
5.3.- EL BARRANCO DEL POU ROIG.....	159
5.4.- LAS SALINAS DE CALP.....	165
5.5.- CONCLUSIONES	167

1. LAS ZONAS INUNDABLES DEL LITORAL DE DÉNIA

1.1.- INTRODUCCIÓN

En el presente estudio se desarrolla un análisis geomorfológico de la llanura de inundación del sector central del Marquesat de Dénia, en la comarca de la Marina Alta. Se trata de un llano litoral relleno de materiales miocenos y cuaternarios, confinado por los relieves de las sierras de Segària, Segili, Castell d'Aixa y el Montgó, y drenado por el riu Girona y los barrancos de les Portelles, l'Alberca, l'Alter, el Regatxo, el Coll de Pous y sus tributarios.

El estudio se centra en aquellos cauces y sectores que parecen generar mayor peligrosidad durante los procesos de desbordamiento e inundación. Estos procesos son el principal agente geomórfico en las cuencas fluviales de los medios áridos y semiáridos. La acción recurrente de estos episodios modifica el modelado del conjunto de la cuenca y puede alterar radicalmente la morfometría fluvial, de modo que cada crecida se desarrolla en un escenario elaborado por las anteriores, en una dinámica de escala plurisecular. Por consiguiente, el estudio de los procesos de desbordamiento e inundación es inseparable del análisis geomorfológico del modelado terrestre, el cual por un lado es alterado por las crecidas, pero a su vez condiciona su desarrollo.

En consecuencia, los procesos de relleno y construcción de las formas holocenas e históricas de los llanos de inundación proporcionan una información que debe atenderse cuando se planifican actuaciones sobre el territorio y que resultan fundamentales como elemento de calibración para los estudios hidrológicos e hidráulicos. La validez y vigencia de estos métodos ha sido puesta de relieve por diversos trabajos científicos y ha sido reconocida por guías y protocolos de la administración española (Libro Blanco del Agua, 1998; Francés *et al.*, 1995, 2006; Díez-Herrero *et al.*, 2008).

El objetivo principal de este estudio es la caracterización geomorfológica de los distintos cauces y de las formas asociadas (vaguadas, paleocauces, conos y abanicos) del área reseñada, describiendo la morfología de la red de drenaje y los distintos procesos y formas asociados a la erosión, transporte y deposición de sedimentos. Este análisis, de carácter cualitativo, servirá de apoyo y calibración del modelo cuantitativo elaborado en paralelo mediante el software TETYS.

En el caso que nos ocupa, el análisis geomorfológico debe poner un énfasis especial en la distinción de la dinámica fluvial natural de las alteraciones antrópicas recientes. El fuerte crecimiento económico experimentado por la comarca de la Marina Alta a partir de los años 60 del siglo XX, ha provocado cambios en la agricultura tradicional y, sobre todo, una fuerte presión urbanística que ha llevado a la ocupación indiscriminada de las zonas inundables (Segura, 2004 y 2006). Este hecho ha conllevado la modificación de la geometría natural de los llanos de inundación, tanto de

las zonas cóncavas (concentración de flujos) como de las convexas (dispersión de flujos). Al mismo tiempo, en aras de una mayor protección de las zonas urbanas, se han acometido una serie de obras en los cauces que, en muchos casos, no han hecho sino incrementar los daños producidos por las inundaciones. La construcción de infraestructuras dentro del mismo cauce, la fijación de márgenes o el estrechamiento de la sección transversal son prácticas que suelen tener repercusiones sobre la dinámica sedimentaria y producen alteraciones que se dejan sentir durante los episodios de inundaciones.

Esta antropización es extrema en el sector costero del llano de inundación, donde los escasos cordones dunares, los marjales y surcos interdunares y los abanicos holocenos de los principales cauces, se hallan intensamente urbanizados. Esta situación es particularmente problemática debido al carácter regresivo de este tramo costero, manifiesto durante varias décadas y objeto de diversas obras de defensa. Estos hechos, unidos al efecto tapón generado por los temporales de levante, hacen necesario prestar una particular atención a la geomorfología del sector costero y plantear un análisis cualitativo de las intervenciones que se efectúen en las desembocaduras.

El desarrollo de estos trabajos se realizará mediante un reconocimiento del terreno en trabajos de campo, tareas de fotointerpretación de series históricas (fundamentalmente el vuelo de 1956-57) y ortoimágenes recientes (1998, 2007), recopilación y análisis de cartografía histórica y noticias sobre inundaciones históricas, análisis de modelos digitales de elevación (a partir de topografía convencional y lÍdar), así como mediante la revisión de trabajos previos elaborados por los autores del informe y por otros investigadores.

1.2.- CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La llanura de Dénia se configura sobre los contrafuertes del Prebético externo, espacio de transición entre las últimas estribaciones ibéricas y el Prebético interno. Las sierras, de naturaleza calcárea, se organizan como un sistema de dorsales de dirección SW-NE, separadas entre sí por un conjunto de corredores, rellenos de materiales miocenos, de facies margosas (Vegas *et al.*, 1975) y parcialmente cubiertos por la sedimentación cuaternaria. Corresponde al dominio morfoestructural de sierras cretácicas y valles neógenos septentrionales de Alicante (Marco, 1990).

Las sierras (Segili, Segària, Castell d'Aixa, Montgó) adoptan una disposición OSO-ENE y enmarcan un conjunto de llanos y piedemontes que forman la prolongación del ovalo valenciano. La mayor parte de dichos relieves están constituidos por calizas, margas y margocalizas depositadas en mares someros del antiguo margen continental sudibérico (Rodríguez Estrella, 1977). La estructura de la zona prebética se caracteriza por una cubierta de rocas sedimentarias plegada, arrasada y fallada. Las principales estructuras plegadas que siguen la orientación general NE-SO se originaron a lo largo del Mioceno durante la fase principal de la

orogenia. Los procesos distensivos del Mioceno final fracturan la cubierta de rocas sedimentarias y se desarrollan redes de fallas normales que dan lugar a veces a importantes escarpes y acantilados (Montgó), con la presencia de algún cabalgamiento (Segària). La cobertera mesozoica-cenozoica queda fragmentada y desnivelada en bloques elevados (horst o "Macizos") como el Montgó que se ha descrito como un sinclinal colgado.

Desde el punto de vista morfoclimático la zona se encuadra en la *Región subhúmeda de las montañas septentrionales* a barlovento de los flujos de levante, donde predominan procesos de arroyada, abarrancamientos en piedemontes, junto con gelifración y termoclastia dando lugar a canchales o pedrizas al pie de los cantiles, taludes de bloques y superficies de lapiaces (Matarredona, 1987).

La sucesión de diferentes tipos de climas a lo largo del periodo Cuaternario ha dejado herencias morfológicas tales como tipologías cársticas muy desarrolladas y depósitos de vertiente de episodios fríos del Pleistoceno. Las formas cársticas superficiales tales como lapiaces (surcos o acanaladuras de disolución) y arcillas rojizas de descalcificación que rellenan las oquedades y grietas están bien desarrolladas gracias a la profusión de diaclasas y fracturas en los afloramientos calizos o dolomíticos masivos.

Los depósitos de piedemonte pleistocenos y holocenos ocupan buena parte de la Marina Alta. Son superficies extensas y poco inclinadas al pie de los retablos montañosos (glacis, abanicos aluviales y conos de deyección) que hacia los sectores próximos al mar muestran un desmantelamiento por incisión de barrancos de dichas acumulaciones aluviales relictas. Numerosos barrancos de corto recorrido descienden desde las sierras y desaparecen en el piedemonte sobre la superficie distal de pequeños conos aluviales, mientras que otros muestran continuidad sobre los tres principales colectores del llano: los ríos Girona, Alberca y el barranco del Regatxo.

El llano ocupado por los glacis y abanicos está compartimentado en su sector oriental por diversos resaltes miocenos --como en Torrecarrals o el Tossalet d'Ametla--, algún relieve calcáreo --els Picatxos, el Mirabet-- y la extrusión margo-yesífera del Keuper del Saladar de Ondara. Estos accidentes alteran la pendiente regular de los depósitos aluviales y obligan a la red de drenaje a describir algunos giros bruscos o a experimentar cierto encajamiento puntual para salvar pequeños desniveles topográficos.

Las llanuras costeras con playas y restingas arenosas sólo alcanzan un desarrollo relevante al noroeste de Dénia, donde todavía se identifica un sistema de doble restinga con un surco interdunar. En el resto del litoral, la restinga ha sido arrasada por los temporales marinos. Así pues, la línea de costa se caracteriza por un comportamiento fuertemente regresivo, sólo contenido por diversas actuaciones de defensa: la mayor parte del litoral estuvo provisto de escolleras hasta hace poco más de una década y desde entonces se han sucedido diversas operaciones de regeneración. La punta de l'Almadrava, una pequeña progradación deltaica

consolidada por los aportes de las crecidas del Girona, y la punta dels Molins, apoyada sobre materiales pleistocenos o terciarios, marcan probablemente la posición de la línea de costa antes de iniciarse la regresión litoral, tras la pequeña edad del hielo.

Las marjales que cerraba este antiguo cordón dunar manifiestan un acusado proceso de continentalización de origen natural. La progradación de los depósitos aluviales holocenos sobre la marjal se constata hoy día en la presencia de aportes de arcillas y gravas sobre los antiguos materiales turbosos, hecho que ya identificara Calvo (1908) a inicios del siglo XX. No obstante este proceso ha sido acelerado por diversas actuaciones antrópicas, encaminadas a conseguir inicialmente la transformación agrícola de los yermos aguanosos y en una segunda fase por un intenso desarrollo de la urbanización turística.

Estas intervenciones antrópicas son, como se ha comentado, un elemento clave para la interpretación geomorfológica de estos espacios, puesto que la mayor parte de los cauces han visto alteradas sus condiciones morfométricas, fundamentalmente en los dos últimos siglos.

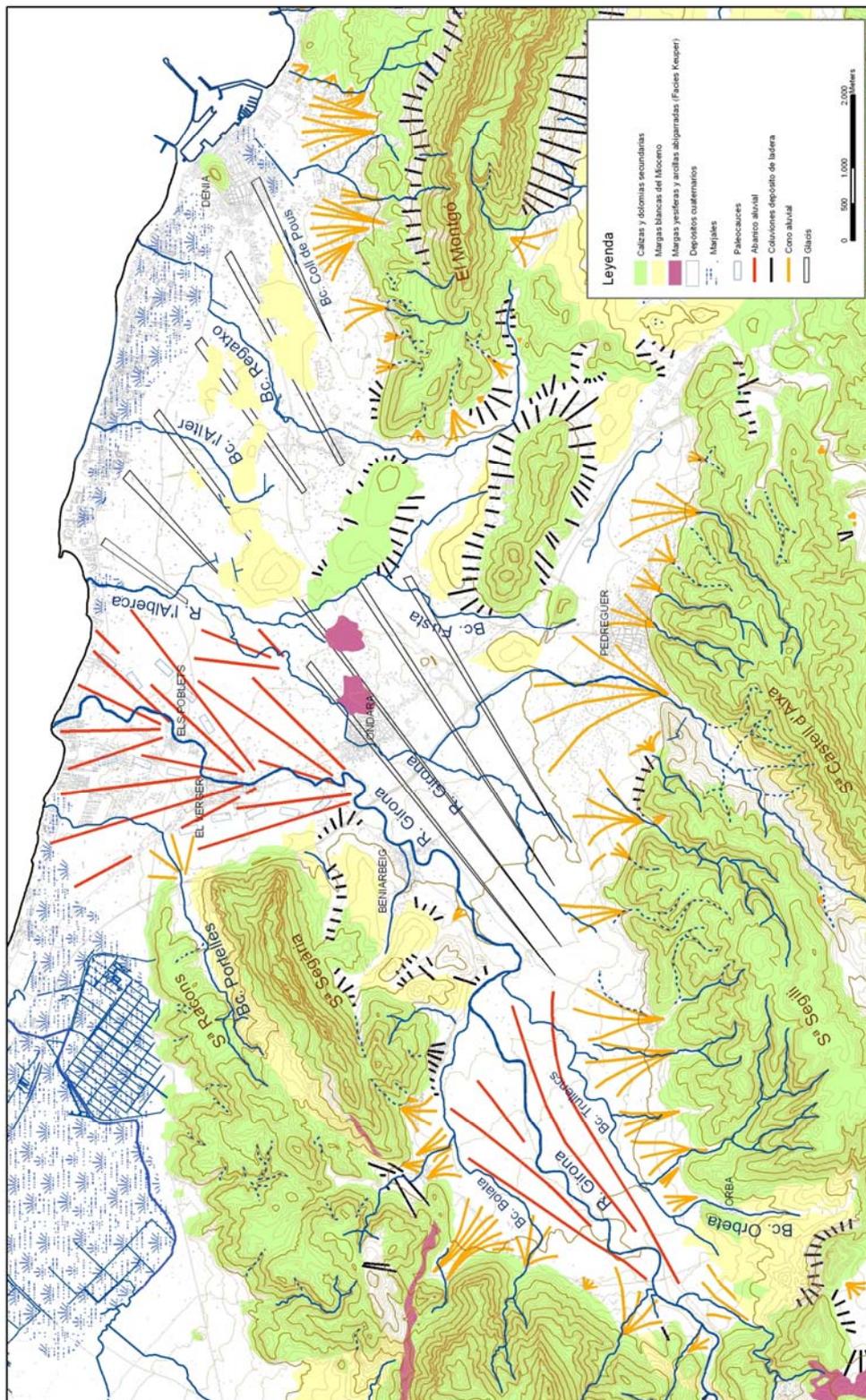


Figura 1: Mapa geomorfológico del área de estudio

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

1.3.- EL BARRANC DE LES PORTELLES

El Barranc de les Portelles es el más septentrional del conjunto de cauces que drena el llano de Dénia. Se localiza entre las cuencas de los ríos Girona y Racons, sobre el margen noroccidental del abanico aluvial creado por el primero y al sur de la marjal de Pego-Oliva, drenada por el segundo. Discurre por un espacio alejado de los núcleos urbanos tradicionales --sólo ha sido afectado por el desarrollo turístico recientemente—, por lo que las referencias históricas sobre procesos de desbordamiento e inundación son escasas, en comparación a otros barrancos de la comarca.

El barranco presenta tres sectores claramente contrastados por sus características hidrológicas y geomorfológicas, y por su comportamiento hidráulico. El primer tramo corresponde la Vall de Segària, situada entre las sierras de Segària y Racons, un corredor de sección convexa que desciende hacia el llano litoral. En segundo lugar, encontramos el abanico aluvial del barranco, un pequeño cono que esta pequeña rambla deposita al liberarse del confinamiento provocado por las moles calcáreas. Finalmente, el barranco discurre por una llanura de inundación de difícil drenaje, sobre antiguas marjales costeras. Analizaremos cada uno de estos espacios por separado.

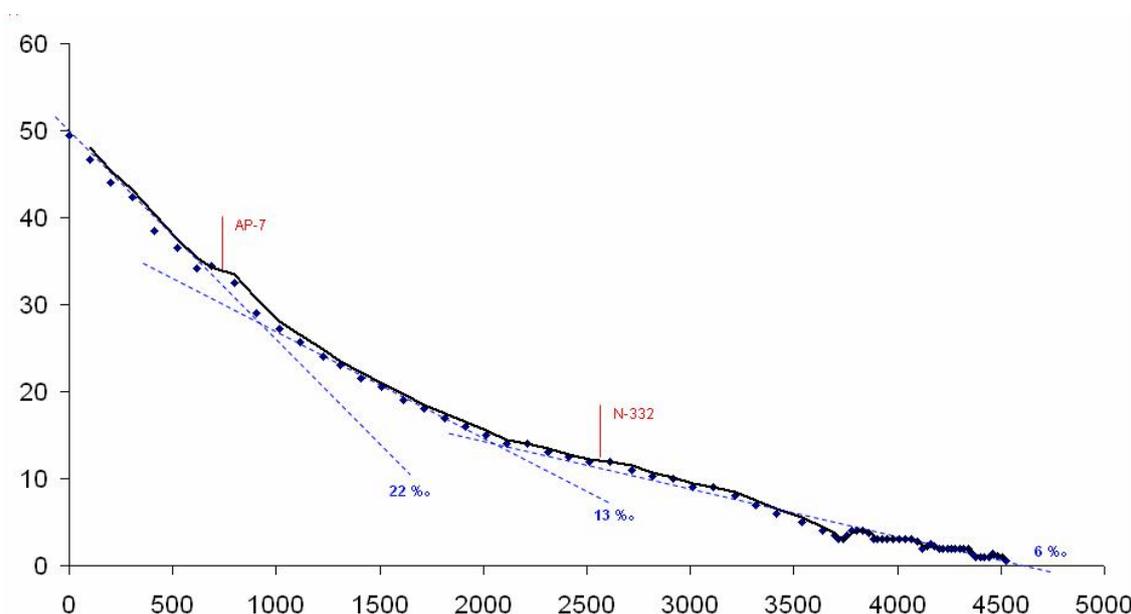


Figura 3: Perfil longitudinal del Barranc de les Portelles. Se observa un contraste significativo en la pendiente de los tres tramos reseñados, la Vall de Segària, con una pendiente media del 22 ‰; el cono aluvial (13 ‰) y el llano litoral, que forma parte del sector lateral norte del cono aluvial holoceno del río Girona (6 ‰).

1.3.1.- La Vall de Segària

Se trata de un estrecho corredor de origen tectónico de dirección SW-NE. El valle separa los relieves miocenos de la Sierra de Segària del macizo de la Sierra de Racons. Un corte transversal del valle muestra, sobre la cumbre de Segària, un cabalgamiento de calizas finicretácicas sobre conglomerados miocenos, que dan paso hacia el fondo del valle a un sinclinal tumbado de margas blancas. Casi coincidiendo con el eje fluvial, una falla marca el contacto con las dolomías turonenses-cenomanienses (cretácico) que se elevan en la Sierra de Racons.

La Sierra de Segària presenta una intensa karstificación, que se manifiesta claramente en superficie, tomando la forma de un lapiaz en avanzado estado de desarrollo, extremadamente inciso. En la Sierra de Racons, de litologías dolomíticas, la karstificación no es tan intensa en superficie. Ambos relieves, además de los contrastes litológicos, también presentan una distinta magnitud topográfica: mientras que la Segària se corona sobre la cota 503 m, la Sierra de Racons apenas supera la cota 200. Estos factores se traducen en una desigual alimentación del barranco en este primer tramo, tanto por los aportes sedimentarios como por los caudales recibidos, siempre de mayor volumen por el margen meridional que confronta con la Segària.

El barranco drena longitudinalmente esta depresión, inicialmente con un pequeño cauce apenas encajado entre los campos de cultivo y en su tramo inferior como un camino asfaltado con una pequeña zanja paralela para el drenaje. La pendiente de este tramo es moderadamente pronunciada, en torno a un 22 %.

El valle, tradicionalmente ocupado por cultivos de secano, ha sido colonizado en la segunda mitad del siglo XX, por cultivos citrícolas de regadío. Las estructuras de abancalamiento han intentado fosilizar la red de drenaje, ajustándola al trazado de los caminos de acceso —que funcionan como cauces— y los escurridores de riego.

Esta depresión de origen tectónico queda hoy cerrada artificialmente por la AP-7, que cuenta con dos pasos inferiores para dar acceso al valle, los cuales son a la vez, la única salida a los caudales de esta cuenca. La primera, situada más al sur y a una cota mayor, apenas presenta cuenca vertiente, mientras que la segunda actúa como desaguadero de la práctica totalidad del valle.



Foto 1: La Vall de Segària desde el talud de la autopista. En el centro de la imagen el camino y canal de desagüe paralelo que ocupan el cauce del barranco justo antes de llegar al paso inferior.

1.3.2.- El cono aluvial del barranc de les Portelles

Nada más salvar el paso sobre la AP-7 y el nuevo trazado de la carretera nacional, el cauce se libera del confinamiento de los relieves y ha construido un pequeño abanico o cono. La figura 3 muestra la reducción de la pendiente a lo largo de este edificio sedimentario, cuya morfología puede observarse también en el mapa de pendientes de la figura 4.

En el ápice del cono, justo a la salida de ambas infraestructuras, el camino asfaltado que ocupa el cauce se bifurca, y da lugar a un pequeño cauce confinado por muretes de hormigón entre campos de cítricos, de apenas 50 cm de altura y poco más de 2 m de anchura. La bifurcación del camino y la falta de magnitud del cauce podrían dar lugar a la dispersión parcial del flujo hacia la margen derecha, por donde desciende un camino hacia el Clot del Francés. No obstante, si exceptuamos la posibilidad de que este camino pueda derivar algunos flujos de crecida, el cono no presenta evidencias de otros paleocauces o vaguadas.



Fotos 2 y 3: Cauce del barranco en los sectores distal y apical del cono, en el que se muestra el predominio de cantos y gravas en los aportes sedimentarios, así como el encajamiento en su tramo final.

El cauce del barranco, que se dirige en línea recta hacia la carretera nacional, presenta un lecho cubierto de cantos y gravas. Entre estos clastos predominan claramente las formas angulosas, debido al escaso recorrido de la cuenca. Estas formas aparecen también en los cortes sedimentarios observados en una excavación efectuada en la margen derecha del barranco, en el sector central del cono (Fotos 4 y 5). En ella podemos observar tanto la presencia de estos cantos poco trabajados, como de las arcillas de decalcificación generadas por la karstificación de las sierras de Segària y Racons.

Sólo en su tramo final, el cauce presenta un cierto encajamiento, quizás parcialmente artificial, debido a la presencia de diversas construcciones residenciales e industriales, y a la necesidad de salvar el cruce con la antigua carretera nacional mediante un paso inferior, construido con varios conductos rectangulares. No obstante, como comentaremos seguidamente, otros factores pueden explicar este comportamiento anómalo.



Fotos 4 y 5: Perfil de los sedimentos del cono, donde se observa el predominio de los cantos y gravas angulosos y la presencia de arcillas de decalcificación (terra rossa).

1.3.3.- El llano litoral

En el entorno de la antigua carretera nacional se constata un cambio en la topografía, reduciéndose la pendiente a algo menos de la mitad que en la unidad anterior. Desde esta zona y hasta la desembocadura, a lo largo del llano litoral, el barranco presenta una pendiente media del 6‰. El barranco circula por el margen exterior del abanico holoceno del riu Girona, un edificio sedimentario que en su extremo noroeste pierde entidad y se desvanece sobre la prolongación de la marjal costera del río Racons o Molinell.

Existen dos aspectos de cierta importancia sobre el comportamiento hidrogeomorfológico del barranco de les Portelles en este tramo inicial del llano litoral. En primer lugar, cabe destacar la conexión de este barranco con el paleocauce del río Girona que desciende a través del Clot del Francés, que actúa en cierto modo como

yazoo, drenando una depresión lateral de este río. Este paleocauce se mostró activo durante la reciente riada de 2007, vehiculando parte de los caudales desbordados en el término municipal de El Verger hacia el barranco de les Portelles. La continuidad de la deresión del Clot del Francés y el barranco de les Portelles se observa claramente en la topografía reflejada en la figura 4.

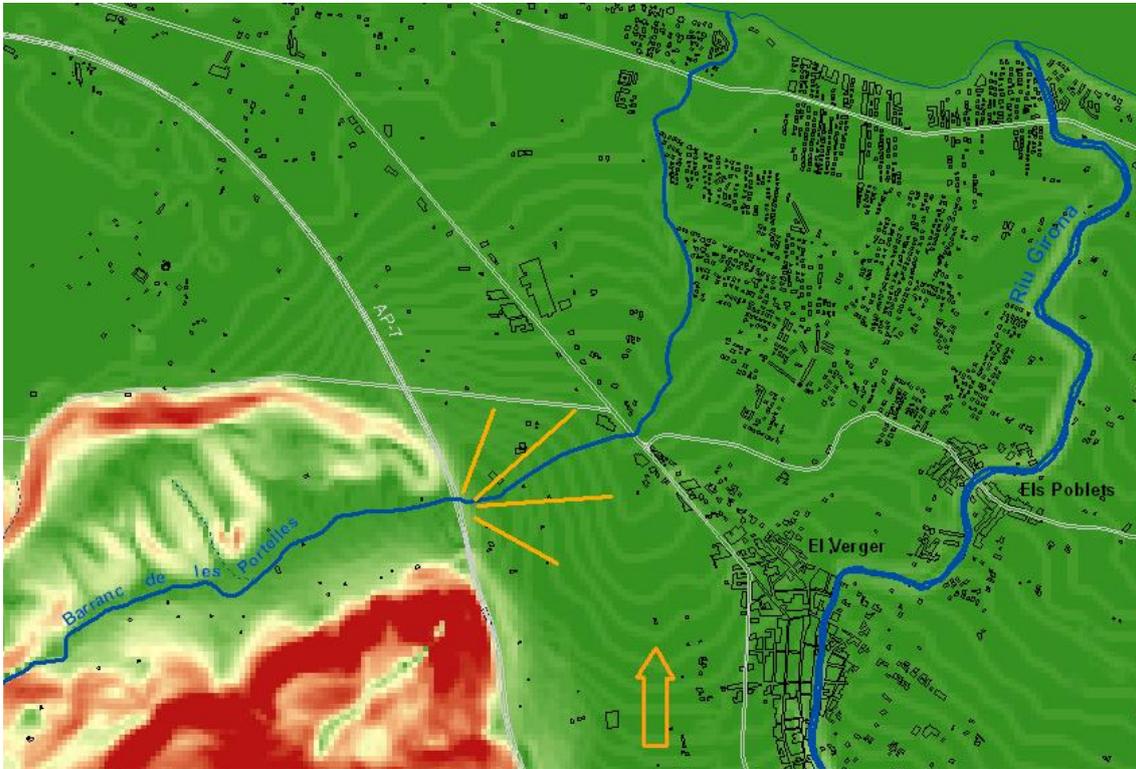


Figura 4: Topografía elaborada a partir de un MDE donde se destaca con líneas naranjas el cono aluvial del Barranc de les Portelles y con una flecha, la dirección de los flujos del Girona vehiculados por el paleocauce del Clot del Francés.

En cierta manera, en la citada figura, se observa con bastante claridad la continuidad del citado paleocauce hasta la línea de costa, hasta el punto que podría estimarse que, en esencia, este paleocauce es el que captura los flujos disipados por el barranc de les Portelles en su cono aluvial. Esto contribuiría a explicar el encajamiento del barranco en el tramo final de su cono, un comportamiento inverso a lo que suele ser habitual en este tipo de depósitos, donde los cauces van perdiendo progresivamente profundidad a medida que se aproximan a la zona distal.

En segundo lugar, es importante observar en este sector del barranco, un comportamiento erosivo reciente, que parece tener un origen antrópico. En efecto, en el año 2006, el barranco fue objeto de unas obras de encauzamiento, destinadas a proteger determinados desarrollos residenciales de tipo turístico, que iban a construirse en su margen derecha. Para ello, se excavó un cauce de mayor profundidad al existente, ampliando de forma más modesta el ancho de la sección. En su margen derecha, para salvaguardar las nuevas urbanizaciones, se construyó un pretil de

hormigón, mientras que a la izquierda, actualmente ocupada por cultivos citrícolas de regadío en su mayor parte, se dispuso un revestimiento de escollera, que coronaba la sección a menor altura que la otra margen. Así se lograba dotar de mayor seguridad las edificaciones que iban a emplazarse en al orilla derecha.

En muy poco tiempo, esta alteración de la sección y el perfil longitudinal del barranco ha alterado la dinámica sedimentaria del cauce. En este punto, hoy día aparecen claramente signos de erosión remontante en el tramo inmediatamente anterior al encauzamiento de 2006. Ha desaparecido el depósito de gravas y cantos que cubría el lecho y se han abierto algunos regueros o gullies sobre el material arcilloso.

Una vez más, estamos ante una actuación sobre un cauce que no ha tenido en consideración la dinámica hidrogeomorfológica del sistema fluvial en su conjunto y que, al situar como única prioridad la protección de un sector concreto, está alterando el comportamiento hidráulico y sedimentario del cauce, generando nuevos problemas en otros puntos. Así, el proceso de erosión remontante observado podría afectar en el futuro al paso sobre la carretera nacional y a las márgenes del barranco situadas aguas arriba. De hecho, en esta zona se observa como el encajamiento, que deja al descubierto litologías blandas en los pretiles, por debajo del nivel de la escollera construida, podría dar origen a procesos de zapa basal en zonas donde la curvatura del cauce favorezca una posición escorada del flujo respecto al eje fluvial.



Fotos 6 y 7: Arriba imágenes aéreas de 2004 y 2006 en las que se observa el cauce antes y durante las obras de encauzamiento.



Fotos 8: El encauzamiento hoy día.



Foto 9: Erosión remontante inmediatamente aguas arriba del nuevo encauzamiento.

Aguas abajo de estas obras de encauzamiento, lindando con urbanizaciones más antiguas, el cauce pierde entidad. Inicialmente mantiene el ancho del tramo encauzado pero disminuye notoriamente su profundidad y limita la protección por escollera a la margen izquierda. Pero en la zona más próxima a la costa, reduce todavía más su sección, prácticamente hasta al tamaño de una acequia. Es por tanto presumible que esta disminución de la sección provoque la dispersión de los flujos de agua y sedimentos en este espacio de topografía prácticamente plana.

En la zona próxima a la desembocadura, se observan pequeños depósitos de crecidas recientes, compuestos fundamentalmente por gravas y arcillas rojas, que contrastan con los sedimentos más oscuros asociados a las antiguas zonas de marjal. Se observa pues la continuidad de los procesos de colmatación de estos antiguos espacios marjales y el aporte activo de materiales de calibres medios y pequeños.

La regresión de este tramo costero es evidente en la ausencia de un cordón litoral bien estructurado. Las construcciones turísticas quedan hoy día a escasos metros de la orilla marina y constituyen además, un obstáculo para el desagüe del barranco, con una sección insuficiente en el cruce de la carretera de les Marines. Se trata de un problema similar al que se observa en todos los cauces entre este punto y Dénia, como se detalla más adelante.



Foto 10: El barranco a su paso sobre la carretera de les Marines, donde se observan gravas y arcillas depositadas durante la última crecida, en contraste con los sedimentos mas oscuros de la antigua marjal. Al fondo las urbanizaciones del tramo del encauzamiento artificial y la mole calcárea de la peña Segària.

1.4.- EL RIU GIRONA

A lo largo de 32 km y con una cuenca de 117'7 km², el Riu Girona, Riu Bolata o Barranc de El Verger, atraviesa los relieves del prebético externo de oeste a este. El río nace en el Barranc de la Fontblanca, cerca de Alcalà de la Jovada, a 1300 m.s.n.m. y atraviesa La Vall d'Ebo, depresión tectónica rellena de materiales miocenos. En la cuenca alta, el Riu Girona sigue un trazado marcado por la estructura isoclinal de los macizos cretácicos, a lo largo de las zonas de resistencia mínima, que son un frente de cabalgamiento o falla inversa de orientación SW-NE y la cuenca tectónica de Ebo (Costa, 1977).

Las aguas de numerosos manantiales alimentan el río, caudal que desaparece en la garganta del Barranc de l'Infern —término de La Vall de Laguart—, un profundo cañón cárstico que se ha labrado aprovechando la intensa fracturación de las sierras calcáreas. Dos factores coadyuvan al proceso de erosión fluvial: por una parte, la línea de escorrentía coincide con el buzamiento de las capas; de otro lado, existe una relación estrecha entre el congosto y un sistema de fallas secundarias de dirección NW-SE, que cuartejan el macizo calizo (Costa, 1977). El recipiente del cañón se utilizó en 1945, para construir el Embalse d'Isbert (1 hm³), actualmente colmatado y en desuso. Después de atravesar la Serra de la Carrasca, a mitad del cañón, recibe las aguas del Riu Racons, describiendo un ángulo de 90°, lo que sugiere una captura.

Las sierras de Segili y de Segària enmarcan la cuenca media del Girona que circula por un valle estrecho, ensanchado a partir de Orba. Allí recibe el barranco de Orbeta, que es objeto de un análisis detallado más adelante.

Las pronunciadas pendientes de la cuenca alta se reducen considerablemente en el sector intermedio, donde el Riu Girona tiene un trazado vacilante, con numerosos paleocauces y meandros abandonados, que demuestran la gran movilidad del río. A la altura de Sanet i Negrals, por su margen derecha, recibe las aguas del Barranc de Trullencs o de la Murta, y del Barranc de Bolata, por la izquierda. En este sector ha construido una secuencia de abanicos pleistocenos y holocenos que descienden suavemente hasta su desembocadura en la punta de l'Almadrava.

En las siguientes líneas se considerará por separado el análisis geomorfológico de uno de sus tributarios, el barranc d'Orbeta, del propio río Girona y sus edificios sedimentarios.

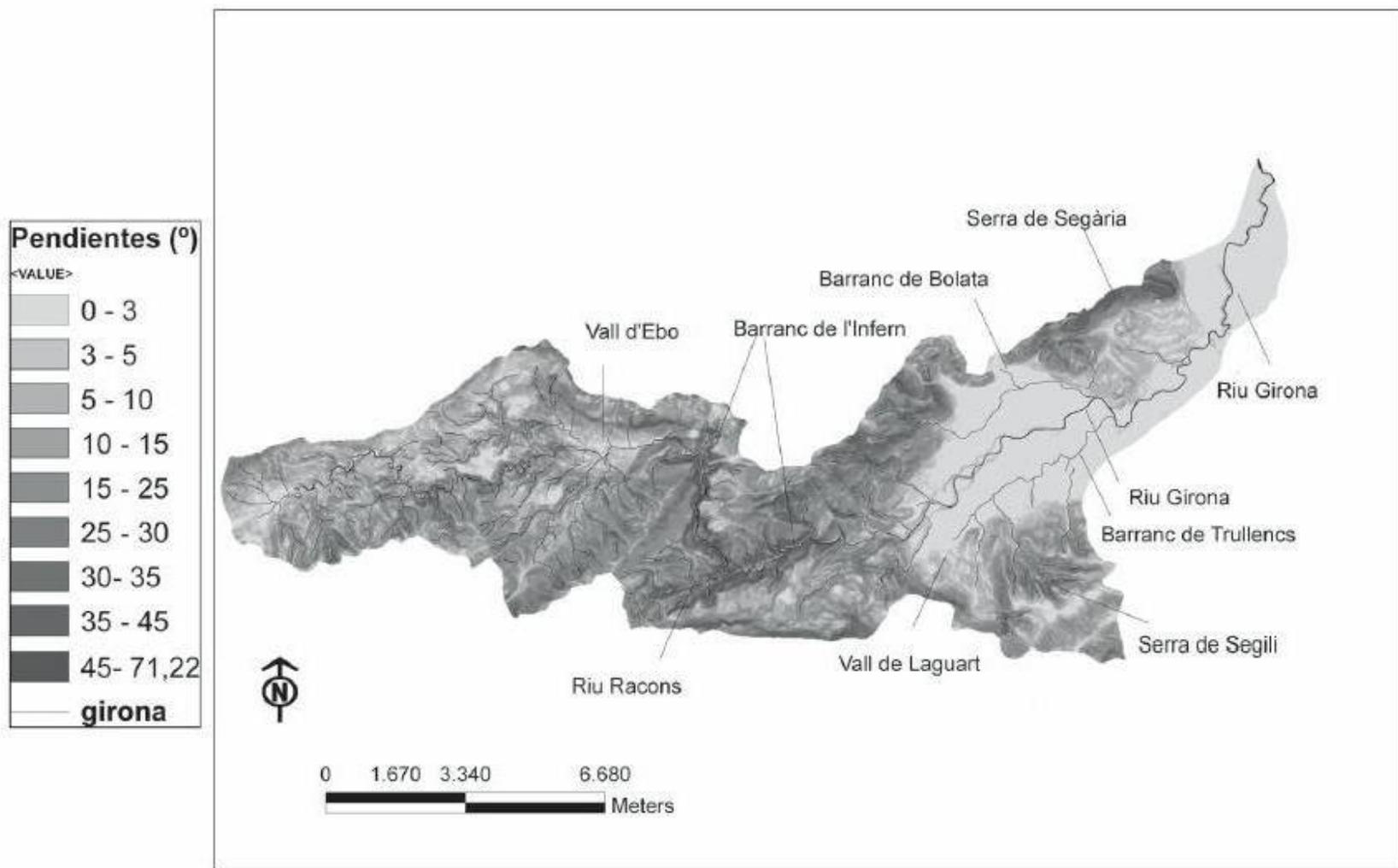


Figura 5: Mapa de pendientes y principales accidentes de la cuenca del Girona.

1.4.1.- El barranc d'Orbeta

El barranco de Orbeta es afluente del Barranc de la Murta (también denominado Barranc de Trullencs) y del Riu Girona por su margen derecha. Este barranco se localiza al pié de la Serra de Segili y tiene una cuenca de drenaje de unos 3,63 km², con un relieve máximo de unos 412 m entre los 518 m snm del Seguilí y los 106 m en su confluencia con el barranco Benijano. A pesar de su corto recorrido, el barranco es capaz de generar crecidas importantes debido a la fuerte pendiente de su cuenca y el carácter impermeable del sustrato en su tramo medio y bajo. Recoge las escorrentías de los relieves de calizas cretácicas y margas con niveles turbidíticos (facies tap) situados entre el Seguilí (518 m) y el Castellet d'Orba (412 m). Los barrancos de su cabecera concentran las arroyadas a lo largo de una amplia vaguada modelada sobre las margas miocenas (materiales blandos e impermeables). Dicha vaguada recorre un tramo donde se observan rellenos coluviales de clastos angulosos con matriz arcillosa rojiza directamente sobre el sustrato de margas blancas. Aguas abajo, el barranco de Orbeta se encaja progresivamente, con un trazado S-N, y recoge la escorrentía de una vaguada importante por la margen derecha procedente de la urbanización Orbeta, poco antes de cruzar la carretera CV-731.

El barranco atraviesa diferentes unidades geomorfológicas a lo largo de su recorrido, dichas unidades están representadas en el esquema geomorfológico:

Vaguadas de fondo plano sobre margas neógenas. Dichas vaguadas concentran la escorrentía de diferentes barrancos de la cabecera que descienden del Seguilí y Castellet d'Orba.

Acumulaciones coluviales. Se trata de depósitos de clastos angulosos (a menudo encostrados) con matriz arcillosa rojiza superpuestos al sustrato margoso. Suelen aparecer de forma discontinua al pie de los relieves calizos y ocupando algunos sectores en torno al barranco.

Tramo incidido sobre materiales del sustrato diversos. El barranco discurre de S a N, ligeramente encajado en materiales margosos, en ocasiones entre densa vegetación de ribera. A veces afloran también en las márgenes y el lecho materiales calizos o coluviones encostrados y, a menudo, queda constreñido entre paredes de piedra. La pendiente longitudinal del barranco en el tramo confinado se encuentra entre el 26 ‰ y 32 ‰. A lo largo de su recorrido aparece una ruptura de pendiente remarcable en la que el barranco se encaja sobre coluviones encostrados. Más abajo recibe por la derecha una vaguada importante por la margen derecha poco antes del cruce con la carretera CV-731.

Tramo intermedio en que el barranco pierde progresivamente su encajamiento (aguas abajo del cruce con la carretera CV-731), llegando a desaparecer sobre una vaguada paralela a la carretera. La pérdida de encajamiento puede producirse de forma natural o bien porque en su día el tálveg fuera rellenado para aprovecharlo como parcelas de cultivo. A lo largo de este tramo hay obstáculos artificiales en distintos

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

puntos que interrumpen el barranco. La pendiente disminuye hasta un 22 %, aproximadamente.

Tramo final en el que el barranco discurre sobre una zona de acumulación que podría definirse como un pequeño cono aluvial que invade lateralmente el valle del río Girona. La pendiente se atenúa de forma marcada (por debajo del 13 ‰) al perder los confinamientos laterales. Este sector constituye la zona donde se inicia el desbordamiento de forma natural por ambas márgenes del barranco sobre la superficie aluvial.



Figura 6: Ubicación de la cuenca de drenaje del barranco de Orbeta (Orba).



Fotos 11 y 12: Barranco que desciende del Següili, cabecera de la cuenca de drenaje del barranco de Orbeta (izquierda) y vista de la cabecera del barranco de Orbeta (derecha), el Castellet en el extremo izquierdo, vaguada sobre margas miocenas en el centro de la imagen.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

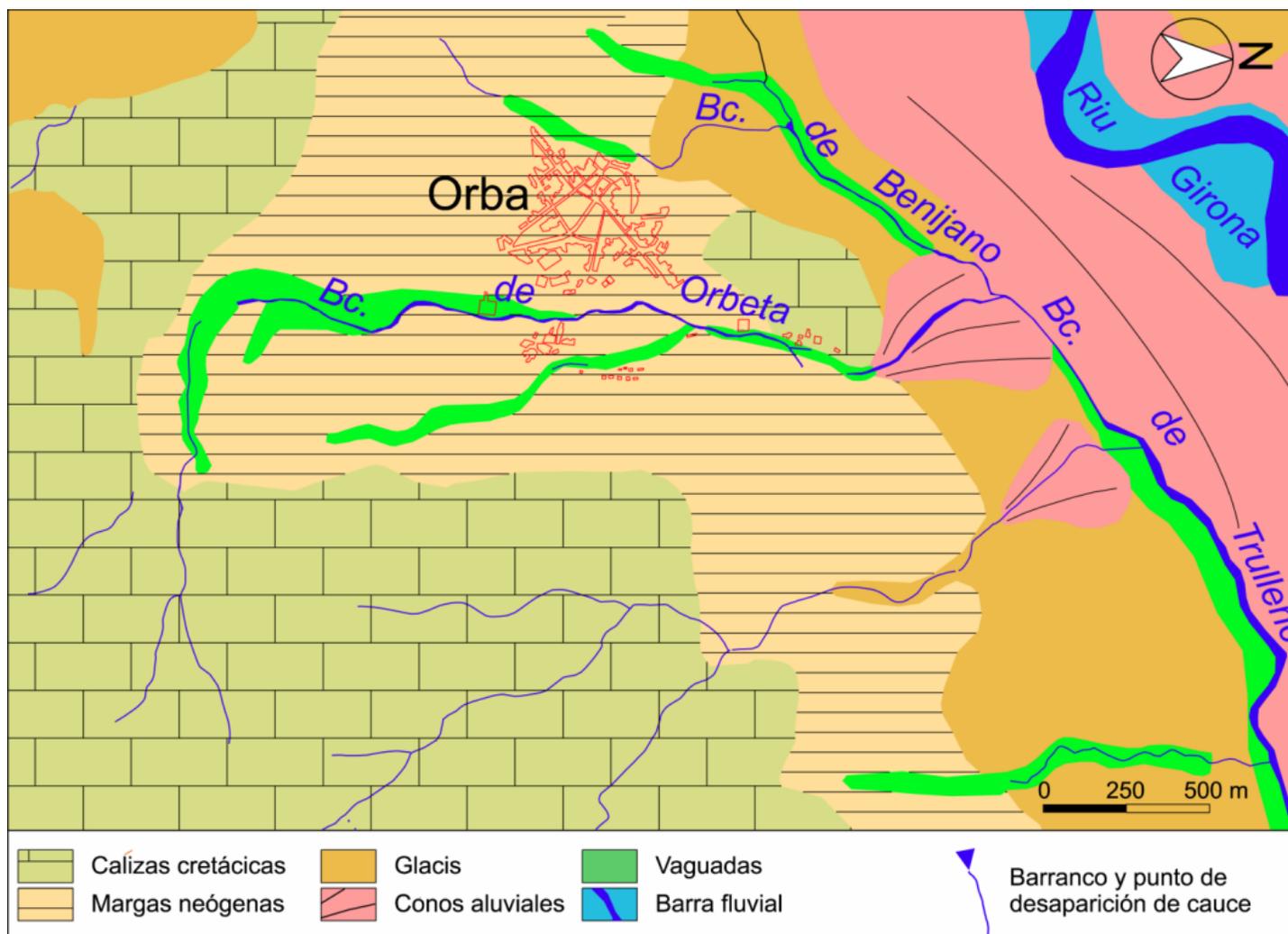


Figura 7: Esquema geomorfológico del barranco de Orbeta.
CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR



Fotos 13 y 14: En los márgenes del barranco de Orbeta afloran en ocasiones depósitos aluviales y coluviales fuertemente encostrados (izquierda) Ruptura de pendiente en el barranco de Orbeta. Encajamiento del lecho en rocas del sustrato (cantos encostrados) y margas (derecha).



Fotos 15 y 16: A lo largo de su recorrido, lo más habitual es que el barranco esté confinado entre paredes de piedra en los márgenes de parcelas cultivadas (izquierda). Aspecto del barranco de Orbeta aguas arriba del cruce con la carretera CV-731 (derecha).

El aporte de sedimentos procede de los barrancos de cabecera que descienden de abruptas vertientes calizas y de la erosión de margas y niveles coluviales cuaternarios, más o menos cementados. La pendiente $> 20-30 \%$ en un cauce estrecho determina una elevada velocidad del flujo, una elevada potencia de la corriente y un alto poder erosivo y capacidad de transporte de sedimentos. A lo largo de su recorrido se aprecian pequeñas acumulaciones de grava y arena en lecho del barranco en su tramo confinado. Asimismo, durante los reconocimientos de campo se ha observado que, en ocasiones, se utilizan los aportes gruesos de las crecidas para levantar pequeñas motas con dichos materiales en las parcelas que limitan el barranco. En los puntos en que desaparece el confinamiento del barranco aguas abajo del cruce de la CV-731 también se ha podido ver pequeños derrames de gravas sobre las parcelas que ocupan el barranco (foto 17).



Foto 17: Cantos y gravas dispersos por la superficie de un campo en la zona de desaparición del cauce del barranco de Orbeta aguas abajo del cruce de la CV-731.

Los daños ocasionados durante el temporal de los días 11 y 12 de Octubre de 2007, reflejan el potencial destructivo de barrancos de pequeñas dimensiones y fuerte pendiente que discurren sobre terrenos impermeables. En esta ocasión se superaron los 400 mm de precipitación en observatorios cercanos como Alcalalí (SEGURA, 2009). Tradicionalmente, los daños producidos por tormentas y lluvias torrenciales en el barranco de Orbeta se reducían a erosión o acumulación de sedimentos en parcelas de cultivo adyacentes al cauce, pero la urbanización reciente y la construcción de infraestructuras (puentes, caminos y carreteras) han agravado los efectos destructivos de los temporales de lluvias torrenciales.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

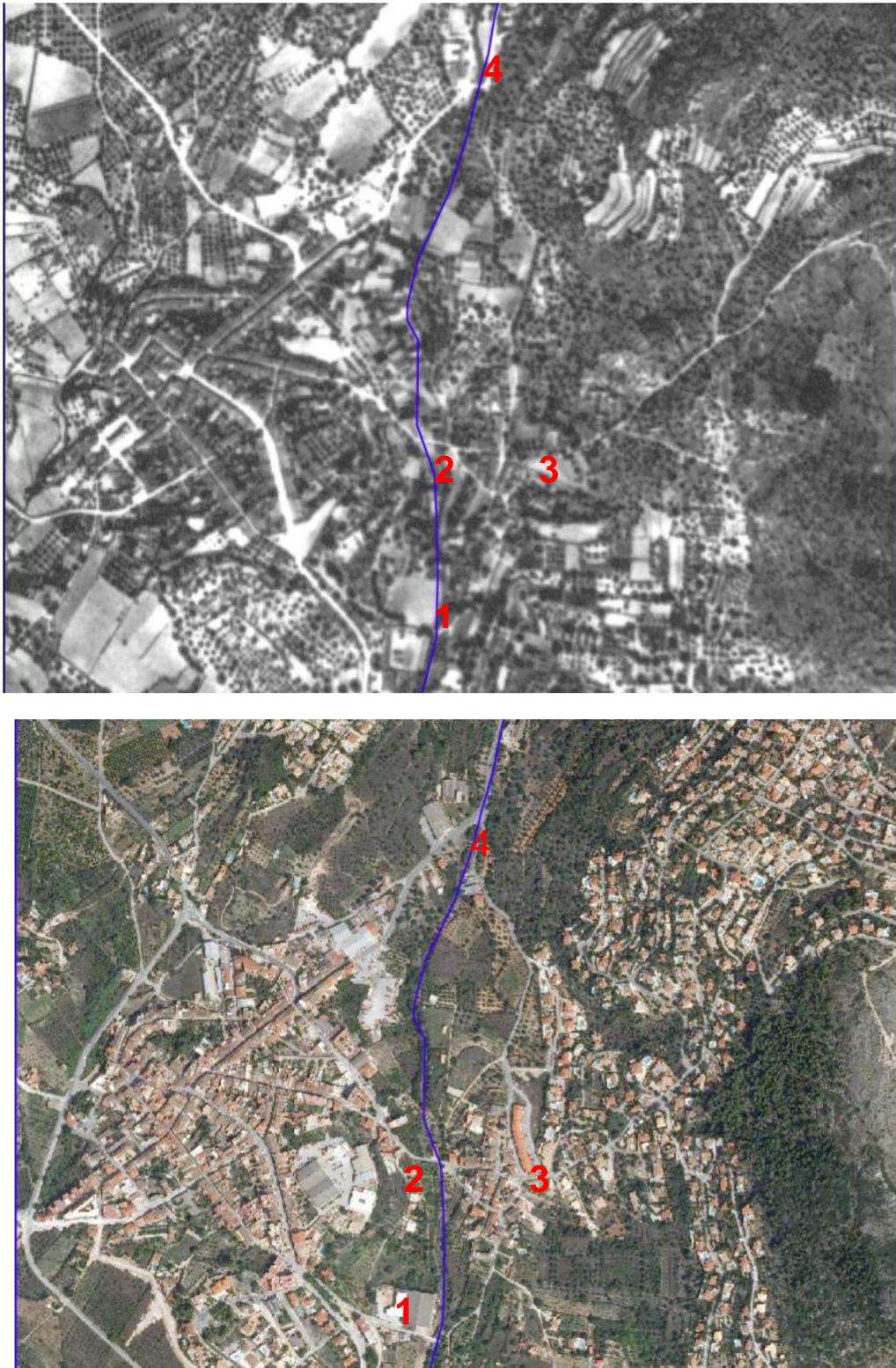


Figura 8: Comparación de fotografías aéreas de 1956 y 2006. Orba a la izquierda, barranco de Orbeta en el centro. Se han señalado los puntos conflictivos 1 a 4.

En la figura 8 se puede apreciar la evolución de la zona urbana en torno al barranco de Orbeta entre 1956 y 2006. Se han señalado en dicha figura cuatro puntos

conflictivos identificados en campo que se reducen en este sector a cruces de caminos y carreteras y una urbanización construida sobre una vaguada afluyente. A continuación se muestran diferentes figuras de detalle y fotografías de los puntos problemáticos identificados a lo largo del barranco.

- **Punto 1.** Cruce de camino con drenaje insuficiente a la altura del lavadero. Dicho camino puede quedar cortado en situaciones de lluvias intensas. Aguas abajo de dicho punto el barranco discurre confinado entre paredes de piedra de parcelas de cultivo y los posibles daños se reducen a usos agrícolas.

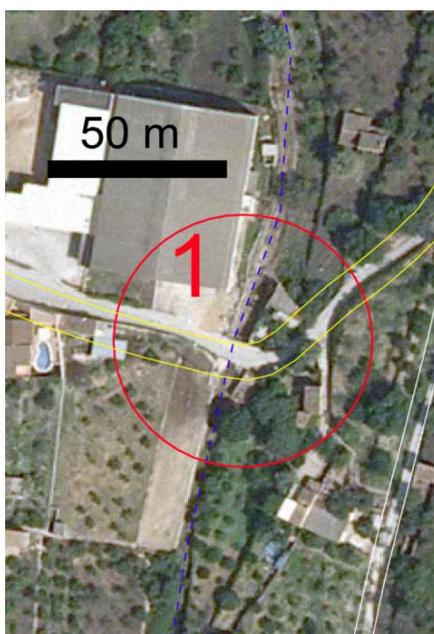


Figura 9: Barranco que desciende del Seguilí, cabecera de la cuenca de drenaje del barranco de Orbeta (izquierda).



Fotos 18 y 19: Cruce de camino inundable en el barranco de Orbeta en el punto 1. Cruce de camino en el barranco de Orbeta inmediatamente aguas abajo del punto 1. Drenaje insuficiente y confinamiento entre paredes.

- **Punto 2.** El puente de un camino entre Orbeta y un barrio situado en la margen derecha del barranco estrecha considerablemente la sección del cauce y supone un importante obstáculo al flujo. Además existe una casa cimentada sobre el mismo barranco cuya pared constituye parte de un tramo encauzado. Unos metros aguas abajo se produce una importante ruptura de pendiente (R) en la que se encaja el barranco de forma natural. Esta ruptura debe provocar una aceleración del flujo en este punto.

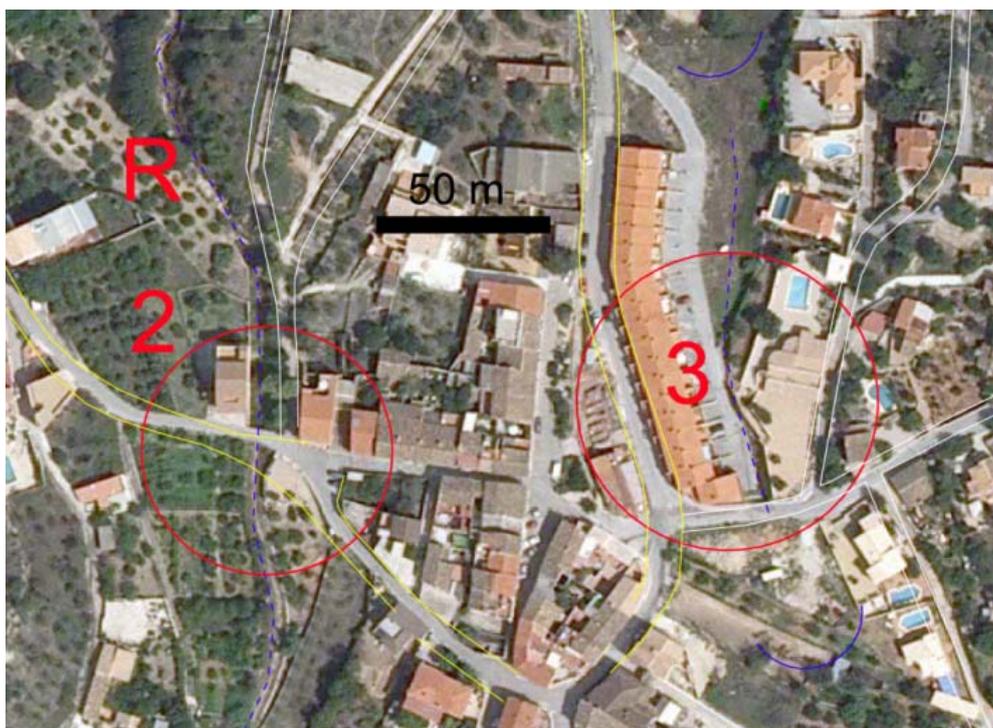


Figura 10: Punto crítico nº 2 en el barranco de Orbeta (izquierda) y vaguada a la derecha sobre la que se ha construido urbanización (punto 3). Ruptura de pendiente en el barranco (R).



Fotos 20 y 21: Drenaje insuficiente en puente sobre el barranco de Orbeta. Construcción adyacente al cauce (a la izquierda desde aguas arriba, a la derecha aguas abajo).

- **Punto 3.** A poca distancia del barranco de Orbeta por el este, discurre una vaguada con cabecera en el Pla de Seguilí, cuyo lecho es atravesado en badén por el camino de la urbanización Orbeta. Inmediatamente aguas abajo ha sido parcialmente ocupado por una urbanización construida de forma paralela al cauce.



Fotos 22 y 23: Urbanización sobre vaguada afluyente al barranco de Orbeta, con bajos y garajes inundables. Vista desde aguas arriba y aguas abajo.

- **Punto 4.** En el paso de la carretera CV-731 sobre el barranco se ha dejado un drenaje exiguo para los caudales del barranco (fotos 24 y 25). Las crecidas pueden cortar el tráfico de la carretera con ocasión de lluvias torrenciales.



Fotos 24 y 25: Drenaje del barranco de Orbeta bajo la carretera CV-731 y vista aguas abajo del punto 4, tramo inundable de la CV-731.



Figura 11: Tramo conflictivo del barranco de Orbeta paralelo a la CV-731. Drenaje insuficiente bajo cruce (punto 4), desaparición de cauce en trazado paralelo a la carretera (5), vado inundable (punto 6).

- **Punto 5.** Corresponde a un tramo de barranco paralelo a la carretera que discurre prácticamente al mismo nivel y por lo tanto es inundable. El cauce llega a desaparecer entre las parcelas cultivadas, que además son atravesadas por caminos y hay construcciones sobre la vaguada que suponen obstáculos al drenaje, como se observa en las figuras siguientes.



Fotos 26 y 27: Tramo inundable de la CV-731, paralela al barranco que pierde su encajamiento en este tramo. Encauzamiento junto a la carretera CV-731.

- **Punto 6.** Vado inundable en camino de acceso a urbanizaciones. Aguas abajo el barranco discurre sobre la superficie de un abanico aluvial y desaparecen los confinamientos de relieves laterales.

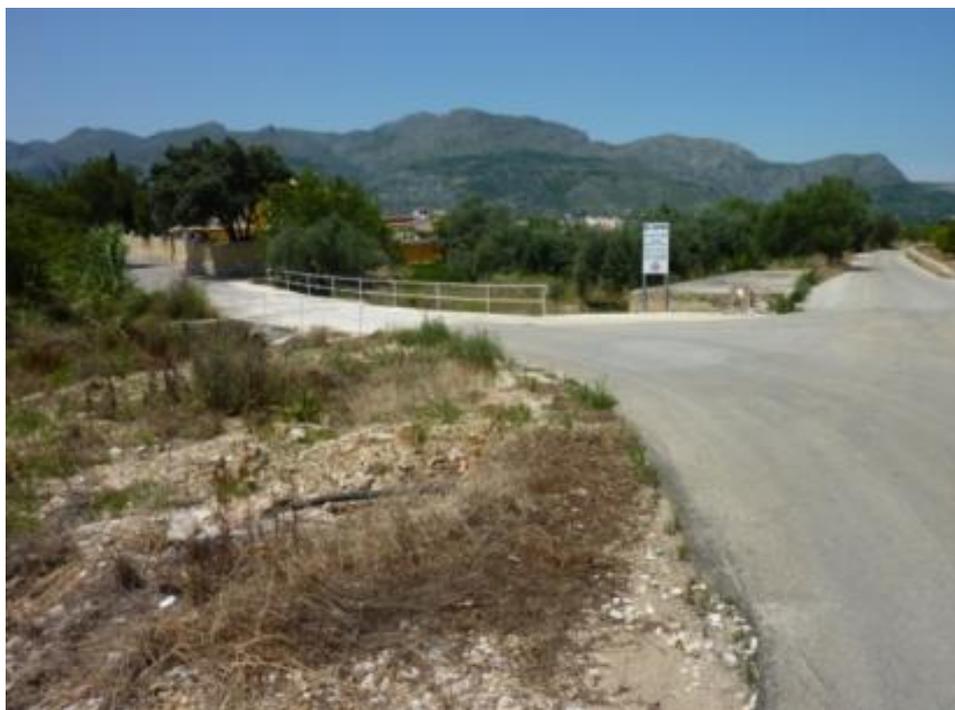


Foto 28: Vado inundable sobre el barranco de Orbeta (punto 6).
CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

- **Punto 7.** Urbanización junto al margen del barranco en zona inundable.
- **Punto 8.** Tramo próximo a la confluencia con el barranco Benijano. Poco antes de su confluencia, pueden producirse desbordamientos generalizados por ambas márgenes, observándose aguas abajo los efectos erosivos de flujos desbordados en el margen de algún campo junto al barranco de el Trullenc que discurre encauzado. Entre este punto y el punto 7 se han levantado escolleras de bloques de caliza en los márgenes de campos que limitan el barranco.



Figura 12: Tramo final del barranco de Orbeta donde desaparece el confinamiento sobre abanico aluvial. Vado inundable (6), urbanización junto al cauce (7), zona de desbordamiento en torno a la confluencia con el barranco Benijano (8). Aguas abajo del punto 8 el barranco discurre encauzado paralelo al camino.

1.4.2.- Los edificios aluviales del riu Girona

A la salida de las últimas estribaciones béticas, el Riu Girona deposita una secuencia de abanicos aluviales, que integran una amplia acera entre Orba y el mar, en sentido longitudinal y, entre El Verger y Dénia, en sentido latitudinal (Figura 13). A la altura de Orba se forma el primer abanico del Riu Girona, que discurre por el centro de

la depresión. Se trata de un abanico del Pleistoceno inferior, con una topografía bien marcada a la altura de Ràfol d'Almúnia.

Las depresiones laterales típicas de estas construcciones aluviales (Segura, 2004) están ocupadas por dos barrancos paralelos, el de Trullencs y el de Bolata. La confluencia de los tres obliga al Girona a girar 90°. El giro se debe a que el río está constreñido por un abanico de pequeñas dimensiones (ubicado cerca de Benidoleig) que ha desviado el Barranc de Trullencs, empujándolo hacia el oeste.

Al pie de la Serra de Segili, cerca de Pedreguer, se forman otros abanicos de menor entidad que no consiguen rellenar la depresión comprendida entre esta localidad y Ondara. El drenaje del sector, realizado por el Barranc de l'Alberca, es dificultoso, tal y como se analizará más adelante.

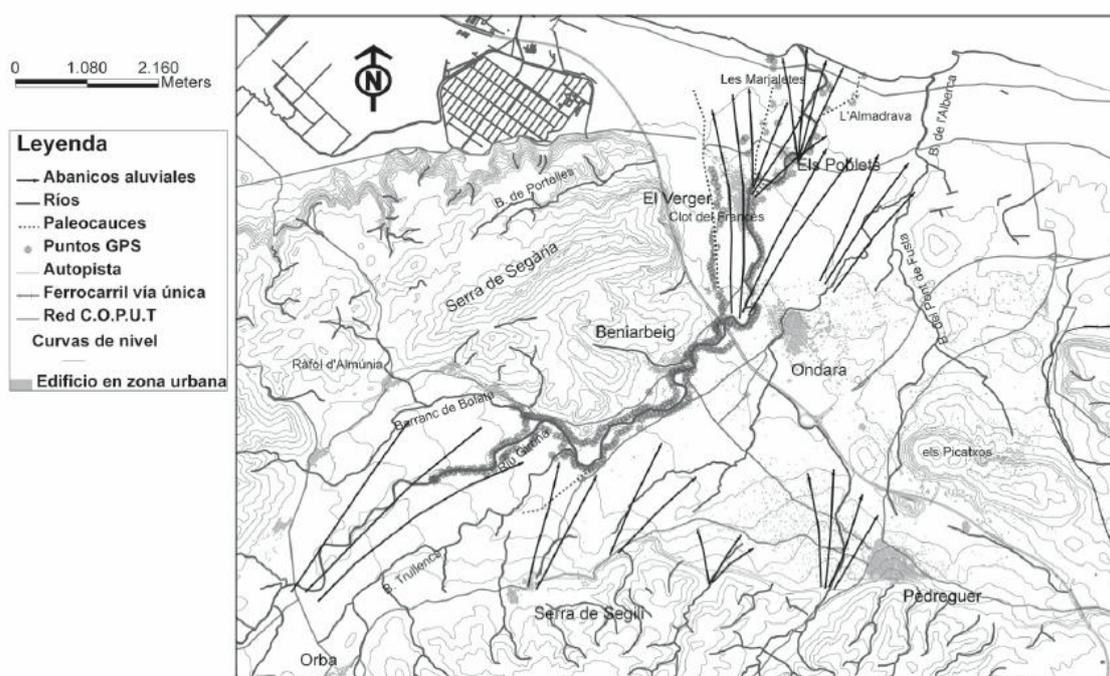


Figura 13: Abanicos aluviales del Riu Girona

Las pequeñas elevaciones de Els Picatxos y de la Penya Roja, constriñen al Girona, que una vez atravesado el sector, llega a la llanura costera, donde los materiales miocenos de la Serra de Segària reaparecen formando pequeños cerros con dos facies bien diferenciadas: conglomerados en la base y margas por encima. Se extienden entre Els Poblets y Dénia, quedando realzados respecto a los depósitos cuaternarios (Vegas *et al.*, 1975).

El Riu Girona vuelve a construir un nuevo abanico, asignado por Vegas *et al.* (1975) al Pleistoceno medio. Se extiende entre Beniarbeig y el mar con una geometría bastante atípica: bien desarrollado por el margen derecho, por el lado izquierdo las curvas de nivel de 20 y 10 m, retroceden de forma muy marcada a la altura de esta

localidad. El trazado de las isohipsas muestra una depresión rectangular (Clot del Francès), probablemente de origen neotectónico, que deja en resalte un bloque realzado sobre el que se asienta El Verger. La conjunción de dos bloques uno hundido y otro sobreelevado podría explicar esta geometría. El primero estaría delimitado por una falla que cercena las últimas estribaciones de la Serra de Segària.

El bloque elevado, probablemente se asienta sobre un basamento mioceno, similar a los afloramientos de todo el sector, sobre el que se habrían depositado los materiales del cono pleistoceno. A la salida de El Verger, superpuesto al anterior, se localiza el ápice de otro abanico del Girona, atribuido por Vegas *et al.* (1975) al Pleistoceno superior. Fue depositado por un paleocauce, apenas representado por una depresión ancha que discurre en línea recta hasta el mar, atravesando la partida que lleva el topónimo bien significativo de Les Marjaletes. Probablemente en el Holoceno, el cauce dio un giro de 90°, desplazándose hacia el sur y formando un abanico cuyo ápice se localiza en Els Poblets y su extremo distal se corresponde con la protuberancia de l'Almadrava, donde desemboca actualmente el río, habiendo dejado algún paleocauce menor más hacia el sur.

1.4.3.- Interpretación geomorfológica de las crecidas recientes del Girona

Al igual que sucede con la mayoría de las ramblas y barrancos mediterráneos, el Riu Girona ha provocado numerosas inundaciones. Aunque no existen datos de aforo para la cuenca, Costa (1977) refiere la existencia de 9 avenidas entre 1896-99, anotadas por el personal técnico de Obras Públicas. El 30 de septiembre de 1919, las fuertes precipitaciones causaron el desbordamiento del río en Beniarbeig, donde socavaron los cimientos de algunas casas, al alcanzar 5 m de altura. En la misma avenida también sufrieron daños las localidades del El Verger y Els Poblets. Otros episodios importantes se produjeron también en noviembre de 1941 y 1985, con riesgo de caída de la presa de Isbert, en el último evento.

La necesidad de atajar el problema hizo que en 1921 se proyectaron unas obras defensa para Beniarbeig, que no serían ejecutadas. Cuando en 1940 se reemprendió el proyecto las avenidas habían modificado el cauce: los perfiles transversales diferían de los consignados veinte años atrás. Fue entonces cuando se construyó en esta localidad un dique longitudinal a base de un encofrado de gaviones, destruido en 1947, por lo que en un plan posterior se ideó construir una escollera y un muro de hormigón. En Mirafior, a raíz de la inundación del pueblo en la riada de noviembre de 1941, se proyectó un muro de hormigón en masa que se comenzó en 1945, si bien, por las dificultades del suministro de cemento, éste sólo se aplicó en los cimientos y en el resto se sustituyó por mampostería hidráulica. Este material dio buen resultado, de modo que, a continuación, se aplicó al Barranc de l'Alberca y se incluyó en un proyecto de 1949 para la defensa de El Verger (un muro de mampostería hidráulica de 700 m de largo) (Costa, 1977).

El 12 de octubre de 2007, el fenómeno se repitió y, como consecuencia de una baja fría, cayeron fuertes precipitaciones sobre la cuenca (entre 400 y 800 mm). Los municipios afectados fueron los mismos que en los casos anteriores: Beniarbeig, El Verger y Els Poblets y sus términos municipales fueron invadidos por las aguas desbordadas. Cayó un puente en Beniarbeig y en El Verger murió una anciana y cayó una casa, llegando las aguas a los 3 m en algunas viviendas. Este episodio es el que nos aporta más información para analizar con detalle la dinámica hidrogeomorfológica del llano de inundación del Girona.

En líneas generales, el área inundada en las crecidas del Girona es bastante irregular: estrecha en la cuenca media, se va ensanchando a medida que nos acercamos al mar. El río comienza a desbordarse cerca de Ràfol d'Almúnia, donde en 2007 el caudal superó la capacidad del cauce. Aguas abajo, el área anegada se ensancha y los desbordamientos se suceden, respondiendo a diversas causas:

Ocupación de barras laterales y *point bars*. Estas formas son ocupadas con gran facilidad durante las avenidas, ya que han sido creadas por la propia dinámica fluvial.

El trazado de las vías de comunicación, que interfiere en los flujos canalizados o desbordados, alterando el espacio inundado.

Canalizaciones. Las obras de corrección de los cauces pueden provocar efectos negativos al desviar la corriente o al interferir en la dinámica de funcionamiento del río.

Depresiones, tanto de origen natural como artificial. Desde el punto de vista dinámico son concavidades donde se concentran los flujos desbordados, con grave riesgo de estancamiento de las aguas.

Ápices de los abanicos aluviales. Suelen corresponder con puntos de ruptura de los márgenes, facilitando el desbordamiento del río por incapacidad del cauce.

Paleocauces. La migración de los cauces deja brazos muertos que quedan como espacios deprimidos donde se concentran las aguas desbordadas. Son uno de los espacios de mayor riesgo de inundación en las llanuras litorales mediterráneas (Segura, 2004 y 2006).

Vegetación. La gran cantidad de vegetación que crece en los cauces, obstruye los puentes y puede provocar desbordamientos ocasionales, al actuar de barrera al flujo.

En la cuenca del Riu Girona estos elementos se combinan y explican la irregularidad del área inundada, con ensanchamientos y estrechamientos sucesivos a lo largo de la llanura inundada. En función de la magnitud y de las causas que han provocado la inundación de 2007 se distinguen cuatro sectores.

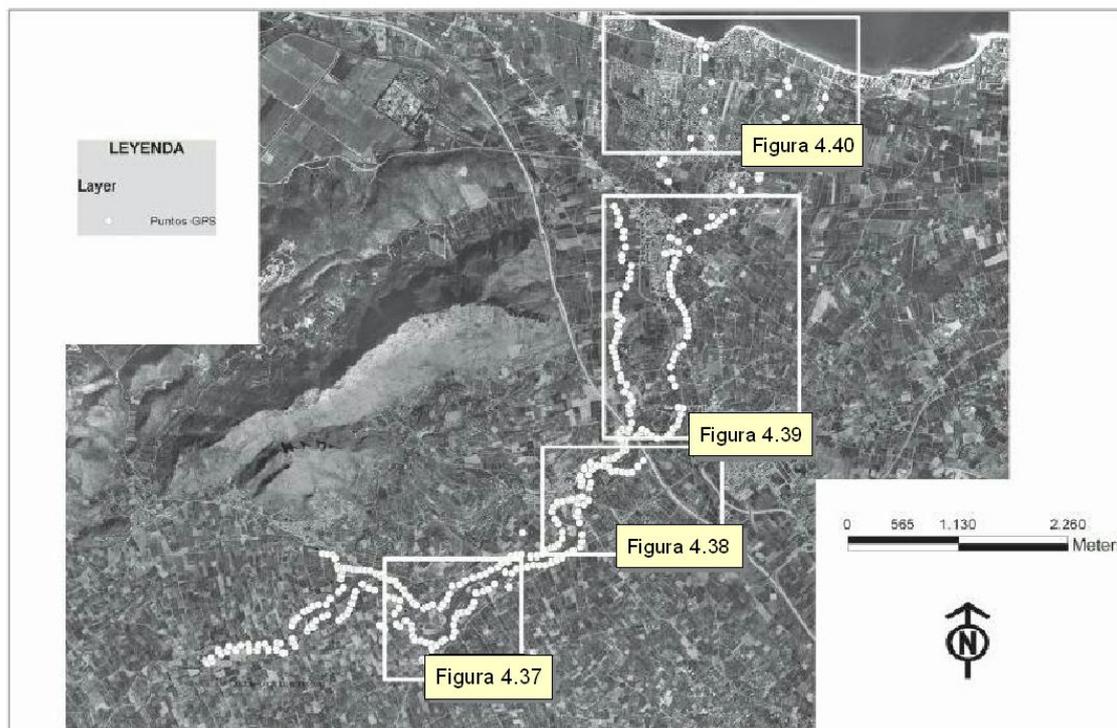


Figura 14: Área inundada cartografiada a partir de los puntos obtenidos mediante gps y localización de los cuatro sectores y las figuras del texto

A) Entre Orba y Beniarbeig

El río penetra en la llanura bien encajado, lo que impide inicialmente el desbordamiento. Sin embargo, en 2007 se produjeron importantes afecciones a los márgenes fluviales en este tramo. La crecida arrasó buena parte de los banales con los que los agricultores habían estrechado la sección del barranco, ocupando buena parte del cauce. Los límites del cauce de aguas máximas pueden observarse en el cambio de pendiente que se observa en el camino rural de Ràfol d'Almúnia-Benidoleig.



Figura 15: Paso del camino rural Rafol d'Almúnia – Benidoleig. A la derecha, en un bancal destruido por la crecida, se observa un paquete muy alterado (probablemente un relleno artificial) de gravas, cantos y arenas, sobre el nivel de limos pardos fluviales que limita el cauce braided.

Paulatinamente el río va perdiendo encajamiento y en el meandro anterior a la confluencia del Girona con el Bolata, se produjo el primer desbordamiento en octubre de 2007. Los campos de cultivo arrasados por la crecida presentaban en superficie gravas y algunos bloques, que dan la medida de la peligrosidad de los sedimentos conducidos por el caudal desbordado, como muestran las figuras inferiores.



Fotos 29 y 30: Bloques y cantos en los campos próximos al río antes de su confluencia con el barranco de Bolata.

Después de recibir los aportes de los barrancos de Bolata y de Trullencs, durante las crecidas el caudal incrementa de tal modo que las aguas ocupan de manera recurrente un antiguo *point bar* y alguna barra lateral. Son dos espacios que se pueden reconocer perfectamente el año 1956, aunque en 1997, las transformaciones agrícolas han desdibujado los trazos fluviales. Es por tanto, un proceso de recuperación del espacio inundable que había sido cauce hasta hace poco. Este fenómeno es muy frecuente en los ríos *braided*, en los que la propia dinámica fluvial conlleva la migración y la acreción lateral de los cauces y del llano de inundación (Thomas *et al.*, 2007).

En la imagen de 1997 se puede observar la gran cantidad de vegetación que cubre el cauce dificultando su visibilidad, a diferencia de lo que ocurría en 1956, donde se aprecia con nitidez el límite del lecho recubierto de cantos y bloques. Este fenómeno se repite en todas las imágenes que se han analizado de los diferentes sectores.

B) El núcleo urbano de Beniarbeig

La inundación de 2007 del núcleo urbano de Beniarbeig, ubicado entre dos ríos, resultó mucho más problemática. En esta localidad, el Riu Girona recibe por su margen izquierdo el Barranc de Segària, cauce que actualmente ha sido soterrado bajo de un paseo, por iniciativa de la administración autonómica, en una actuación desafortunada, anticuada y temeraria. Por suerte para la localidad, en 2007 la cuenca de este barranco resultó poco afectada por las lluvias, porque en caso contrario, las consecuencias podrían haber sido desastrosas. Por lo que respecta al Riu Girona, produjo importantes

destrozos en el pueblo, con la caída de un puente de la carretera a Pedreguer y la destrucción de algunas plantas bajas y diversas infraestructuras. Hoy día se ha completado la reconstrucción del puente, ahora sin pilares, y se ha abandonado el *point bar* inmediatamente anterior, trasladando las instalaciones municipales allí ubicadas.

La comparación de las fotografías de 1956 y 1997 muestra como la construcción de casas y de un polideportivo sobre el *point bar* del meandro había reducido y obstruido la sección transversal de forma considerable. El flujo circuló en línea recta, enderezando el meandro, tal y como sucede con un flujo rápido y acelerado, ocupando el campo de fútbol y las pistas de tenis.

La caída del puente requiere una explicación más compleja que combina la dinámica fluvial y la acción antrópica. En un meandro, la línea de máxima velocidad se desplaza hacia la cara externa, alcanzando la orilla aguas abajo del eje del mismo. En este caso, esta margen estaba fijada con hormigón para proteger de la erosión una carretera y las casas próximas. Desde esta orilla, la línea de máxima energía se desplaza hacia la cara externa del meandro siguiente, en este caso el margen derecho, donde descansaba el puente, sin ninguna protección.

La imposibilidad de disipar la energía en el primer meandro mediante la erosión, incrementó la energía que llegó al segundo meandro, facilitando la erosión lateral y basal del puente. La consecuencia fue la destrucción de los bajos de las casas, situadas dentro del *point bar*, y una fuerte erosión lateral en la margen derecha del segundo meandro.

Las imágenes de los vídeos colgados por los vecinos en internet, muestran como el puente se destruyó en varias fases. En un primer momento fue el segundo pilar más cercano a la margen derecha el que se erosionó aguas arriba, cayendo poco después y dejando los cimientos como un obstáculo para las aguas. La causa de esta erosión, es difícil de establecer, pero podría deberse al deterioro del propio puente por la zapa basal o incluso a los golpes propinados por los bloques arrastrados entre la carga de fondo o algunos objetos voluminosos que colisionaron con los pilares (coches, contenedores, etc.). Después cayó el primer pilar junto a la margen derecha, que no tenía vano, ya que estaba pegado al margen, dejando el tablero del puente sin apoyo. En esta fase, las aguas habían erosionado fuertemente dicha margen, lo que seguramente contribuyó a la caída del pilar. Por último, cayó el tablero, arrastrando parte de la orilla. Los desbordamientos del río y el hundimiento del puente provocaron una fuerte polémica entre la población, que responsabilizó a las cañas arrastradas, de la obstrucción del puente y el cauce. Las imágenes de la riada muestran como el río arrastró gran cantidad de vegetación, aunque cuando cayó el puente, el vano no estaba taponado. El problema se agudizó en los puentes más frágiles de El Verger y de Els Poblets, donde sin embargo no se produjo ningún derrumbe.

La interpretación de la crecida por los medios de comunicación fue bastante desafortunada, limitándose a un debate frontal entre dos argumentos: la falta de

limpieza del cauce y los abusos urbanísticos. A nuestro entender, la polémica no estaba bien planteada, sí que es cierto que la comparación de la fotografía aérea de 1956 y la del SIG Oleícola en todas las figuras del presente trabajo, muestra una progresiva colonización del cauce por la vegetación, hasta el punto de que en 1997 apenas se distingue el lecho. Explicar este fenómeno no es fácil y requiere una investigación más profunda.

Por un lado, la construcción de la presa d'Isbert podría haber disminuido el número y la magnitud de pequeñas avenidas capaces de destruir la vegetación, como así lo atestiguan numerosos trabajos en otros ámbitos (Petts y Gurnell, 2005; Maguilligan y Nislow, 2005; Butler y Malanson, 2005). También se sumarían los cambios de costumbres de la población, que en otros tiempos utilizaba las cañas para aprovechamientos agrícolas y domésticos, práctica abandonada hoy en día. Tampoco debería olvidarse la existencia de depuradoras en los diferentes municipios que vierten el agua a los ríos alimentando un caudal casi inexistente en el pasado, lo que favorece el crecimiento de la vegetación. En cualquier caso, no hay duda de que la vegetación frenó la velocidad del agua al incrementar la rugosidad del cauce.

C) Sector de El Verger

A la salida de Beniarbeig las aguas invadieron los *point bars* de dos meandros sucesivos, al seguir un trazado rectilíneo propio de un régimen rápido, arrastrando consigo bloques de gran tamaño. Las parcelas afectadas ocupan un espacio que debería ser catalogado como dominio público hidráulico. El puente de la autopista, provocó el remanso de caudales y la expansión del área inundable aguas abajo.

Aquí es donde el área inundada alcanzó su máxima extensión, coincidiendo por el margen izquierdo con la depresión de El Verger y por el derecho con una derivación del flujo hacia el sur. En la figura 16 se muestra un corte transversal realizado a la altura de El Verger, donde se aprecia la topografía hundida de la depresión de la margen izquierda. En las dos fotografías aéreas se observa una gran barra y un paleocauce que se adaptan perfectamente a la zona inundada. Los datos no permiten aclarar la génesis de este espacio, que a falta de más datos, se considera de origen tectónico.

Por otra parte, la localización de El Verger en el margen izquierdo del río, es bien significativa: fue edificado sobre una mota sobreelevada que lo deja a resguardo de las inundaciones, que sólo afectan a las casas próximas al río. El análisis de las fotografías aéreas demuestra que la sección se reduce notablemente en este sector a causa de la existencia de una protuberancia (probablemente una barra) en el margen derecho que dirige las aguas hacia la parte izquierda (Costa, 1977). La canalización previa a 2007, realizada en fecha imprecisa entre 1949 y 1956, fosiliza esta forma, contribuyendo al anegamiento del Carrer del Riu, donde las aguas alcanzaron algo más de 2 metros de altura.

En el margen derecho la virulencia de las últimas inundaciones provocó la caída de una vivienda. En este punto, en las fotografías aéreas se observa una desviación

del flujo hacia el este, coincidiendo con el ápice del abanico aluvial atribuido al Pleistoceno superior. Hoy día, las obras de corrección efectuadas han eliminado parte de las viviendas próximas al río, con objeto de incrementar la sección del cauce y reducir los efectos de las crecidas.



Fotos 31 y 32: El cauce de 2007 y las obras actuales en El Verger, en las que se observa una significativa ampliación de la sección a costa de algunas viviendas.

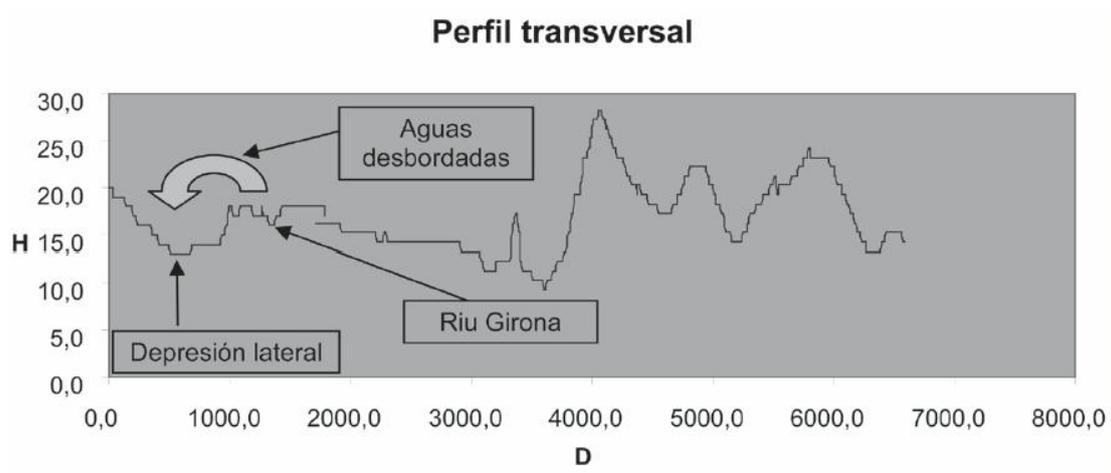


Figura 16: Perfil transversal del río Girona a la altura de El Verger



Foto 33: Las obras actuales en El Verger dejan al descubierto los niveles pleistocenos que forman el abanico aluvial (el naranja intenso de la base del perfil) bajo las barras fluviales recientes (holoceno).

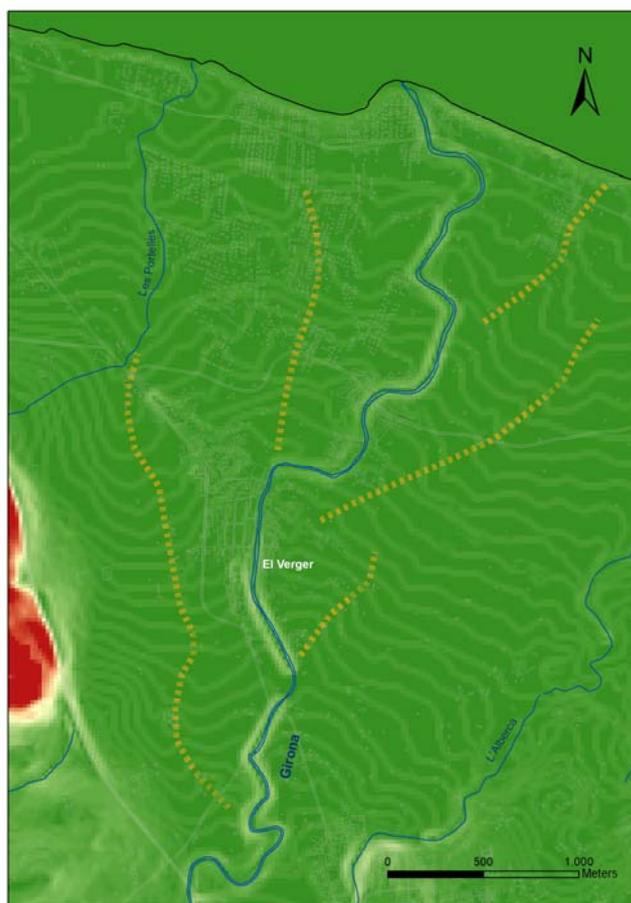


Figura 17: Paleocauces asociados a los abanicos del Pleistoceno superior y el Holoceno en el tramo final del Riu Girona según Ferrer (1997) y Segura (2009).



Foto 34: Subdelta de derrame (crevasse splay) generado por la crecida de 2007 a la salida del meandro inferior de El Verger, con abundante material grueso.
CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

D) Sector de Els Poblets

En este sector la zona inundada se ensancha de nuevo, coincidiendo con el abanico pleistoceno superior que arranca en El Verger y sobre el que se asientan Els Poblets y numerosas urbanizaciones. En la fotografía aérea de 1997, la isohipsa de 10 m marca un paleocauce perfectamente definido, responsable de la inundación de las urbanizaciones de Els Poblets, que no estaban construidas en 1956. El paleocauce arranca del meandro inmediatamente posterior a El Verger, en este punto, tras la crecida de 2007 aparecieron numerosos cantos y bloques de gran tamaño, a modo de *crevasse splay*, que permiten valorar la magnitud del riesgo de aportaciones de sedimentos durante estos episodios de crecida en cauces braided de tamaño medio.

Este límite septentrional del área inundada ofrece alguna duda. En la mayor parte de este sector, este límite coincide con el paleocauce anteriormente mencionado, si bien parece que una pequeña parte de los caudales pudieron ser captados por el barranco de les Portelles. Como ya se ha comentado anteriormente, el tramo inferior de este barranco es en cierto modo el desagadero natural de la depresión del Clot del Francés, que en la cartografía militar de los años 40 aparece denominada como el barranco de la Cremaella.

Por su parte, por el margen derecho, las aguas desbordadas enderezan los meandros sin extenderse demasiado. Por debajo de la isohipsa de 10 m, la superficie anegada se ensancha de nuevo, coincidiendo con el ápice del abanico holoceno y marcando también un paleocauce al sur de la desembocadura actual. Éste, durante la crecida de 2007, vehiculó un caudal considerable atravesando las zonas residenciales de la urbanización Cabañas III, buscando desde allí otra salida al mar. En estos sectores distales del cono holoceno, los materiales depositados por la crecida fueron en su mayoría de calibres finos, si exceptuamos el principal eje fluvial.



Foto 35: Los bloques y cantos levantados a más de 4 metros de altura desde el lecho del Girona y depositados en forma de subdelta de derrame aguas abajo de El Verger dan la medida de la peligrosidad de aporte de sedimentos durante las crecidas del Girona.

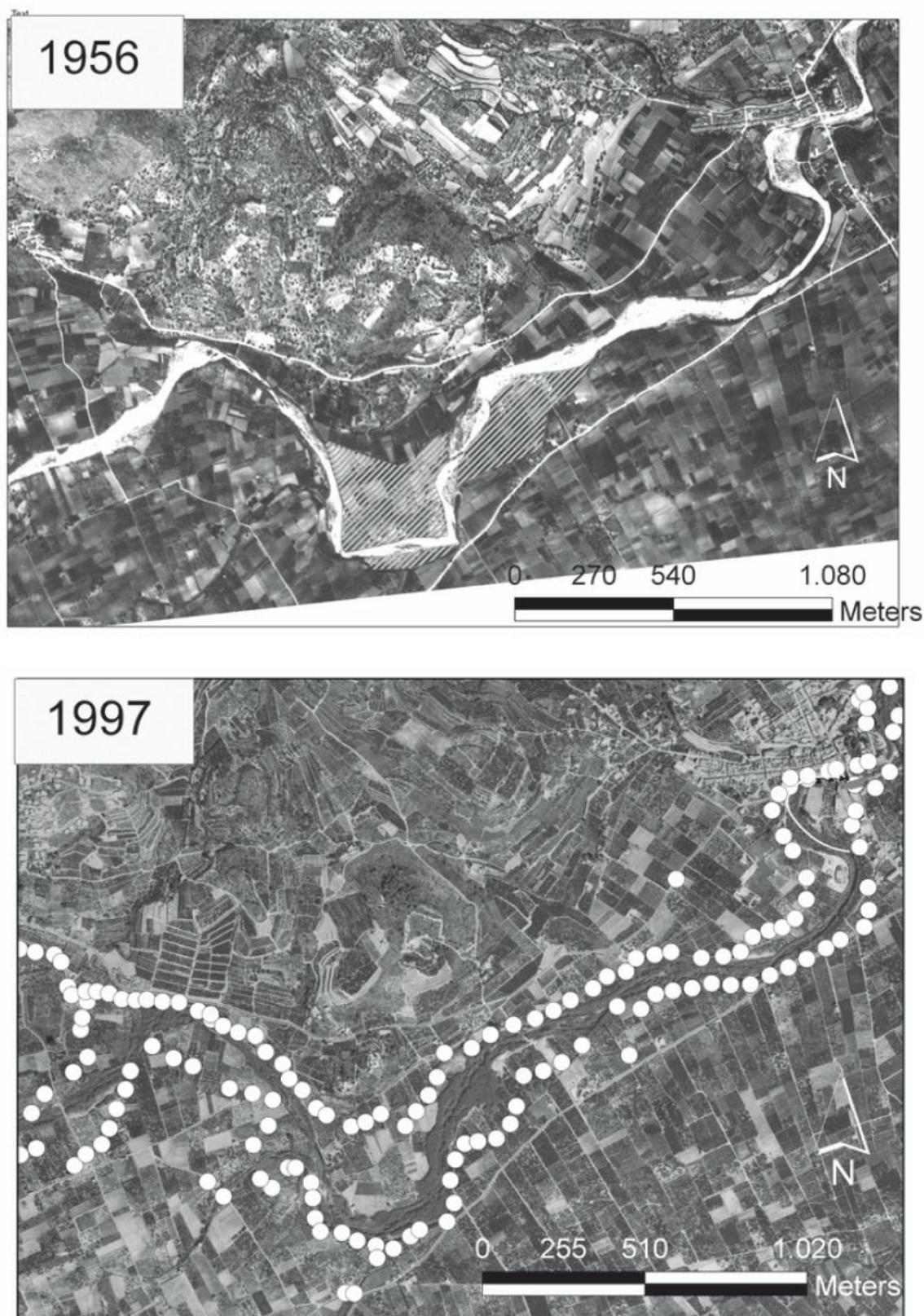


Figura 18: En la fotografía aérea de 1956 se señalan las barras y los point bars, inundados en 2007; sobre la ortofotografía de 1997 se ha superpuesto la zona inundada en 2007.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

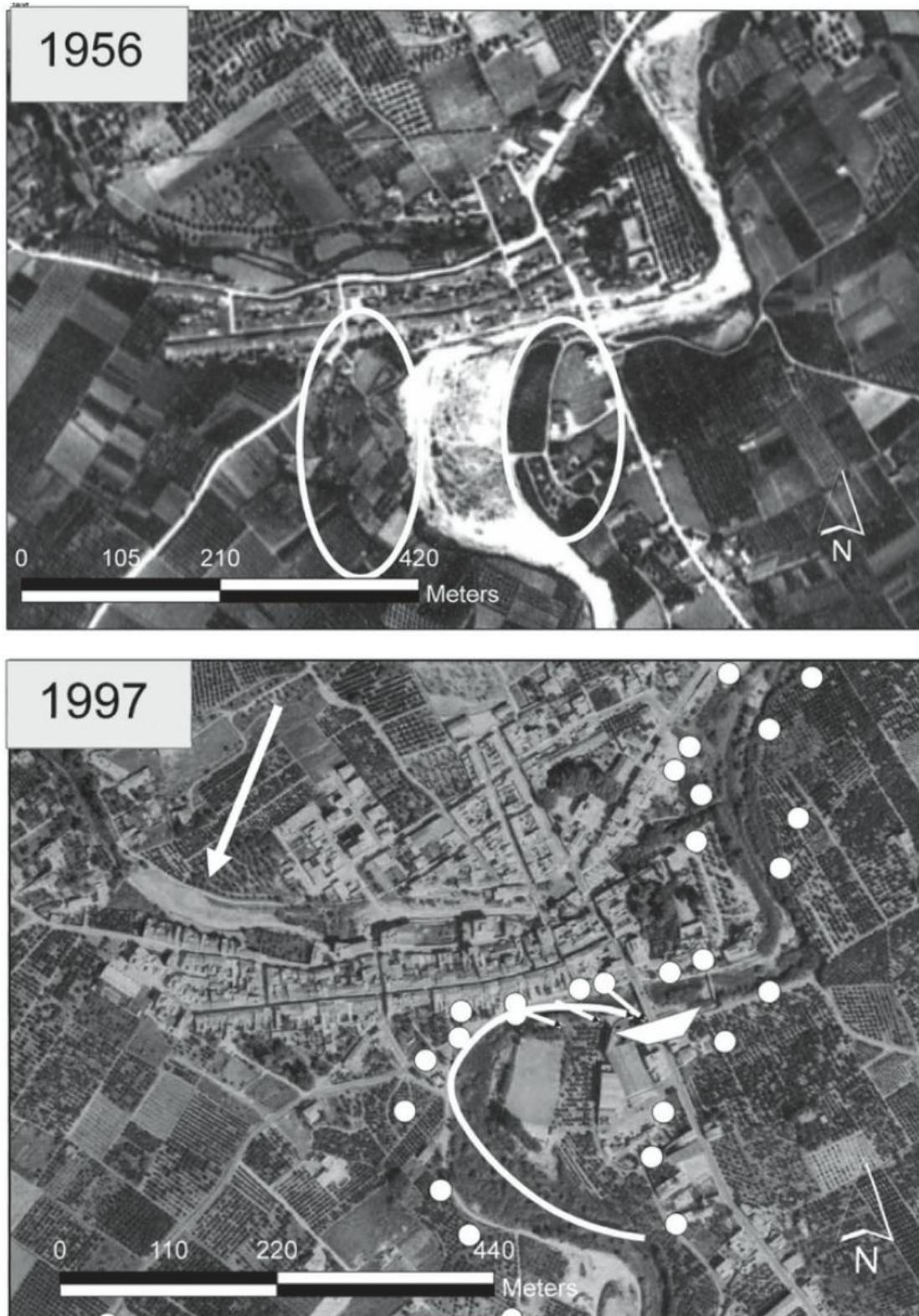


Figura 19: En la fotografía de 1956 se han señalado el lóbulo de meandro o point bar y las barras inundadas en 2007. En la ortofotografía de 1997 se ha marcado la línea de máxima velocidad en el meandro y la reflexión del agua provocada por la fijación del margen izquierdo, lo que ha producido una fuerte erosión en el margen derecho y la caída del puente. En el margen izquierdo la flecha indica el barranc de Segària soterrado.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

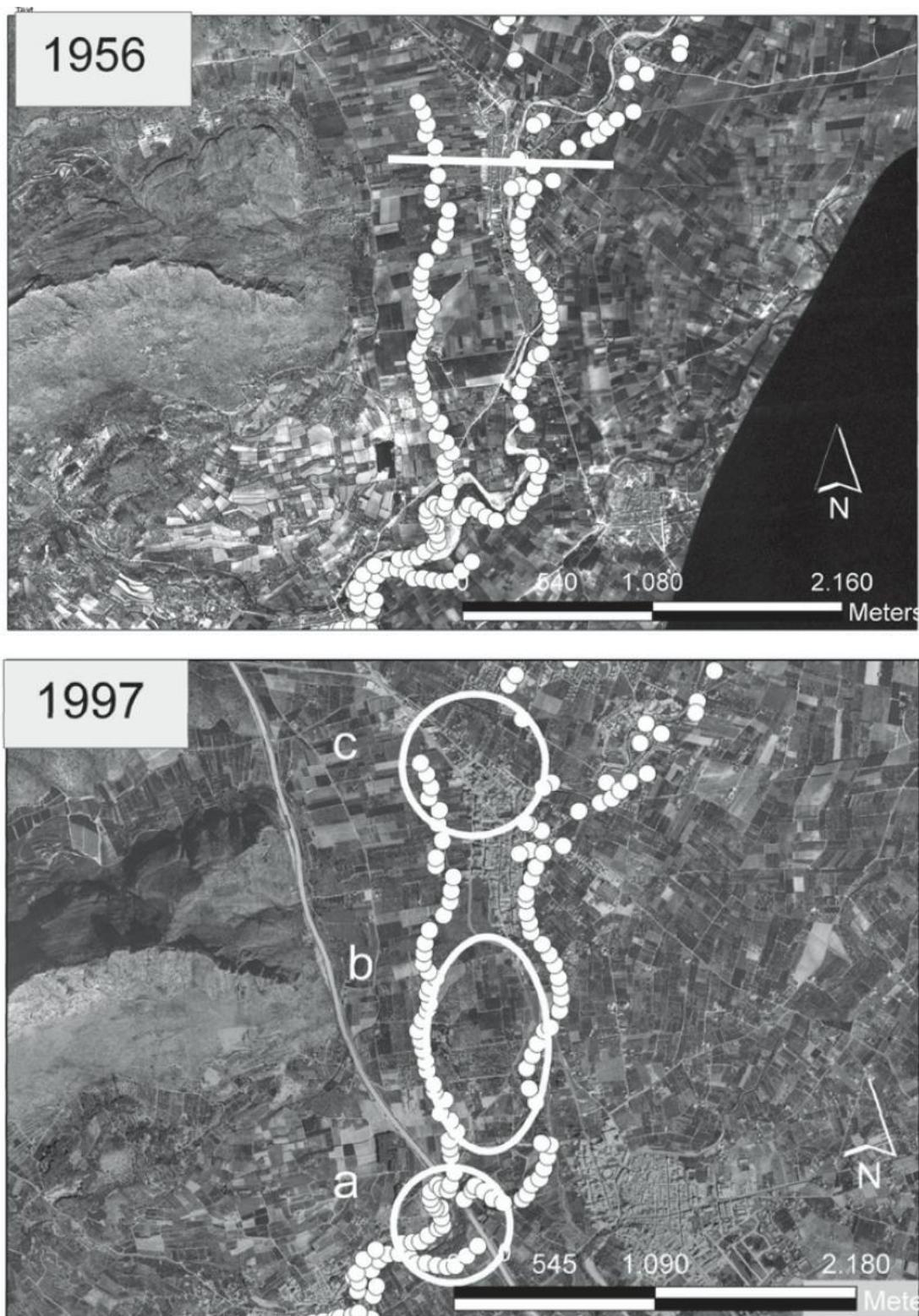


Figura 20: Zona inundada en El Verger (foto de 1956). En la ortofoto de 1997 se ha señalado: a) en la base de la fotografía el efecto barrera de la autopista, b) un paleocauce y una barra en la depresión de el Verger, c) la localización de El Verger sobre una mota sobreelevada. En la foto de 1956, la línea indica la ubicación del perfil transversal; en la ortofoto de 1997, la flecha señala la ubicación de la casa derrumbada, que coincide con la desviación del flujo hacia el sur y marca el ápice del abanico del pleistoceno superior.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

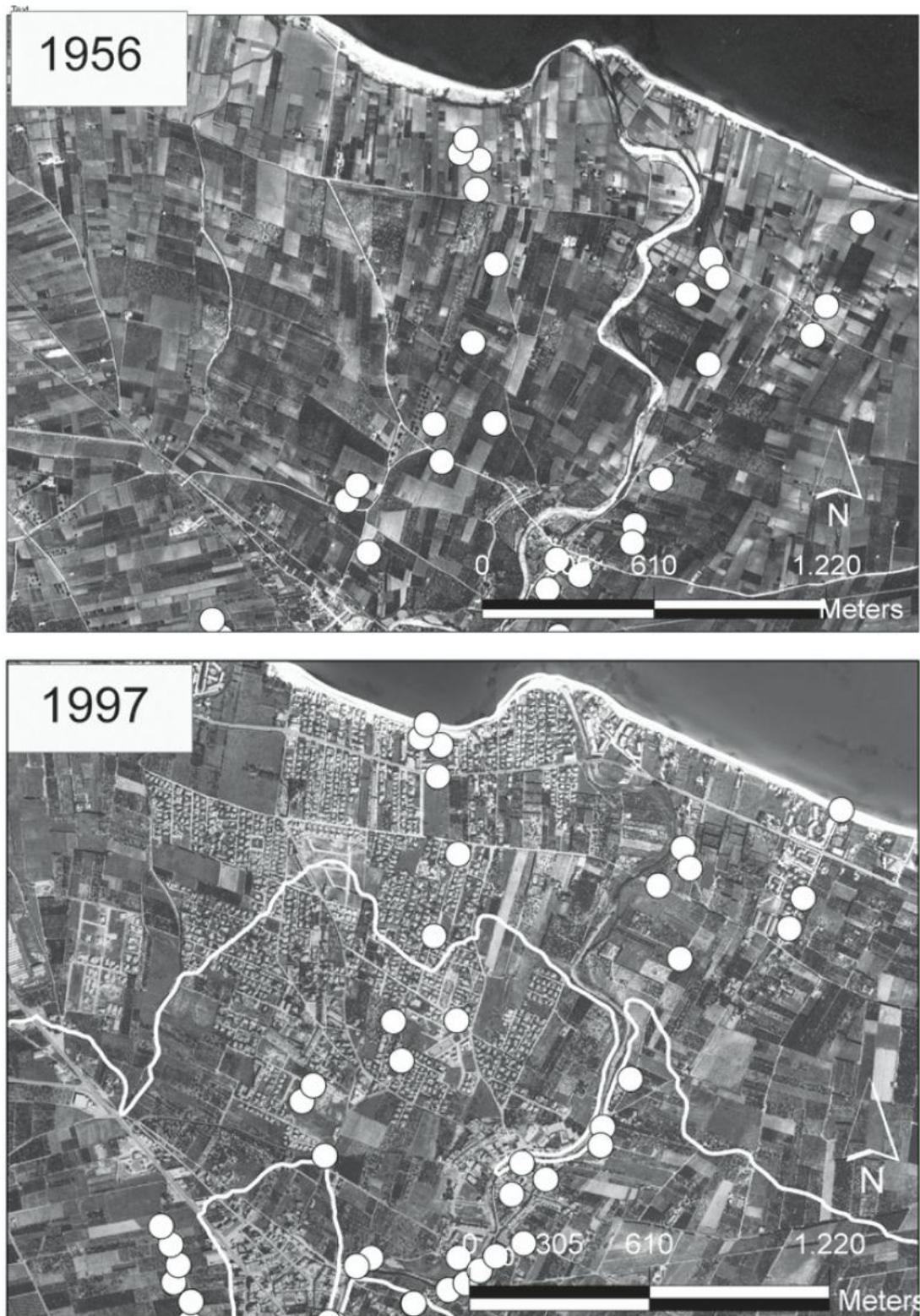


Figura 21: Fotografía de 1956, con la zona inundada. a la ortofotografía de 1997 se le han superpuesto las curvas de nivel de 10 y 20 m. La flecha señala un pequeño barranco que nace en la depresión de El Verger, bien marcado por la curva de 10 m. La curva de 20 m marca la mota sobre la que se asienta El Verger y los tres conos que forma el río en este sector: dos relictos, con un paleocauce, y el actual, coincidente con la punta de l'Almadrava, donde desemboca hoy en día.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

1.5.- BARRANC DE L'ALBERCA

La cuenca del barranc de l'Alberca se dispone en paralelo a la del riu Girona, extendiéndose desde las sierra de Segili y el Castell d'Aixa, hasta la marjal costera. Se trata de un espacio de cierta complejidad hidrológica, singularmente en las zonas de cabecera, debido a la presencia de numerosos cauces, algunos de los cuales desaparecen antes de confluir con el río o barranco de l'Alberca. El análisis geomorfológico requiere considerar por separado los dos sectores de cabecera: el del barranc de l'Alberca y Barranquet por un lado, y el barranc de la Fusta por otro, para analizar posteriormente el tramo bajo de l'Alberca.

1.5.1.- El barranc de la Fusta

El barranc de la Fusta drena un espacio alejado de los edificios aluviales del riu Girona y compartimentado por diversos relieves calcáreos y margosos. El sector de cabecera coincide con el valle de Pedreguer, una depresión de dirección E-W flanqueada por la Sierra del Castell d'Aixa por el sur y el Mirabó y la Sella por el norte. Las principales aportaciones de esta cuenca proceden de la Serra del Castell d'Aixa una alineación secundaria en la que se encajan tres barrancos, el barranc dels Pouets, el barranc de Càfer y el de Les Fonts. Los tres descienden con una acusada pendiente en perpendicular al llano y al llegar a éste, generan tres conos aluviales de diferentes proporciones, coalescentes con otros pequeños edificios sedimentarios formados por barrancos menores y de naturaleza aluvial-coluvial (Figura 22).

Tanto estos tres cauces como los barrancos menores van perdiendo progresivamente encajamiento a lo largo de sus conos, para desvanecerse al final de estos depósitos sedimentarios. Esta situación es particularmente preocupante puesto que en este tipo de morfologías no suelen generar percepción de riesgo y en todos ellos se observa una creciente ocupación por residencias secundarias o turísticas. Con todo, el caso más llamativo es el del barranc dels Pous, cuyo cauce se incorpora a la trama urbana de Pedreguer, a veces con un modesto canal, en algunos tramos entubado y finalmente como parte del callejero.

Este hecho ha generado problemas cuando se producen precipitaciones intensas y están documentados daños materiales en diversas viviendas de la localidad durante el temporal de octubre de 1957 (Zamora, 2004). Tales circunstancias pueden darse también en el barranc de Càfer, que a mediados del siglo pasado estaba alejado de la población, pero que hoy, debido a la expansión urbana, desaparece sobre la trama construida. La situación puede ser más grave en este segundo caso ya que si bien el núcleo histórico de Pedreguer presenta un callejero perfectamente ajustado a la geometría del cono, con las típicas calles-barranco que se observan en otros núcleos alicantinos, la trama del sector urbanizado recientemente es ortogonal y dificulta la evacuación de los caudales por la pendiente del cono aluvial. Además, es previsible el

acarreo de aportes moderados de sedimento grueso, debido a la fuerte pendiente, a la configuración del roquedo y a la falta de cubierta vegetal de la sierra contigua.

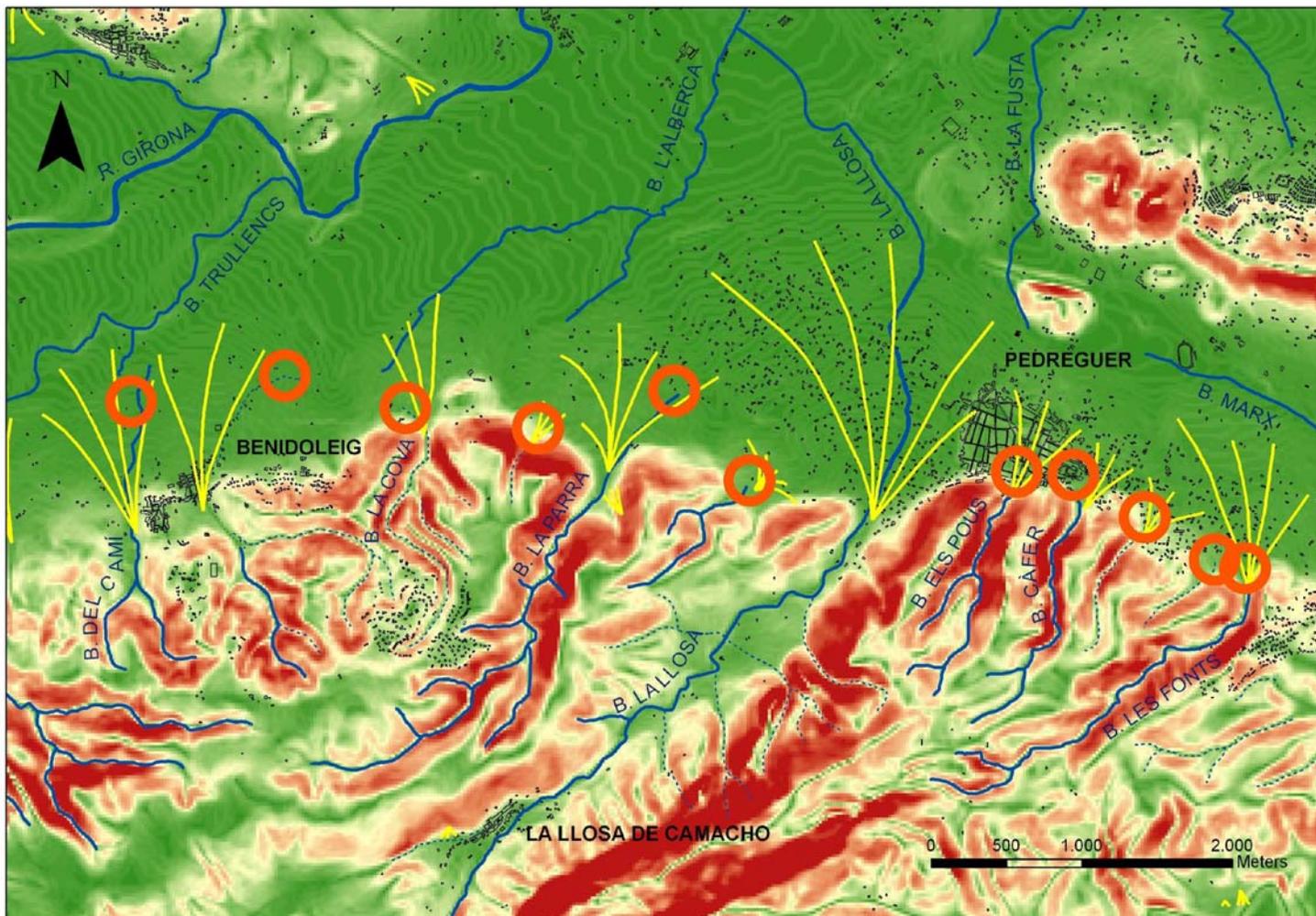


Figura 22: Conos aluviales (líneas amarillas) y desapariciones de cauces (círculos anaranjados) en la cabecera de la cuenca del Alberca.

Por el fondo del valle de Pedreguer discurre en dirección oeste el barranc de Marx, que vehicula las aguas dispersadas en los diferentes conos adosados a la sierra del Castell d'Aixa, así como el flujo laminar que recoge la rampa coluvial del Mirabet, el Miquelet y la Sella. Este drenaje ha sido canalizado recientemente para disminuir el riesgo de inundación del polideportivo de Pedreguer y el polígono industrial de la partida de les Galgues. Durante el año 2004, se produjo un desbordamiento de este cauce causando la muerte de una persona que vio arrastrado su automóvil. Este sector está siendo objeto de una intensa ocupación por industrias y equipamientos públicos – polideportivo, escuelas— en un zona en la que convergen los flujos de la cabecera de la cuenca.



Figura 23: Ortofotomapa del valle de Pedreguer, indicando (en amarillo) los conos aluviales y el drenaje del barranco del Marx a través de los nuevos desarrollos urbanísticos.

La salida de este valle ha sido bloqueada por la progradación del cono aluvial del Barranco de la Llosa de Camacho, de forma que el barranco del Marx – denominado de la Fusta a partir de este punto-- se ve obligado a describir un giro hacia el norte junto al relieve calcáreo de los Picatxos, saliendo de este modo al glacis del llano de Dénia. A partir de este punto el barranco discurre con un cauce constreñido por los cultivos de regadío, que estrechan notablemente su sección, e incorpora algunos tributarios que drenan espacios del glacis con escasa pendiente y poca capacidad de remoción de sedimentos. Por la derecha recibe aportes de depósitos aluviales y coluviales de naturaleza calcárea, a través del barranco de l'Albardanera, mientras que por su margen izquierda los afloramientos de facies Keuper de la partida

del Saladar, aportan sedimentos finos de naturaleza margo-yesífera, a través del barranc Aigualós, cuyo cauce es estrictamente una acequia de drenaje local.

1.5.2.- La vaguada de les Alberques y el barranc de la Llosa de Camacho

El barranco o río de l'Alberca nace en el Clot de l'Alberca, un manantial o surgencia que diversos autores han identificado como punto de descarga del karst de la Cova de les Calaveres (Calvo, 1908; Costa, 1977). Morfológicamente su tramo inicial es en realidad el drenaje de una depresión situada entre los conos adosados a la Sierra de Segili y el arranque del glacis que cubre la mayor parte de esta subcomarca, que no tendría mayor significación hídrica de no ser por esta alimentación subterránea casi permanente. De hecho, su tributario por la izquierda, el barranc de Cova, presenta una cuenca de mayores dimensiones y capta también las aguas pluviales de varios conos de la citada sierra. Son precisamente estos conos, con frecuentes desapariciones de cauce, los que, extendidos entre Orba y Pedreguer, pueden generar realmente situaciones de riesgo. Este es el caso de los barrancos del Camí, de Benidoleig –que además circula entubado bajo la trama urbana--, de la Cova, el barranc de la Parra y el de la Llosa de Camacho.

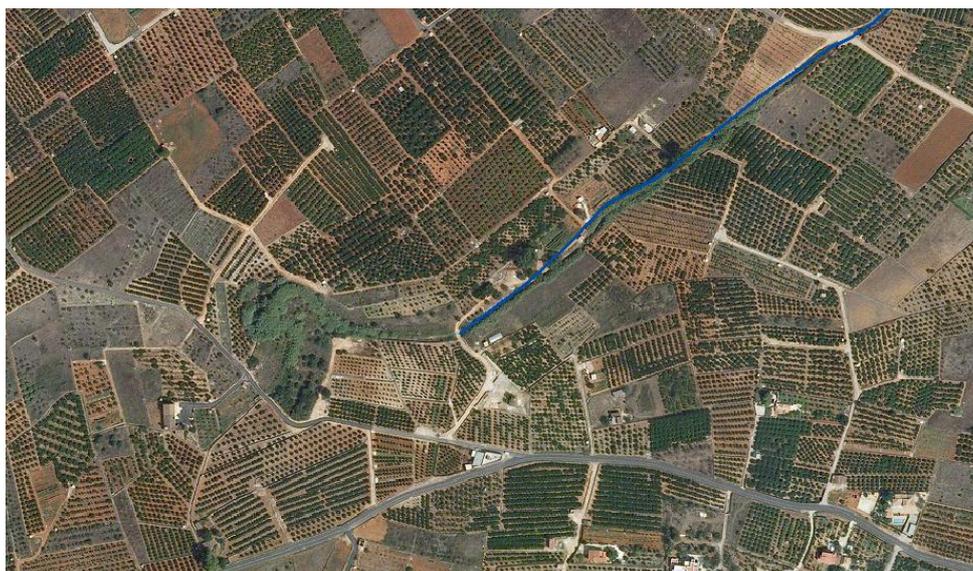


Figura 24: Clot de l'Alberca, antiguo ullal en el que nace el barranco, al fondo de la surgencia, a una profundidad de 12 m, aflora el terciario impermeable.

Este último es el de mayor significación, por el tamaño y pendiente de su cuenca vertiente. De hecho, en cabecera, son recurrentes los problemas de sus pequeños tributarios en la localidad de la Llosa de Camacho, cuyas calles se han inundado en octubre de 2007 y en 2009. El barranco discurre apenas encajado por el fondo de valle, entre cultivos, y construye un cono a la salida de los relieves, sobre el que se encaja. A lo largo del cono la sección se halla artificializada por

abancalamientos de mampostería o piedra seca y presenta en el lecho y los campos próximos abundante material de calibre medio (gravas y cantos).

Tras el sector distal del cono, el barranco ve bloqueada su salida por los relieves miocenos de Benicarrac y gira a su izquierda buscando salida hacia el Alberca. Allí existía una depresión, conocida antiguamente como la Marjal, donde se disipaban en el pasado las aguas de sus crecidas. Esta pequeña hondonada ve limitada su salida directa hacia el mar, siguiendo la rampa del glacis, debido al obstáculo que suponen la alineación de relieves triásicos y miocenos que va de Ondara al calcáreo de los Picatxos, y que compartimenta todo el edificio sedimentario. En la imagen aérea de 1957 --y las posteriores hasta 2002-- se observa una salida en forma de acequia, de escasa sección, que a duras penas permitía el drenaje de esta partida aguanosa. Sin embargo, hoy día la situación es más compleja.

Por un lado, esta salida persiste, pero con un trazado más dificultoso. El cauce del barranco pasa bajo la AP-7, franquea entubado las instalaciones del peaje, atraviesa mediante un encauzamiento reciente --de escasa sección-- el área comercial de Les Marines, se introduce en un paso subterráneo bajo la nueva carretera nacional, discurre junto a varias industrias y finalmente vuelve a cruzar esta vía en sentido contrario antes de caer sobre el cauce de l'Alberca. Por otra parte, también existe un drenaje paralelo a la AP-7 conectado al barranco, que bordea el bucle de acceso al peaje y desagua en l'Alberca aguas arriba de su paso bajo la autopista. En definitiva, sobre la antigua marjal, existe un doble cauce completamente artificial, fruto de la suma de diversas actuaciones en busca de soluciones locales, sin perspectiva de conjunto.



Figura 25: Doble trazado de la desembocadura del barranc de la Fusta en el cauce de l'Alberca. En azul claro, el trazado histórico, parcialmente encauzado a través de las infraestructuras viarias y los nuevos desarrollos urbanísticos, aunque con una sección notablemente menor a la existente aguas arriba. En azul oscuro, la zanja de avenamiento paralela a la autopista, que es la que cartografía el ICV como cauce del barranco.

El barranco de l'Alberca discurre también en este sector, inmediatamente aguas arriba de Ondara, intensamente artificializado. Después de la confluencia, el barranco describe varios meandros revestidos de escollera, con una curvatura muy pronunciada bajo el puente de la nueva CN-332. En este punto, donde el barranco entra muy forzado, la última crecida –probablemente la de 2007– ha dañado una zona ajardinada y ha desmantelado parte de la escollera, dejando al descubierto la zapata del citado puente, que queda precisamente expuesta al eje de mayor velocidad del flujo. Este tramo concluye a la entrada del casco urbano, donde un azud histórico ha fosilizado el trazado del cauce.



Figura 26: Efectos del desbordamiento del barranc de l'Alberca en Ondara en 2007, sobre una imagen de 2006. En el círculo posición de las fotografías siguientes y, señaladas con flechas, dos pasarelas suprimidas tras la crecida.



Fotos 36 y 37: Daños causados por el desbordamiento del barranc de l'Alberca bajo el nuevo puente de la N-332.

1.5.3.- El barranc de l'Alberca de Ondara al mar

Ondara se alzaba históricamente sobre un promontorio --probablemente asociado a los afloramientos del Keuper próximos—completamente a salvo de las crecidas del barranco. Sobre el lecho y orillas de l'Alberca sólo se situaban el azud de la acequia de riegos y otros aprovechamientos hidráulicos tradicionales. Sin embargo, este municipio dirigió, desde inicios del siglo XX, parte de su crecimiento hacia el barranco, hasta el punto de artificializar completamente su sección --muy estrechada aguas abajo del azud-- y ocupar la margen opuesta. De hecho, varias casas delimitan con sus muros el cauce junto al puente de la antigua carretera que atravesaba el pueblo.

En consecuencia, el barranco se ha desbordado en varias ocasiones durante el siglo XX, singularmente por su margen izquierda, menos elevada, anegando las calles contiguas al cauce y afectando algunas viviendas. Durante las lluvias torrenciales de octubre de 2007, el puente de la antigua carretera llegó a entrar en carga --como puede observarse en varios videos alojados en Internet— sin que afortunadamente se produjeran daños mayores.

La sección natural del barranco está completamente alterada, tanto en este punto como a lo largo de todo el casco urbano. Además, al norte del casco urbano, el desarrollo reciente de este municipio ha tendido a favorecer la ocupación de la margen derecha del barranco, terraplenando parte del cauce y la terraza fluvial para sobreelevar las áreas objeto de actuaciones urbanísticas. De esta manera se facilitará el desbordamiento por la margen izquierda, donde se observa claramente como los pretilos de hormigón quedan a mayor altura que los bancales cultivados más próximos al barranco. Se trata pues de otra artificialización completa del cauce, dentro del cual se ha construido un canal de hormigón con una sección más estrecha que la que presentaba originalmente y, con bastante menor capacidad que el cauce natural de aguas altas del barranco.



Foto 38: Encauzamiento del Alberca en Ondara



Figura 27: Reconstrucción del cauce de aguas altas del Alberca a partir de los abancalamientos agrícolas y la fotografía aérea de 1957. Se observan las obras de urbanización de 2006 que han sobrelevado parte del margen derecho del cauce.



Foto 39 y 40: A la salida de Ondara el barranco permanece encauzado, mediante pretils que, como se observa en la imagen izquierda, quedan más altos que los campos inmediatamente contiguos pero no llegan a culminar la altura original del cauce. Por la margen derecha, en la misma imagen, un parking sobreeleva levemente parte del cauce antiguamente ocupada por los cultivos. La urbanización de la margen derecha ha alzado los terrenos del antiguo cauce de aguas altas. En la imagen derecha puede compararse la cota de los antiguos cultivos y de los nuevos viales, con una vieja balsa de riego en primer término. Las cañas del fondo indican la posición del cauce.

Este encauzamiento finaliza a poco más de doscientos metros del casco urbano y a partir de dicho punto, la sección continúa artificializada, pero en este caso únicamente por los aterrazamientos de los cultivos, que han reducido notablemente el lecho del barranco. De hecho, desde este punto hasta el mar, se reconocen en distintos puntos en los que los abancalamientos han escalonado el antiguo cauce de aguas altas para permitir su puesta en cultivo. Algunos campos presentan importantes proporciones de gravas fluviales que nos permiten estimar el calibre de los sedimentos aportados por el barranco de l'Alberca en sus crecidas.



Figura 28: En naranja los escarpes, fosilizados como abancalamientos, que limitan el cauce de aguas altas en las inmediaciones de la confluencia del Alberca y el barranco de la Fusta.

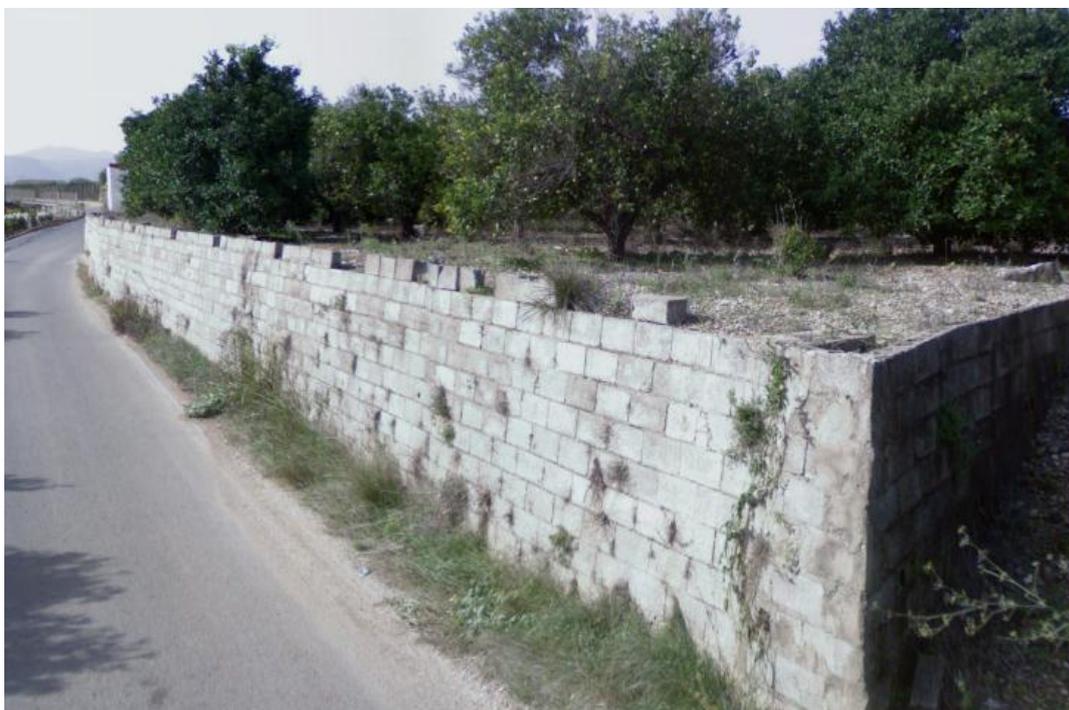


Foto 41: Detalle de un de estos escarpes junto al camí del Palmar.



Foto 42: Vista del barranco a su paso por el camí de Gandia. Ocupación parcial del cauce por cultivos de cítricos, mediante un bancale sobreelevado con un dique de hormigón. Se observa también la presencia de gravas y cantos en el campo de naranjos.

En este sector el barranco discurre por el margen oriental del abanico del Pleistoceno superior del Girona, y confluye con el barranco de la Fusta debido al efecto de bloqueo que generan sobre éste los resaltes miocenos de Torrecarrals. A la salida del confinamiento que causan estos relieves y el edificio aluvial del Girona, el barranco de l'Alberca sale al llano litoral en dirección norte, a través de un espacio deprimido de forma triangular fácilmente inundable, que estuvo ocupado por marjales hasta la colonización agrícola del setecientos. El margen oriental de este espacio queda establecido por la punta dels Molins y la partida del Palmar de Llanos, situados a una cota más alta. Esta suave elevación, que parece descender desde Torrecarrals, parece tener un origen tectónico. No obstante, sin un conocimiento más detallado del subsuelo, no debe descartarse la posibilidad de que estemos ante un antiguo edificio sedimentario del propio Alberca.

En todo este tramo inferior, hasta la mar, el barranco presenta una importante meandrización, asociada a la pérdida de pendiente. Se observa incluso, en las inmediaciones de la desembocadura, una corta sobre un meandro. Algunas de estas formas –singularmente las más alejadas de la desembocadura– plantean no obstante algunas dudas genéticas, podrían tratarse tanto de una meandrización natural sobre un antiguo espacio anfio, como de una fosilización forzada de origen antrópico de las principales divagaciones de un antiguo cauce braided.

La desembocadura del barranco ha sido objeto de importantes alteraciones, debido a la construcción, hasta fechas muy recientes, de edificaciones turísticas que estrechan la sección natural del barranco y obstruyen la salida de aguas. Tras el paso por el amplio puente de la carretera de les Marines, se observa una importante erosión de la margen izquierda del cauce, y un edificio que recientemente ha artificializado la margen derecha. La restinga es prácticamente inexistente y apenas existen

acumulaciones de arena posteriores a la berma, por lo que el barranco desagua sin más obstáculo que el generado por la altura de aguas marinas durante los temporales.



Foto 43 y 44: Imágenes de 2008 y actual que muestran un terraplenamiento parcial de la desembocadura en su margen derecho para la construcción de apartamentos turísticos. Se observa el carácter continental de los materiales excavados para la cimentación, a escasos metros del mar, muestra del comportamiento regresivo de la línea de costa.



Foto 45 y 46: Erosión lateral en la margen izquierda de la desembocadura, se observa en el perfil la presencia de rellenos efectuados para terraplenar el cauce.

1.6.- EL BARRANC DE L'ALTER

El barranco de l'Alter es, de todos los descritos en este informe, el que presenta un riesgo de inundación menor, debido al reducido tamaño de la cuenca y a su escasa pendiente. Pese a ello, comparte algunos rasgos comunes con los demás cauces aquí analizados, fundamentalmente derivados de una intensa antropización de la cuenca vertiente, manifiesta sobre todo en un estrechamiento de la sección del cauce, de origen agrícola en la parte alta y urbano en el sector costero.

Morfológicamente, podemos caracterizar el barranc de l'Alter como un drenaje de una depresión interna de un glacis fuertemente compartimentado por la presencia de resaltes de materiales miocenos. Su cuenca es en esencia un espacio deprimido,

un interfluvio entre las cuencas del Alberca y el Regatxo de las que queda aislado por los citados relieves (Figura 29).

El sector de cabecera está constituido por un pequeño espacio deprimido, la partida de Beniatlà, entre los resaltes miocenos de Torrecarrals y el Tossalet y los relieves calcáreos de la Pinella. Esta zona, de apenas 1 km² de superficie es de topografía plana y se halla completamente ocupada por cultivos citrícolas. Dos acequias canalizan las escorrentías de la partida y dan origen, en su confluencia, al barranco de l'Alter, cuyo cauce, con una sección modesta, se encuentra a lo largo de este tramo parcialmente revestido de hormigón y mampostería.

La partida de Beniatlà parece presentar cierto aislamiento topográfico respecto al resto de la cuenca, debido al obstáculo que suponen los afloramientos miocenos citados, que compartimentan la llanura de Dénia en diversos sectores. Sin embargo, el barranco salva este umbral topográfico mediante un canal excavado sobre los materiales terciarios, cuyo origen puede estar en una mejora artificializada del drenaje de estas partidas efectuada por los agricultores.

Una vez salvado este umbral, describe un giro hacia el Este, drenando la cara septentrional de los pequeños relieves miocenos, para poco después, volver a girar hacia la costa. Hacia el sureste, el límite de la cuenca lo marca un suave collado entre dos alters o lomas miocenas, de escasa relevancia topográfica. Allí, lindando con el camino viejo de Ondara o camí de la Bota se localiza un escarpe de metro y medio de altura, una magnitud inusual en este sector llano. Este desnivel está situado a menos de 200 m del cauce del barranco del Regatxo, que en este punto describe una pronunciada curva tras un doble meandro. La proximidad del barranco del Regatxo, cuyo cauce es insuficiente para los caudales máximos de crecida, y la presencia del escarpe, que aceleraría la velocidad del flujo, hacen necesario considerar la posibilidad de que parte de los flujos del primero pudieran ser vehiculados hacia la cuenca del barranco de l'Alter (Figura 29).

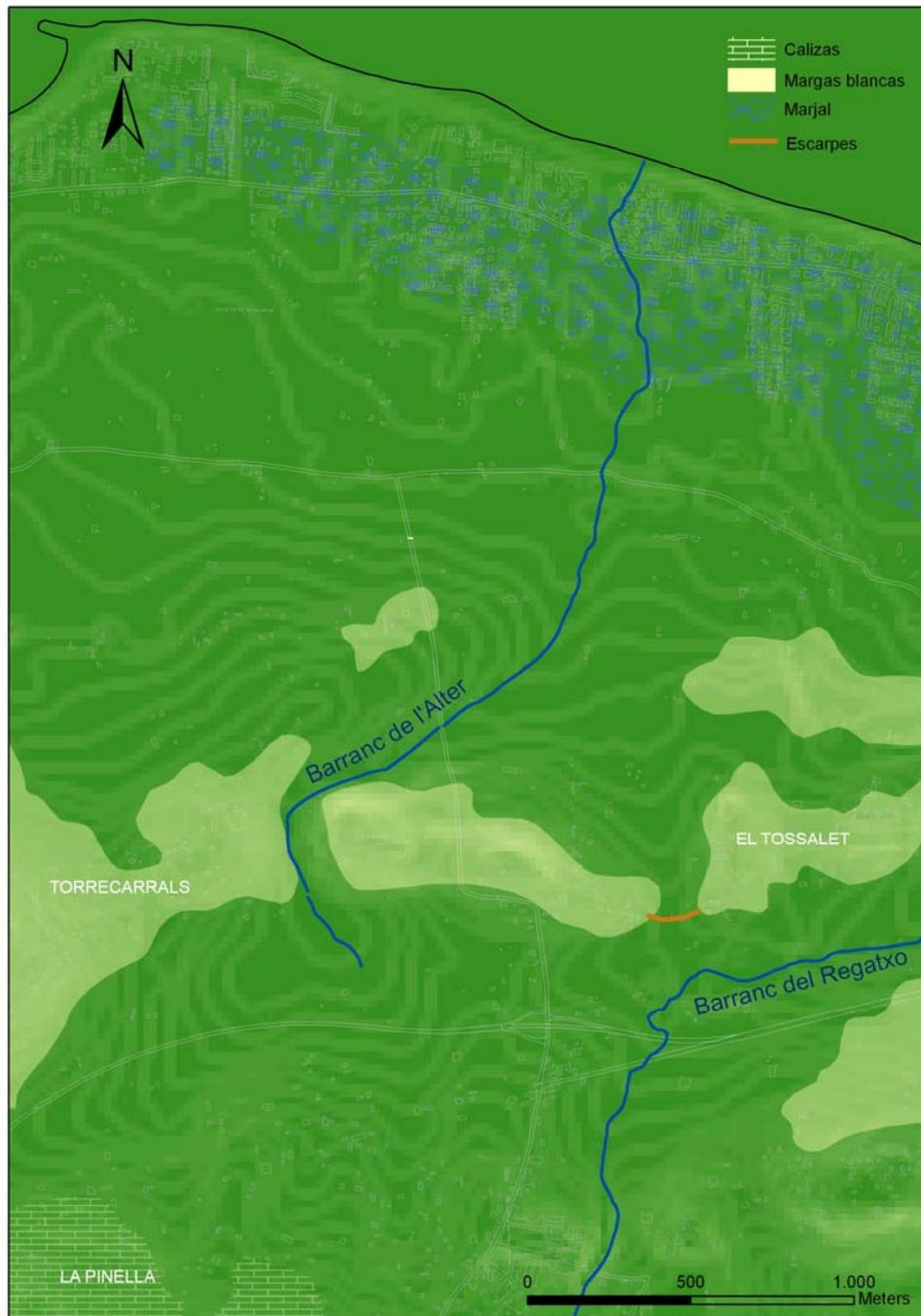


Figura 29: Mapa del barranc de l'Alter con indicación del escarpe localizado en la divisoria de aguas con la cuenca del Regatxo.

Aguas abajo de este punto, y hasta cerca de la desembocadura, el cauce presenta una sección rectangular completamente artificial, resultado de las tareas de transformación agrícola del llano costero de Dénia y de su posterior ocupación por urbanizaciones turísticas. Las infraestructuras de comunicación, tanto el histórico camino de Dénia a Gandia como la carretera de les Marines se ajustan a esta sección artificial, cuando no la reducen, como ocurre en este último caso. De hecho, la

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

carretera de les Marines suele verse cortada en este y otros desagües similares cuando se producen precipitaciones de cierta intensidad.



Fotos 47 y 48: Dos imágenes del barranco de l'Alter en las que se observa su cajero artificializado. A la izquierda, en la parte alta, sobre el camino viejo de Pego, puede verse como apenas hay contraste topográfico entre el lecho y los campos adyacentes, el cauce se limita a dos muretes de mampostería entre dos parcelas. A la derecha, ya en la marjal, el cauce parece excavado entre los campos y parcelas urbanizadas.



Foto 49: Paso del barranco bajo la carretera de les Marines

La salida al mar se produce mediante un cajero artificializado de 3 metros de anchura, confinado por muros que protegen varias construcciones turísticas y una pequeña zona ajardinada. Las tareas de limpieza y mantenimiento del cajero han descalzado parcialmente algunos de estos muros, que podrían ceder en próximas crecidas.

El perfil del cauce deja al descubierto arcillas pardo-rojizas, que demuestran el predominio de los ambientes deposicionales de carácter continental a escasos metros del mar. En este y en otros tramos finales del cauce, pese a la extrema antropización, se puede observar un predominio casi absoluto de la fracción fina en los sedimentos del barranco.



Foto 50: Desembocadura del barranco

El balance y morfometría de los sedimentos está condicionado por la escasa magnitud y pendiente de la cuenca, que limita considerablemente el calibre de los aportes. Además, el uso agrícola del suelo en la mayor parte de la cuenca, con parcelas de regadío bien niveladas, rodeadas por muretes de hormigón y, en el sector de cabecera, emplazadas a una cota inferior que la red de caminos, reduce la movilización de sedimentos. La configuración de estas infraestructuras agrarias, con una topografía invertida, puede estar actuando –como en otros sectores huertanos–, no sólo como un factor limitante del calibre y volumen de sedimentos, sino probablemente también ralentizando la generación de escorrentía en la cuenca.

La acumulación de arenas en la playa es insignificante, a pesar de las múltiples operaciones de defensa y regeneración costera desarrollados en las últimas décadas en este sector. La regresión de la línea de costa se hace pues evidente en este sector, donde los temporales marinos retiran periódicamente las arenas de las playas y llegan a dañar las construcciones más próximas al mar. En consecuencia, la restinga o

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

antiguo cordón dunar de este sector no supone ningún obstáculo significativo para el desagüe del barranco durante las crecidas. El bloqueo de las aguas desbordadas del barranco se debe únicamente a la altura alcanzada por las aguas marinas durante los temporales y al efecto de barrera que constituyen las urbanizaciones turísticas y las vías de comunicación, en este caso, el insuficiente paso de la carretera de Les Marines.

En circunstancias similares, pero con una cuenca aún mucho menor, se halla el barranco de les Bonetes o la Goteta, en el interfluvio Alberca-l'Alter, no considerado por este estudio. Las reducidas dimensiones de su cuenca y la intensa actividad constructiva desarrollada en este sector en las últimas décadas, hace que su respuesta ante las precipitaciones sea de carácter prácticamente urbano, con la salvedad del efecto de bloqueo que generan los temporales marinos sobre su desembocadura.

1.7.- BARRANC DEL REGATXO

El barranco del Regatxo, algunas veces referido como barranco de les Brises, es el principal aporte hídrico de las marjales de les Bassetes y el Raset, al oeste del casco urbano histórico de Dénia. Desde un punto de vista hidrogeomorfológico, conviene distinguir dos ambientes en esta pequeña cuenca, con diferente evolución y comportamiento en los procesos de desbordamiento e inundación. El primero es un sector estrictamente fluvial, entre la cabecera del barranco –partida del Bisserot– y el antiguo camino de Dénia a Gandia –la Feredat–, mientras que el segundo corresponde a la costa de restinga y albufera, en avanzado estado de colmatación e intensamente urbanizada, que se extiende entre Dénia y la cuenca del vecino barranco de l'Alter.

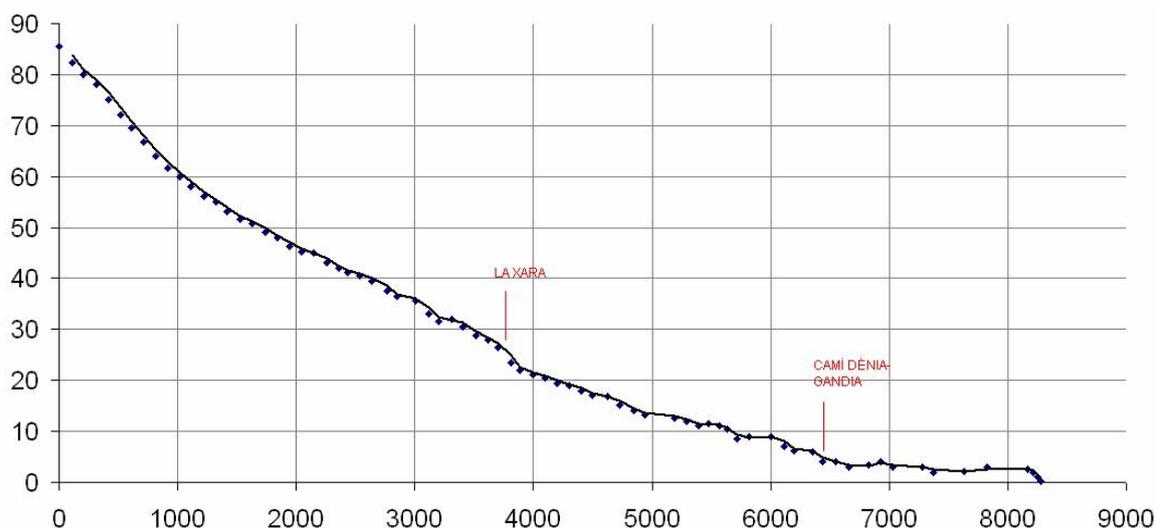


Figura 30: Perfil longitudinal del Barranc del Regatxo



Figura 31: Cabecera del barranco

1.7.1.- Sector Bisserot-Feredat

La cabecera del barranco se emplaza en las partidas del Bisserot y Mirabó, en el extremo suroccidental del macizo del Montgó. Se trata de dos pequeñas depresiones drenadas por sendos cauces que hoy día confluyen en las instalaciones del Golf La Sella. El primero es un valle flanqueado por los relieves calcáreos del Montgó y el Bisserot, al pie del cual aparecen depósitos aluviales y coluviales de arcillas, gravas y cantos angulosos y cuyo fondo lo ocupan cultivos de regadío y algunas edificaciones dispersas. La sección del cauce presenta un progresivo encajamiento, que alcanza un máximo a la salida de esta pequeña depresión. Es probablemente el sector en el que las condiciones naturales del cauce han sido menos alteradas.

Por su parte, desde los relieves calcáreos del Mirabó y el Tossal dels Molins, y las margas del Montroig desciende una suave rampa cuyo fondo aparece también relleno de arcillas y cantos angulosos, pese a que en este caso, la pendiente es mucho menor y el cauce es prácticamente inexistente o al menos resulta difícil reconocer el tálveg entre la red de caminos, los campos de cultivo y la vía del ferrocarril.

Como hemos dicho, la confluencia de estas dos cuencas de alimentación se sitúa hoy día en las instalaciones del Golf La Sella, las cuales han alterado radicalmente las condiciones del drenaje local. En primer lugar, el cauce que desciende del Bisserot, pese a su significativa sección –presenta cerca de 9 metros de anchura y 3 de profundidad–, es sustituido por un conducto subterráneo que atraviesa parte de las instalaciones, para emerger posteriormente en forma de canal de drenaje de apenas 4 metros de ancho. En segundo lugar, las construcciones anejas a esta instalación deportiva ocupan casi por completo un cono sobre el que se dispersan los flujos de un pequeño barranco que desciende del Montgó. Por último, el drenaje de la partida del Mirabó se efectúa mediante un canal artificial, que confluye con el del Biserot a la salida del campo de golf.

El cauce como tal desaparece en dicho punto y discurre sobre un camino asfaltado durante unos 400 metros, en paralelo a la vía férrea Alicante-Dénia, hasta que una acequia parece recoger sus aportes, para encajarse posteriormente entre los cultivos. En el paso inferior del ferrocarril, sobre un lecho de gravas, cantos y arcillas, recupera un ancho de 8 metros y se incorpora al glacis del llano de Dénia, a lo largo del cual irá incrementando su sección y encajamiento. En este sector anterior a La Xara, el glacis presenta retazos de una costra calcárea, desmantelada en las zonas cultivadas, pero que se observa perfectamente en la margen izquierda del barranco.

A la altura de La Xara, la proximidad del Puntal de Benimàquia y los resaltes miocenos próximos establecen un umbral topográfico que obligan al barranco a encajarse más de 7 metros sobre el nivel del glacis. El ancho natural del cauce no ha sido respetado en este sector y se observa una intensa ocupación que comprende cultivos abancalados en el interior del cauce, caminos de acceso a viviendas diseminadas, instalaciones pecuarias o zonas ajardinadas de reciente construcción. Incluso el puente de acceso a la carretera provincial la Xara-Jesús Pobre no respeta el

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

ancho del cauce. Aguas abajo, poco antes del cruce de la carretera de enlace con la AP-7 se detecta además una transformación muy reciente de terrenos agrícolas sobre el lecho del barranco.



Fotos 51, 52, 53, 54 y 55: Alteraciones antrópicas del cauce en el entorno de La Xara. Arriba una instalación pecuaria aguas arriba de La Xara y zona ajardinada junto al casco urbano. En la segunda línea el cauce poco antes del puente de acceso a la carretera La Xara-Jesús Pobre y junto a la carretera de acceso al peaje, donde se observa una transformación reciente. Por último, sobre estas líneas, cultivos abancalados y terraza ajardinada ocupando el cauce en el camino de Ondara, junto al casco urbano de La Xara. Obsérvese en el lecho la presencia de cantos y gravas así como las arcillas y margas blanquinosas del mioceno.

Una vez superado el umbral topográfico marcado por los alters miocenos, tras el paso de la carretera de acceso a la AP-7, el barranco presenta una acusada meandrización, probablemente consecuencia de la reducción de la pendiente. En este

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

punto, es donde la falta de relieve significativo podría facilitar el paso de caudales desbordados hacia la cuenca del barranco de l'Alter, como ya se ha comentado anteriormente.

A lo largo de este sector del glacis, el barranco discurre con una sección completamente antropizada, con un cauce estrecho pero en algunos puntos con un gran desarrollo vertical, consecuencia de las numerosas intervenciones llevadas a cabo para ampliar los terrenos agrícolas próximos, como se observa en la foto 56. La sección transversal del cauce no suele ser simétrica. Allí donde existe un interés por proteger una edificación o una determinada propiedad agrícola, los pretiles han sido sobreelevados para salvaguardar uno de los dos márgenes, trasladando el riesgo de desbordamiento a la otra orilla.

En este sector se han constatado en el pasado desbordamientos que han afectado a la carretera que enlaza Dénia con la AP-7 (Zamora, 2004), pese a que las industrias emplazadas junto al barranco en esta zona han recrecido los pretiles para defenderse de las crecidas. A partir de l'Assagador de Sant Pere, el cauce discurre sobre un lecho hormigonado y con pretiles de mampostería y hormigón, como resultado de un encauzamiento efectuado en los años sesenta del siglo XX.

Sin embargo en este punto, es precisamente el trazado de la cañada (assagador) histórica el que nos muestra el ancho original del cauce. Este camino medieval –situado siempre por debajo del nivel de los campos de cultivo-- atraviesa en perpendicular el barranco, y muestra un leve descenso hasta el pequeño puente que salva el cauce, que se inicia aproximadamente a 50 metros del actual encauzamiento. Este hecho no sólo permite estimar aproximadamente la sección original del cauce, considerablemente más amplia en el pasado, sino que además resulta útil para estimar a grosso modo la secuencia de aluvionamiento histórico y la composición de los aportes sedimentarios. En este sentido, en los terrenos adyacentes al barranco se observa un predominio de los sedimentos de fracción fina sobre las gravas, muy escasas, y algunos cantos dispersos, siempre angulosos. Se trata pues de aportes coherentes con la configuración física de la cuenca, en la que, a excepción del sector coluvial de cabecera y los restos de los encostramientos de La Xara, existe un predominio de la fracción fina.



Foto 56: Obra de defensa, recrecida recientemente, de los terrenos agrícolas junto al puente del camino de la Bota.



Foto 57: Encauzamiento del barranco en las inmediaciones de la marjal.

1.7.2.- La marjal

Después de atravesar el camino medieval de Dénia-Gandia, el perfil longitudinal del barranco se altera significativamente, hasta el punto que el desnivel se hace prácticamente inapreciable. Este sector tradicionalmente pantanoso, forma parte de la costa de restinga y albufera que se extiende entre el abanico holoceno del río Girona y el cerro mioceno del castillo de Dénia. La toponimia de la zona, como ya resaltara Costa (1977) refleja perfectamente estas condiciones: marjal, marjaletes, bovetes (enea), bassetes, negrals (turba), ullals, raset. Se trata de un amplio corredor litoral que hasta el siglo XVIII no fue objeto de transformación agrícola, siendo reservado para la ganadería y aprovechamientos de plantas barrilleras.

El barranco, originalmente, no presentaba desembocadura alguna en el mar, de manera que sus flujos de crecida y sus sedimentos se dispersaban sobre este aguazal, encharcado de forma semi-permanente. Éste a su vez, disponía de diversas golases o salidas naturales al mar, hoy mal conocidas, ya que sólo se han estudiado parcialmente las obras de drenaje y saneamiento ejecutadas en los últimos siglos. La presencia de, al menos, una doble restinga, tal y como se observa en el surco interdunar de les Bassetes, complicaba el desagüe del humedal.

Resulta dificultoso establecer actualmente los límites exactos de este antiguo espacio palustre, pese a que puede efectuarse una estimación aproximada a partir de diversos datos. En primer lugar, el trazado del camino medieval litoral establece un límite máximo del espacio aguanoso, ya que en todo el óvalo valenciano esta vía se traza por el margen exterior del conjunto de marjales costeros. De hecho, a pocos metros de éste, se identifica un desnivel topográfico significativo en forma de bancal, que coincide con el denominado camino de la Marjal. Este bancal se halla en algunos puntos, recreado para proteger determinados huertos de las inundaciones del humedal. El camino además, funciona como zanja de avenamiento en su tramo más próximo a Dénia, donde es captado por el cauce artificial del Regatxo.

Además, la cartografía histórica nos permite reconocer las marjales que todavía permanecían incultas a inicios del siglo XIX. En este sentido, el Plano de la ciudad y castillo de Denia levantado en junio de 1811, convenientemente georreferenciado (Figura 33), muestra claramente la coincidencia de las zonas recurrentemente inundadas en este siglo con las marjales históricas, ya parcialmente bonificadas en dicha fecha. Asimismo, en la fotografía aérea de 1957 se reconocen todavía dos humedales a ambos lados de la carretera de les Marines, les Bassetes –un surco interdunar hoy convertido en zona verde– y la Marjal –los últimos restos de la antigua albufera actualmente urbanizada.



Figura 32: Rectificación de la imagen aérea del vuelo americano de 1957 en la zona de la marjal. Se indica el punto en el que desaparecía el cauce del Regatxo, la red de caminos y mediante dos flechas se señalan las antiguas golas de desagüe. En naranja los dos encauzamientos abiertos a finales de la década de los sesenta, para prolongar el Regatxo y drenar les Bassetes respectivamente.



Foto 58: Camí de la Marjal. Se observa una mayor elevación de las parcelas situadas a la izquierda (sur), en las que el bancale que marca el nivel del suelo ha sido recrecido posteriormente.

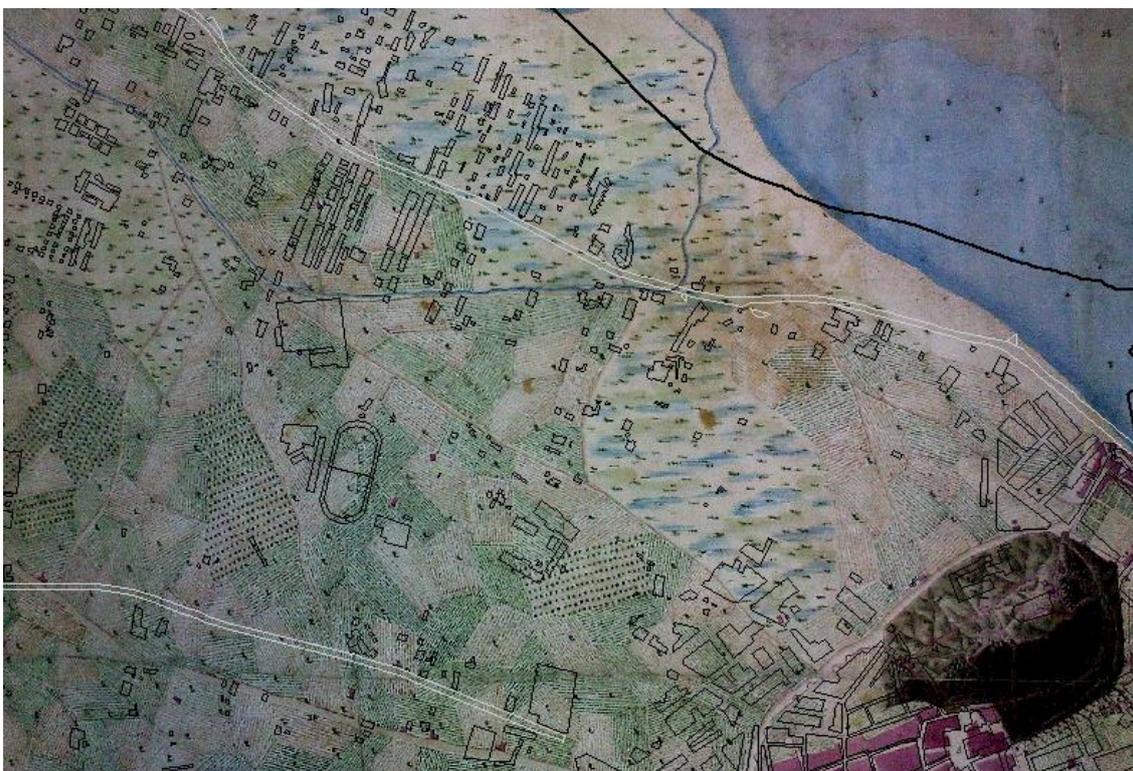


Figura 33: Plano de la ciudad y castillo de Denia levantado en junio de 1811 en el que se destacan las marjales todavía incultas a inicios del XIX, las cuales coinciden con las zonas que hoy día se inundan de manera más recurrente. En negro se representa la línea de costa actual.

El cordón dunar que cierra este espacio deprimido también ha experimentado importantes transformaciones. Sanjaume (1985) ya resaltó su carácter regresivo y su marcada exposición a los temporales, derivada de su particular orientación (N) inusual en la costa valenciana, hecho que también ha subrayado (Torres, 2004). Pero además, esta autora ya expresó en su tesis doctoral la extrañeza ante el predominio de calibres extremadamente finos en el entorno del puerto de Dénia, habida cuenta que tanto los aportes del riu Girona como el propio glacis objeto de erosión marina generaban materiales más gruesos.

Para explicar este hecho formuló la hipótesis de que en este sector la regresión marina estuviera afectando en a antiguos materiales albufereños, de calibre mucho más fino. Esta hipótesis parece confirmada posteriormente por los trabajos de Ferrer (1997), quien a partir del estudio del yacimiento arqueológico de la Avda. de les Indústries ha podido reconstruir la secuencia de transgresiones y regresiones marinas históricas que han afectado este espacio, con diversas fases de creación y desplazamiento de los cordones dunares, surcos interdunares y marjales costeras.

En definitiva, desde el camino medieval de Gandia hasta la mar se extiende una zona de drenaje dificultoso que constituye la zona de desbordamiento natural del barranco, un proceso natural que no resultaría significativo de no ser porque este espacio se halla intensamente urbanizado. En la parte exterior, junto al mar, se reconoce además un surco interdunar –les Bassetes— que en principio estaba desconectado hídricamente de la marjal y por tanto del Barranco del Regatxo. Las intervenciones de mejora del drenaje se han sucedido a lo largo de los siglos XIX y XX, si bien se trata de un proceso que todavía no se ha estudiado con detalle. Hasta la décadas de los sesenta, existían dos golos o desaguaderos de estos espacios palustres, señalados en la figura 32. Uno de ellos desaguaba el surco interdunar donde se alojaba el humedal de les Bassetes, mientras que el otro desaguaba la marjal por su extremo oriental, sobre la playa de les Marines.

En 1964, para facilitar el drenaje de la marjal, donde se acumulaban los caudales de crecida del barranco del Regatxo, la Confederación Hidrográfica del Júcar proyectó el encauzamiento del barranco, como parte de un proyecto más amplio de defensa de Dénia (Costa, 1977). El proyecto comportó la conexión del cauce del Regatxo con la antigua gola de les Bassetes, buscando una salida más directa al mar. Para drenar les Bassetes se proyectó además un azarbe que cruza el surco interdunar y que también capta aguas de la zona más profunda de la marjal, la única que permanecía inculta a finales de los cincuenta del siglo XX. Este canal se confunde con un barranco en alguna publicación reciente (Zamora, 2004).

Por tanto, el hoy día el barranco cuenta con un encauzamiento artificial, con algún codo muy brusco –sobre el camino medieval de Gandia-- y una sección mucho menor que en su tramo medio, y desemboca cerca de les Bassetes. La depresión interdunar de les Bassetes cuenta con una salida propia y la antigua gola de la marjal sigue funcionando, aunque drena un espacio menor.

Ahora bien, la intensa urbanización de este espacio ha añadido una enorme complejidad a su drenaje y con una recurrencia muy corta, cada vez que se producen precipitaciones intensas, diversos sectores de este antiguo espacio palustre quedan inundados.

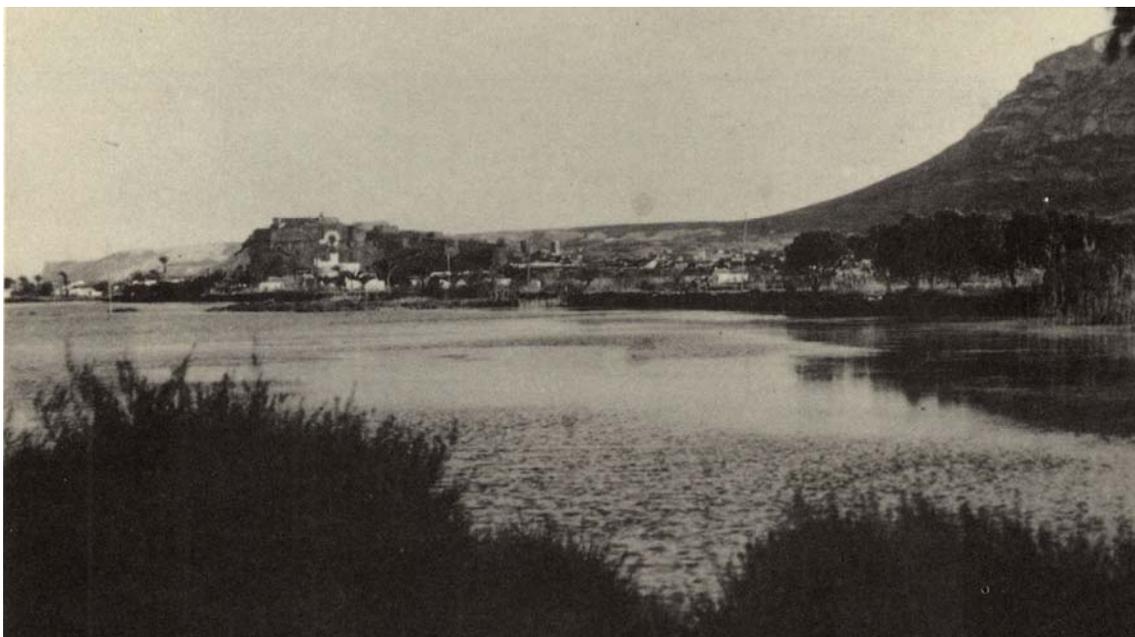


Foto 59: El espacio palustre de les Bassetes hacia 1958.



Foto 60 y 61: Canalización artificial del Regatxo sobre la marjal

1.8.- EL BARRANCO DEL COLL DE POUS

El espacio inundable del barranco del Coll de Pous o Santa Paula se ubica en el extremo oriental de la llanura costera sobre una depresión hundida al N del Montgó. Esta depresión semicerrada, conocida históricamente como el Saladar, queda delimitada hacia el sur por abanicos aluviales y glaciares que descienden de los abruptos relieves del macizo calcáreo, mientras que hacia el noroeste está separada del resto de la llanura costera por una serie de pequeños relieves constituídos por margas

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

terciarias, entre el Castell de Dénia y La Xara. Según Ferrer (1997) dicha depresión está aislada del mar por el afloramiento de una restinga fósil pleistocena, cubierta por un glacis subactual procedente de los promontorios de les Rotes (hacia el Este de Dénia).

La depresión del Saladar constituye una pequeña cuenca de inundación costera que concentra aguas desbordadas desde puntos terminales de numerosos pequeños barrancos de corto recorrido y pendiente muy pronunciada en la acera aluvial del Montgó, así como las escorrentías procedentes de la depresión alargada recorrida por el barranco del Coll de Pous, también denominado barranco del Montgó o barranco de Santa Paula.

Este espacio quedó completamente transformado a partir de la segunda mitad del siglo XIX por actuaciones asociadas a la construcción del puerto de Dénia, el ferrocarril de Alicante y canales de drenaje. Posteriormente, la urbanización reciente ha invadido la mayor parte de los antiguos pantanos del Saladar. El análisis de la cartografía histórica permite reconstruir en buena medida estos cambios (figuras 35-37).

Diversos mapas de los siglos XVIII y XIX representan el amplio espacio pantanoso del Saladar (unas 23,7 ha) cuyo perímetro vendría en buena parte definido por la traza del antiguo ferrocarril Gandía-Dénia-Alicante. Dicha cartografía de los siglos XVIII y XIX representa, además, un antiguo canal de drenaje artificial al mar a través del desaguadero del Saladar. También aparece representado el cauce del barranco de Coll de Pous o de Santa Paula, que parece prolongarse en parte por la depresión del Saladar.

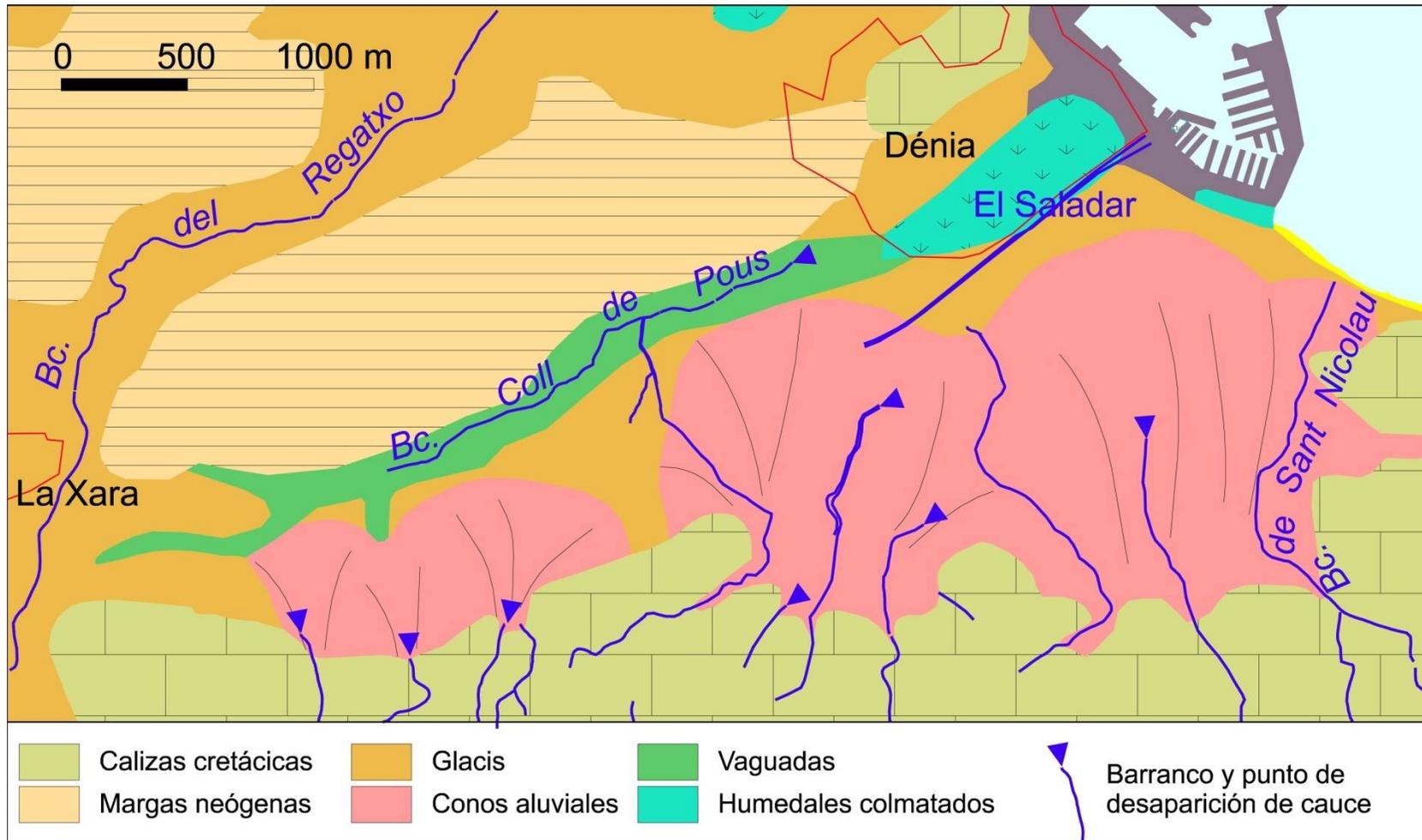


Figura 34: Esquema geomorfológico del entorno del Barranc Coll de Pous.



Figura 35: Dénia y pantanos del Saladar en la parte central del Plano de la ciudad y castillo de Denia levantado en junio de 1811. La desembocadura del antiguo canal de drenaje acaba en una prominencia, tal vez una punta arenosa.

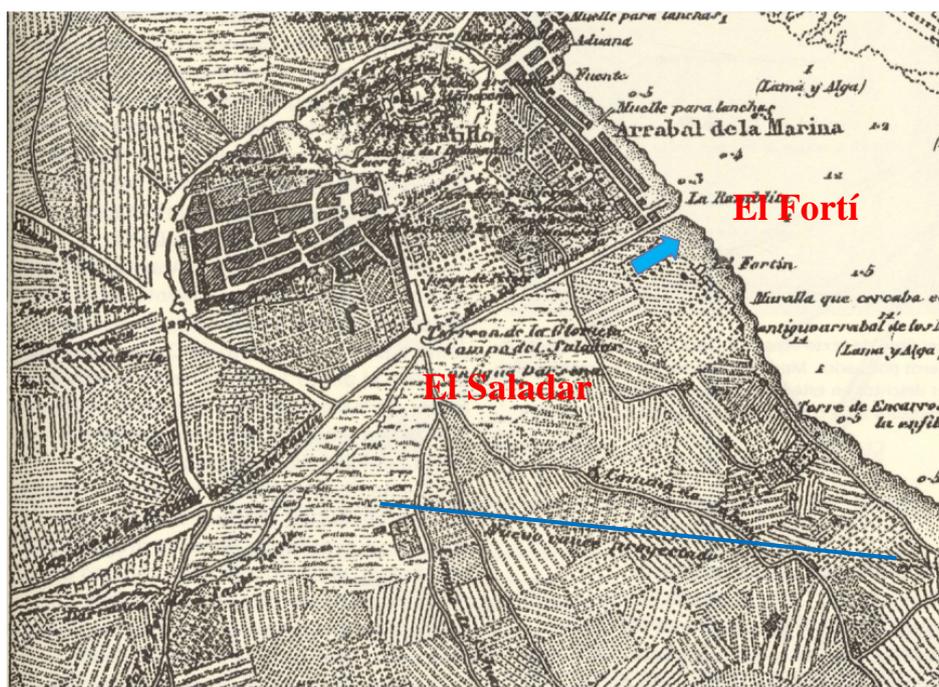


Figura 36: Detalle del Plano de Denia de la Geografía de Coello (1850) en el que aparece la depresión de El Saladar al sur de Dénia, el tramo final del barranco de Santa Paula (Coll de Pous) y un desvío proyectado de dicho cauce hacia el este, hacia las proximidades de la Punta de Mir (línea azul). Por el lado del mar puede reconocerse el antiguo arrabal amurallado islámico del Fortí y justo al N el desaguedero denominado aquí “La ramblita”.



Figura 37: Detalle del mapa topográfico 1:50.000 de 1950. La línea negra que representa la traza del ferrocarril encierra la parte principal de la depresión del Saladar.

Los estudios geoarqueológicos realizados en tres yacimientos romanos e islámicos del entorno urbano de Dénia (Avda. de Les Industries, El Fortí y Temple de Sant Telm) permiten reconstruir la evolución histórica del litoral (Ferrer, 1990 y 1997). Los estudios estratigráficos, sedimentológicos y micropaleontológicos realizados en el antiguo arrabal musulmán (s. XI-XIII) amurallado del Fortí permiten conocer la evolución geomorfológica del espacio comprendido entre el Saladar y el mar (figura 14). Al N del yacimiento existía un riatchol o pequeña gola (desaguadero del Saladar) que conectaba el aguazal alargado que existía en este sector. En los sondeos se ha identificado una laguna de influencia marina cuyo techo se dató en torno a 3.880 ± 130 años BP. Bajo las estructuras musulmanas de los siglos XI-XII aparecen depósitos gruesos de origen marino (cantos aplanados) que pueden corresponder a facies de temporal que, a su vez, recubren enterramientos de época romana. Se reconoce la existencia de una depresión interdunar que separa dos fases de construcción de barreras arenosas litorales, la segunda podría ser de época islámica. Este segundo cordón arenoso se apoya además en calcoarenitas (tosca en la denominación local) y cierra la depresión interior de El Saladar que acabaría colmatándose por los aportes fluviales y derrames de glacia. Tras la construcción medieval de la Torre d'En Carrós, que aparece en tierra firme en mapas del siglo XIX, se produce la erosión litoral de esta segunda barrera arenosa.

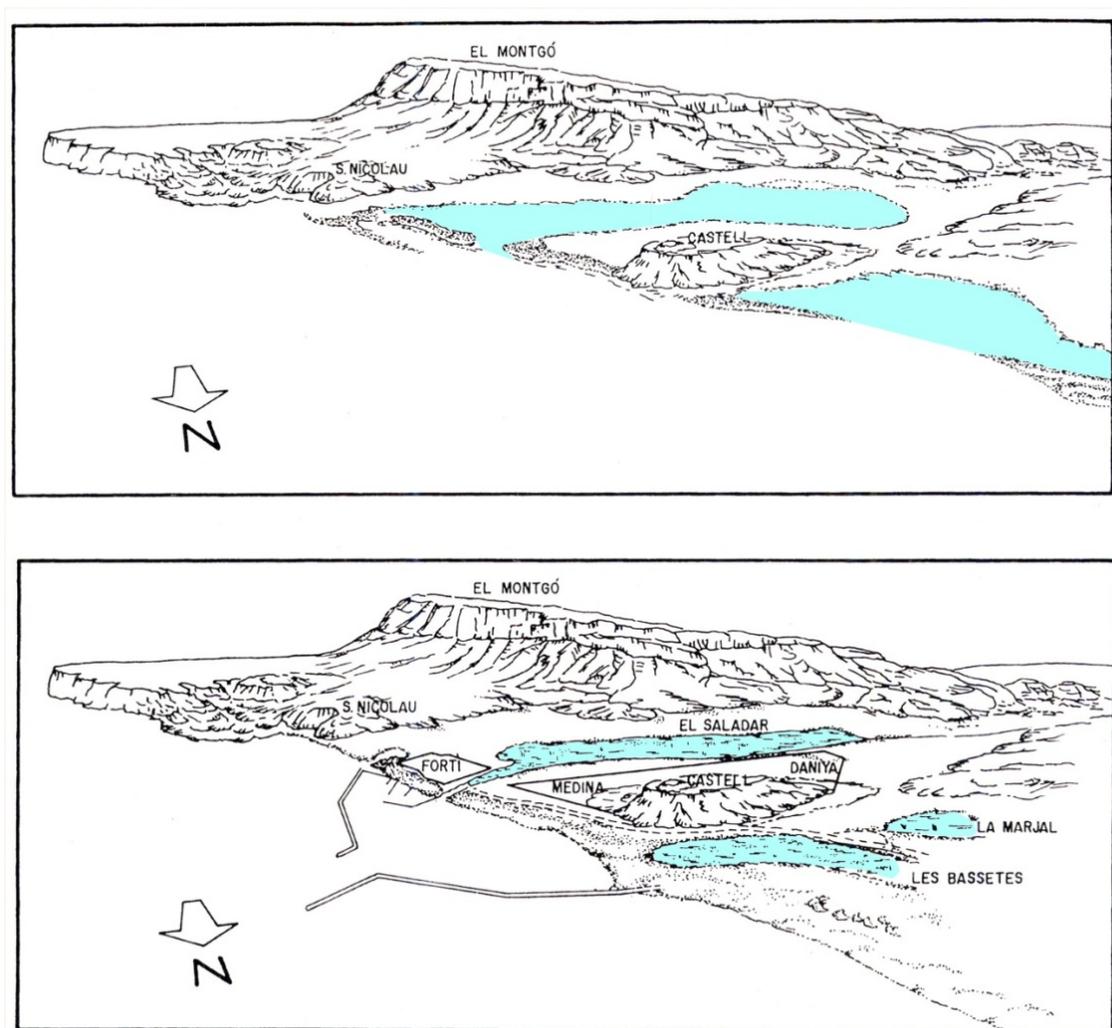


Figura 38: Evolución del litoral de Dénia entre 4.000 BP y 1.000 BP según Ferrer (1997). El engrosamiento de la barrera costera cierra espacios lagunares como el Saladar y Les Basetes que van quedando paulatinamente colmatados (Ferrer, 1997).

Durante las últimas décadas se repiten con elevada frecuencia las inundaciones en el sector meridional de Dénia (ver figura 41). La inundación se inicia en diversos puntos donde los cauces desaparecen de forma natural y a lo largo de la vaguada recorrida por el barranco de Coll de Pous. En el sector distal de los conos adosados al piedemonte del Montgó los barrancos pierden sección hasta desaparecer. Los barrancos descienden sobre las superficies de los conos aluviales con pendientes de 50-75 ‰. La vaguada recorrida por el barranco Coll de Pous recoge la escorrentía de diversos barrancos del sector occidental del Montgó. La vaguada va perdiendo confinamiento hasta disiparse a la altura del parking situado al oeste de Dénia (foto 62). La vaguada del barranco de Coll de Pous tiene una pendiente cercana al 10 ‰, que disminuye en su disipación en el Saladar, si bien las pendientes que rondan el 2 ‰, son suficientes para mantener la velocidad flujos desbordados.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR



Foto 62: Área próxima al punto de desaparición del cauce del barranco de Santa Paula o Coll de Pous, cerca del parking. Al fondo el Montgó.



Fotos 63 y 64: Punto de desaparición de barranco que desciende del Montgó entre urbanizaciones al sur de Dénia.

Muchos de los tramos finales de dichos barrancos discurren confinados entre paredes de campos, caminos o calles de zonas urbanizadas recientemente (fotos 63 y

64). Un sector intermedio entre la zona de desaparición de cauces y la depresión del Saladar forma parte del espacio inundable y permanece sin urbanizar como campos de cultivo o eriales, si bien la pendiente del terreno permite evacuar fácilmente la escorrentía. Finalmente, los flujos desbordados tienden a concentrarse en torno a la depresión semicerrada del Saladar, si bien las diversas barreras y canalizaciones que se han ido construyendo alteran el funcionamiento hidrológico de este espacio. El canal de drenaje de los barrancos de Coll de Pou y Saladar se adosa a la vía de ferrocarril Dénia-Alicante y marca el límite del crecimiento urbano. En el lado septentrional de dicho canal se encuentra el espacio urbano más afectado por inundación en torno a la avenida del Saladar y que comprende la plaza Jaime I, la calle Sagunto, la Avda. del Marquesado, Passeig del Saladar, la calle Patricio Ferrándiz y la plaza del Archiduque. La situación de dichas calles y plazas coincide aproximadamente con el perímetro de los pantanos del Saladar reconstruido a partir del Plano de la ciudad y castillo de Denia levantado en junio de 1811 o el Plano de Denia de la Geografía de Coello de 1850.

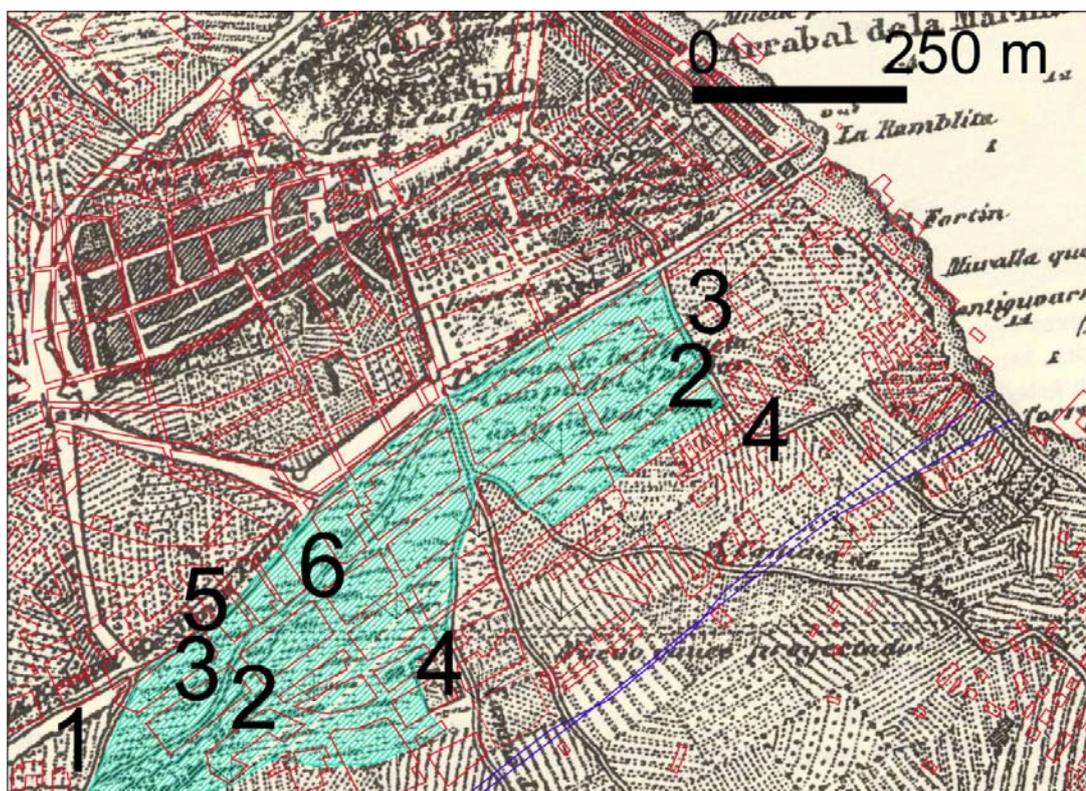


Figura 39: Superposición de la trama urbana sobre el mapa de 1850 de Coello (pantanos del Saladar en rallado azul). 1)Plaça Jaime I, 2) Passeig del Saladar, 3) calle Patricio Ferrándiz, 4) Avda. del Marquesado, 5) c/ Sagunt, 6) Pza. Archiduque Carlos.



Figura 40: Evolución reciente del espacio urbano de Dénia (1956-2006). Se aprecia el crecimiento de urbano sobre la zona del Saladar, el litoral y los piedemontes en torno a barrancos (en azul). Puntos de desaparición de barrancos Coll de Pou (1) y otros barrancos (2-5), zona inundable intermedia (6), Saladar (7) y Fortí (8).

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR



Foto 65: Vista del canal de drenaje del Saladar.

Los días 2-3 de octubre de 1957 se acumularon 400 mm en el observatorio del Cabo de San Antonio y 817 mm el día 2 de octubre en Javea. En Denia hubo una víctima y numerosos hogares destruidos, la zona más afectada fue El Saladar, donde las aguas llegaron a sobrepasar los 2 m de altura y más de 1 m en el interior de las casas. Esta zona concentra las aguas vertientes del Montgó y de la zona del castillo. El barrio del Saladar se transforma en un espacio con avenamiento precario al estar cerrado al mar por dos barreras artificiales: el muelle comercial del puerto, que está a un nivel más alto que dicho barrio, y la vía férrea de conexión entre los ferrocarriles del Estado y los de E.S.A., formando ésta una barrera que dejaba como única salida un boquete de sólo metro y medio de anchura, incapaz de evacuar la avalancha de agua acumulada.

El 27 de octubre de 1958 el barranco de Riachol inundó la partida del Saladar, donde el agua cubrió grandes zonas. Las aguas desbordadas alcanzaron 80 cm de altura en la calle Patricio Ferrándiz quedando incomunicada Denia con las Marinas.

El 15 de noviembre de 1985 vuelve a inundarse la zona del Saladar.

El 3 y 4 de noviembre de 1987 la inundación en la partida del Saladar alcanza metro y medio en comercios y sótanos del Paseo del Saladar y la calle Patricio Fernández, quedaron incomunicadas la carretera de les Rotes, sectores de la carretera de les Marinas. Se une el efecto del temporal de levante que rompió el canal de desagüe.

El 4 octubre 1991 se inunda la plaza Archiduque Carlos y carretera de les Marines y les Rotes.

El 20 de agosto de 1995 se inunda el Paseo del Saladar, la Plaza del Archiduque y la de Jaume I y las calles Patricio Ferrándiz.

El 10 de diciembre de 1995 vuelve a inundarse el Paseo del Saladar, la Plaza del Archiduque y la de Jaume I y las calles Patricio Ferrándiz y Sagunto. (138 l m2 en Denia)

Figura 41: Inundaciones citadas en la ciudad de Dénia por Olcina, Pérez García-Torres y Poveda (2004).

2.- LA CUENCA DEL RIU XALÓ O GORGOS

2.1.- CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

2.1.1.- Descripción de la cuenca de drenaje del río gorgos

El río Gorgos o Xaló se ubica en el sector septentrional de la provincia de Alicante y su cuenca tiene unas dimensiones totales de cerca de 260 Km². Recoge escorrentías de abruptos relieves calizos de la Serrella (1387 m), la Serra d'Alfaro (1165 m), la Xortà, la Serra del Carrascal de Parcent (994 m) y la Serra del Penyal (850 m). El área se encuadra completamente en los dominios externos de la Cordillera Bética (el Prebético), en su parte más oriental, cuyas principales estructuras de directriz OSO-ENE determinan la forma estrecha y alargada de la cuenca. El modelado se caracteriza por destacados relieves de calizas cretácicas y valles rellenos de margas neógenas.

La estructura prebética se caracteriza por una cubierta de rocas sedimentarias plegada, arrasada y fallada, que recubre una corteza continental adelgazada y un nivel de despegue intermedio que corresponde a los materiales plásticos y poco densos (yesos y lutitas) del Keuper (Rodríguez Estrella, 1977). Dichos materiales determinan la respuesta tectónica de la cobertera sedimentaria y afloran a través de fracturas profundas en fajas diapíricas como las del valle medio del río Gorgos (Murla-Alcalalí). La cobertera mesozoica dentro de este dominio estructural está dominado por facies de mares someros, con series menos potentes, detríticas y dolomíticas que en las zonas más meridionales.

Durante el final de la orogenia alpina (Mioceno final) los procesos distensivos fracturan intensamente la cubierta de rocas sedimentarias formando redes de fallas normales que originan importantes escarpes y acantilados. La cobertera mesozoica-cenozoica fragmentada queda desnivelada en bloques elevados (horst) y bloques hundidos (fosas tectónicas) que configuran los rasgos principales del relieve del NE de Alicante (valles y sierras destacadas)

Desde la cabecera en Castell de Castells y el Barranc de Malafí el río discurre confinado incorporando abundante carga gruesa. En el valle medio del río Xaló se abre una depresión más amplia relleno de materiales margosos neógenos entre elevadas sierras de materiales calizos y dolomíticos cretácicos (Penyal, Carrascal, Castell d'Aixa). El cauce recorta los piedemontes de dichos relieves, terrazas cuaternarias, abanicos aluviales y afloramientos del sustrato. Además, entre las poblaciones de Murla a Alcalalí el río excava un afloramiento de materiales triásicos (arcillas, margas y yesos) con márgenes acaravadas y fácilmente erosionables. Diversos afluentes discurren en este tramo por vaguadas de fondo plano excavada en materiales margosos del terciario, abarrancándose en su tramo final sobre margas y yesos del Keuper antes de desembocar en el río Xaló.

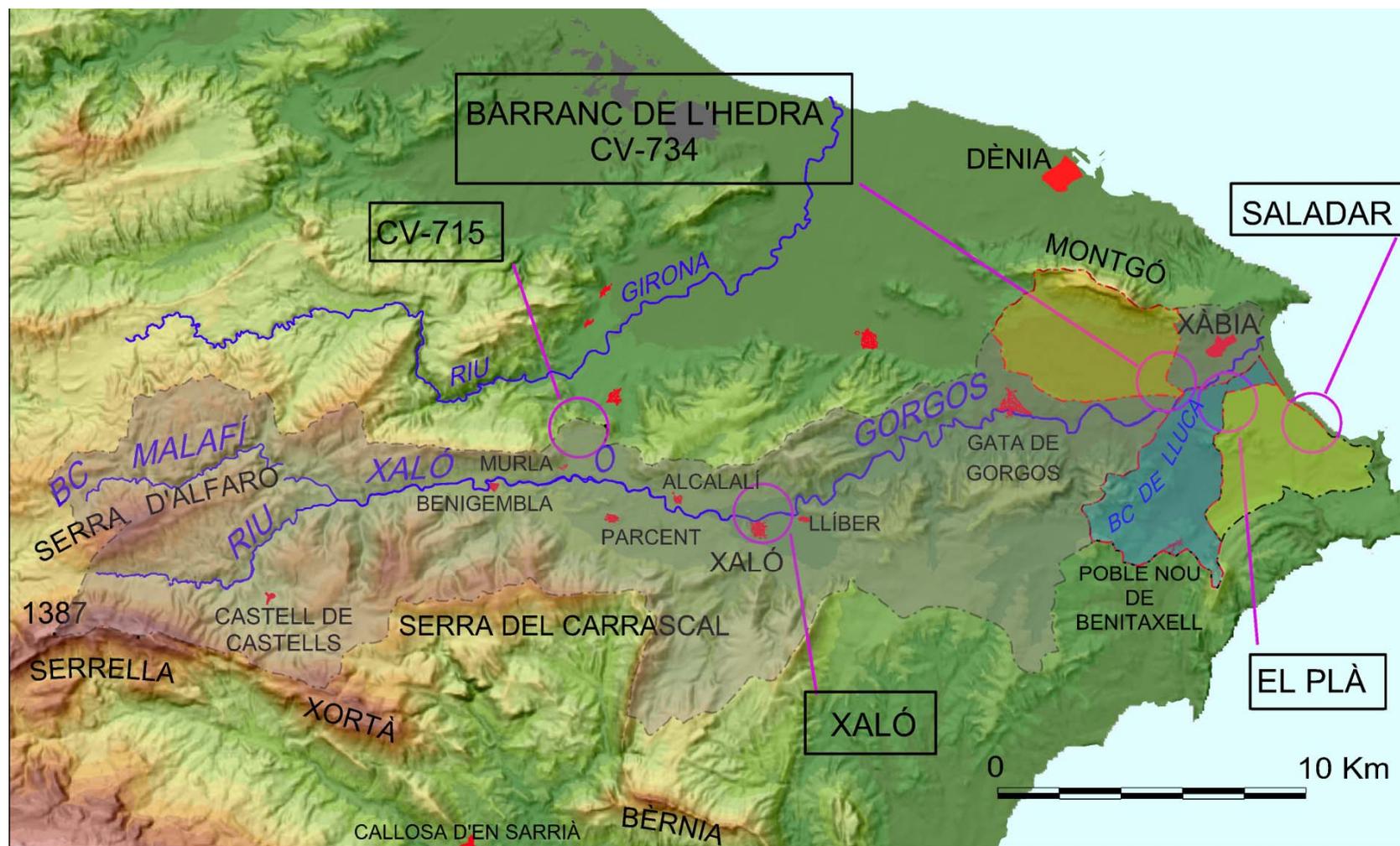


Figura 42. Situación de los puntos considerados y de la cuenca de drenaje del río Gorgos (línea simbolizada en punto y ralla en negro). Se remarcan también las subcuencas del Barranc de l'Hedra, Saladar y el Barranc de Lluça en el sector costero.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

A lo largo del valle medio desde Benigembla hay un nivel de terraza cuaternaria cementada y otro nivel de terraza baja no cementada entre Alcalalí y Xaló. Entre Murla y Alcalalí las márgenes del río se encuentran fuertemente erosionadas sobre los materiales triásicos del Keuper, alternando a lo largo de todo el curso tramos aluviales y tramos con afloramientos de roca dura en el lecho. Estos afloramientos corresponden a menudo a conglomerados fuertemente encostrados que limitan la incisión del cauce. Sobre ellos se forman pilancones y pozas o marmitas. En los tramos aluviales se depositan barras de materiales gruesos o muy gruesos que incluyen gravas, cantos y grandes bloques, cuyo diámetro máximo denota una elevada potencia de la corriente fluvial.

Entre las poblaciones de Líber y Gata de Gorgos el valle fluvial vuelve a estrecharse entre relieves calizos con pasos confinados o congestos. A la salida de dichos estrechos, aguas abajo de Gata, el lecho sigue encajado entre terrazas cuaternarias y relieves de calizas y margas, formando amplias barras de grava. Finalmente, se abre a la llanura costera cerca de la bahía de Xàbia en forma de abanico aluvial que se despliega hacia el mar con una extensa zona inundable.

La bahía de Xàbia es un bloque hundido limitado por líneas de fractura NE-SW y NW-SE entre el Montgó y el Puig de la Llorença (figuras 43 y 44). Los estudios sobre la evolución cuaternaria de la bahía, a partir de sondeos y datación de niveles, identifican un relleno cuaternario que incluye materiales fluviales/aluviales, lagunares, eólicos infralitorales, de playa y caliches (Fumanal et al., 1993). La sedimentación de la bahía está muy controlada por la tectónica y la fracturación afecta incluso a los niveles holocenos según los perfiles sísmicos realizados. Las máximas acumulaciones se encuentran en las zonas de hundimiento distensivas como la zona del Arenal, que es una dovela hundida por fracturación.

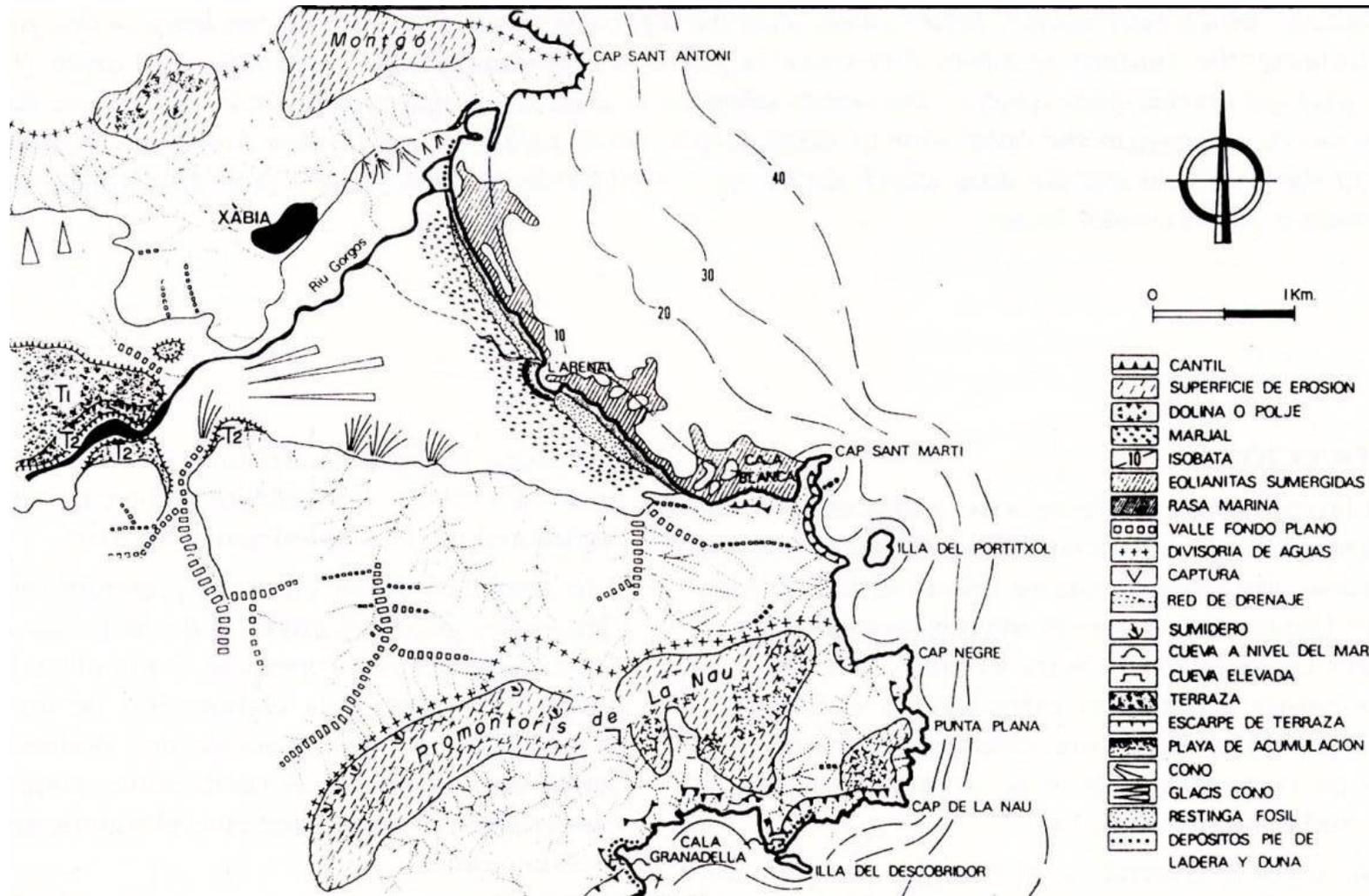


Figura 43. Esquema geomorfológico del valle del Gorgos entre Gata y el mar (Fumanal, 1995).

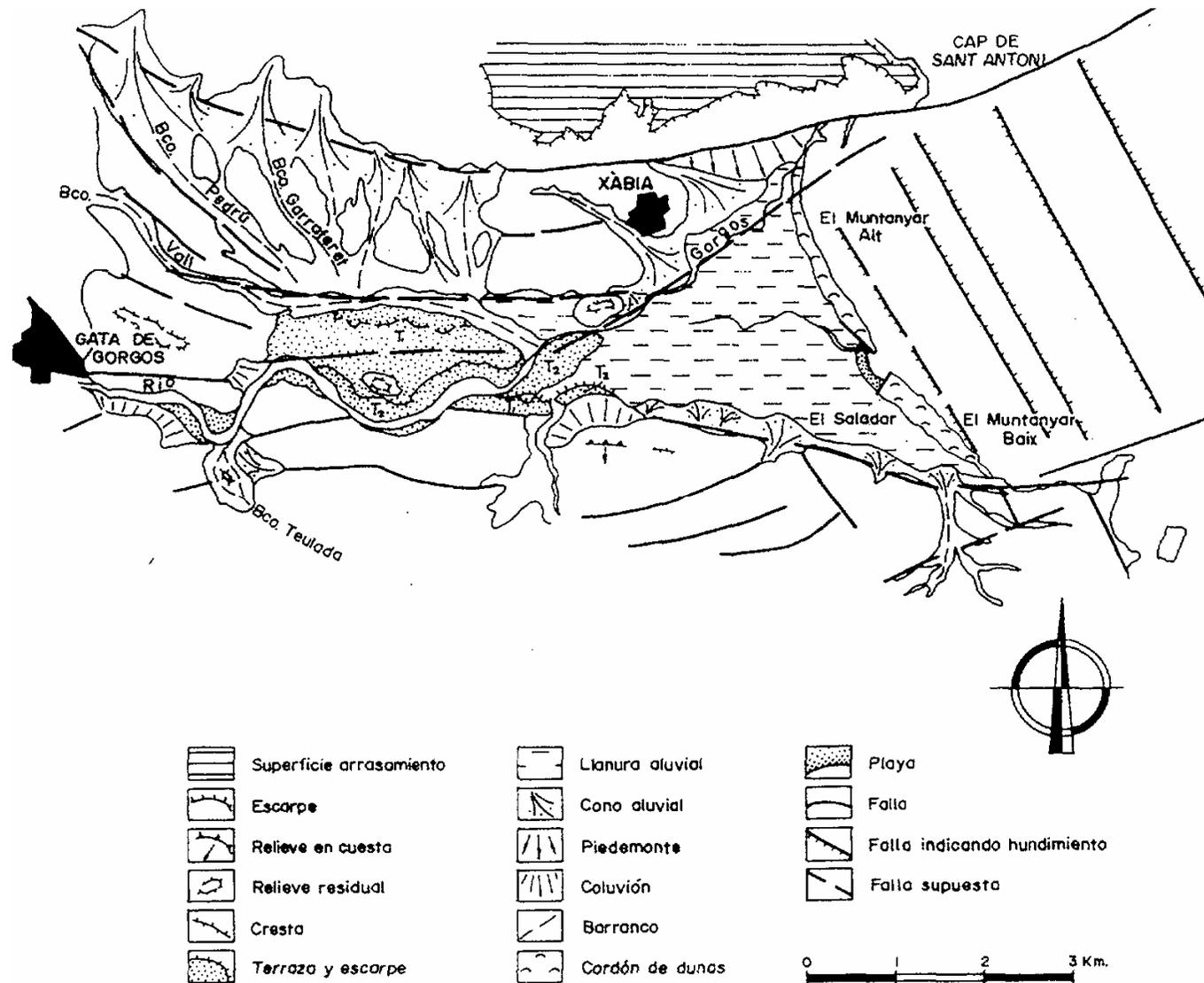


Figura 44. Esquema geomorfológico en el sector en torno a la bahía de Xàbia (Fumanal, 1995).

En su tramo más bajo, dentro del llano de inundación del Gorgos, se incorporan pequeños barrancos que producen inundación (sus cuencas se han remarcado en la figura 42). Por la margen izquierda, una serie de barrancos que bajan de las vertientes del Montgó y se reúnen en el Barranc de l'Hedra. Por la margen derecha, el Barranc de Lluca que procede de los relieves margosos del Poble Nou de Benitaxell y continúa por un pequeño encajamiento o paleocauce hacia el canal de la Fontana, desembocadura situada en el Arenal. En el extremo sudoriental una serie de pequeños barrancos que vierten a la cuenca semicerrada del Saladar. El meandro anterior a la desembocadura del Gorgos que puede apreciarse en la fotografía aérea de 1956 fue rectificado y ahora el cauce desemboca unos 300 m más al sur.

2.1.2.- Episodios de inundaciones en la cuenca del río Gorgos

El clima de la zona se caracteriza por precipitaciones anuales moderadas, aunque relativamente abundantes en comparación con el resto del territorio y por la frecuencia con que se repiten los episodios de lluvias intensas que llegan a alcanzar registros muy destacados. De hecho, entre los días 2 y 3 de octubre de 1957 cayeron 978 mm en Xàbia, de ellos, 878 mm cayeron el día 2, lo que significa la mayor cantidad caída en un temporal en España (Armengot y Pérez Cueva, 1989). Las poblaciones del tramo medio del valle del Gorgos se encuentran entre las que registran precipitaciones anuales más elevadas de la Comunidad Valenciana, entre los 800-850 mm en Alcalalí, Parcent y Xaló (Pérez Cueva, 1991). Además, a diferencia de otros sectores más septentrionales, aquí buena parte de la precipitación se concentra en pocos episodios lluviosos. A continuación se recogen los más recientes e importantes:

- **2 y 3 de octubre de 1957.** Es el episodio más importante conocido, con registros no oficiales de 871 mm en 24 h. En este episodio el Gorgos desbordó en su tramo final, inundando la vega hasta la misma playa del arenal (Mateu, 1989). La avenida arrastró infinidad de casas del pueblo, de dentro y fuera del casco (Xàbia),... destruyó rebaños completos, ... unas 200 ha. de tierras cultivadas, ... parte del poblado marítimo de Aduanas del mar, etc. (Mengual, 1958). El río Gorgos se desbordó anegando centenares de hectáreas de tierras de cultivo, cubriendo las aguas los propios frutales. Miles de árboles fueron arrancados de cuajo por la riada. Rebaños enteros de ganado lanar y cabrío perecieron al verse inundados los corrales... (Zamora, 2004).
- **28 y 29 de octubre de 1985.** Corta la carretera de Gata de Gorgos a Xàbia. Seis personas perdieron la vida por el arrastre de sus vehículos en este sector. En Xàbia se desbordó el Gorgos y sus afluentes, inundando su casco antiguo, así como la zona costera del Arenal, donde el agua alcanzó más de medio metro de altura, quedando convertida esta zona en un aguazal. Sin embargo, los daños materiales de mayor consideración se produjeron en las viviendas próximas a las torrenteras que descienden por las laderas del Montgó (Zamora,

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

2004). El Barranc de la Barranquera (l'Hedra) se desbordó en el cruce de la carretera que conduce al núcleo urbano, arrastrando dos vehículos y causando la muerte a tres personas (Camarasa et al., 1991). Fueron anegadas extensas áreas del Saladar y Arenal.

- **Octubre 1988.** Destrozos en la carretera de Xàbia a Gata de Gorgos.
- **Diciembre de 1997.** Desbordamiento del Gorgos en Xàbia.
- **2 de diciembre de 1998.** Desbordamiento del Gorgos.
- **2 y 3 de abril de 2002.** Corta la carretera de Les Planes a Xàbia. El río Gorgos se desborda en Xaló y en el Pont del Llavador de Xàbia, junto a la planta desaladora.
- **Octubre de 2007.** Desbordamientos en numerosos tramos del Gorgos.
- **Octubre de 2008.** Desprendimientos en la carretera de Gata a Xàbia e inundación del Arenal.
- **Agosto de 2010.** Inundación del Arenal de Xàbia.

2.2.- BARRANCO JUNTO A LA CARRETERA CV-715 (MURLA)

2.2.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Se trata de una zona afectada por crecidas de un barranco de pequeñas dimensiones que afecta a las comunicaciones en la carretera de Orba a Parcent (CV-730), en su cruce con la carretera de Murla, en el término municipal de dicha población de la Marina Alta (Alicante). Más abajo también se ve afectado un tramo de la carretera de Alcalalí (CV-750).

El barranco es afluente del río Gorgos o Xaló por su margen izquierda, y se encuentra en la cuenca media de dicho río. El barranco tiene una cuenca de reducidas dimensiones, aproximadamente 1 Km² que abarca parte de la vertiente occidental del Seguil desde 360 m snm los hasta 247 m con un desnivel máximo de 113 m. Hacia el NO se encuentra la vertiente meridional del Castellet d'Orba (412 m) y los relieves del Tossal del Port (418 m) hacia el oeste.

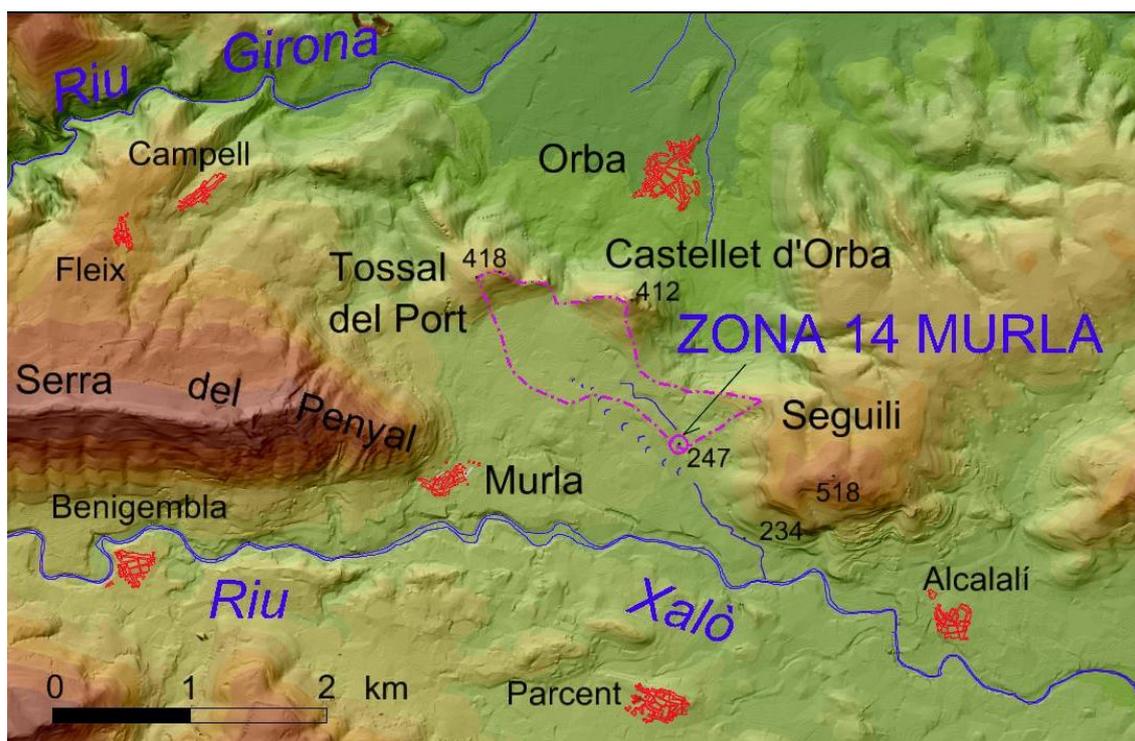


Figura 45: Situación de la cuenca vertiente al cruce de la carretera CV-715. En el centro cuenca de drenaje marcada en magenta.

Los relieves del Castell d'Orbeta y Tossal del Port se componen de calizas, con algunas alternancias de margas, mientras las vertientes occidentales del Seguilí se componen de conglomerados y margas. Al pie de dichos relieves se reconocen unidades de coluviones y aluviones, conos aluviales formados por cantos angulosos y matriz arcillosa-arenosa, y vaguadas rellenas de materiales más finos (figura 46).

Desde el punto de vista geomorfológico se distinguen relieves cuaternarios que corresponden a acumulaciones aluviales y coluviales de piedemonte sobre los cuales se encaja una red de valles o vaguadas de fondo plano. Dentro de la zona afectada los barrancos no están encajados y la esorrentía discurre sobre los campos y la misma carretera.

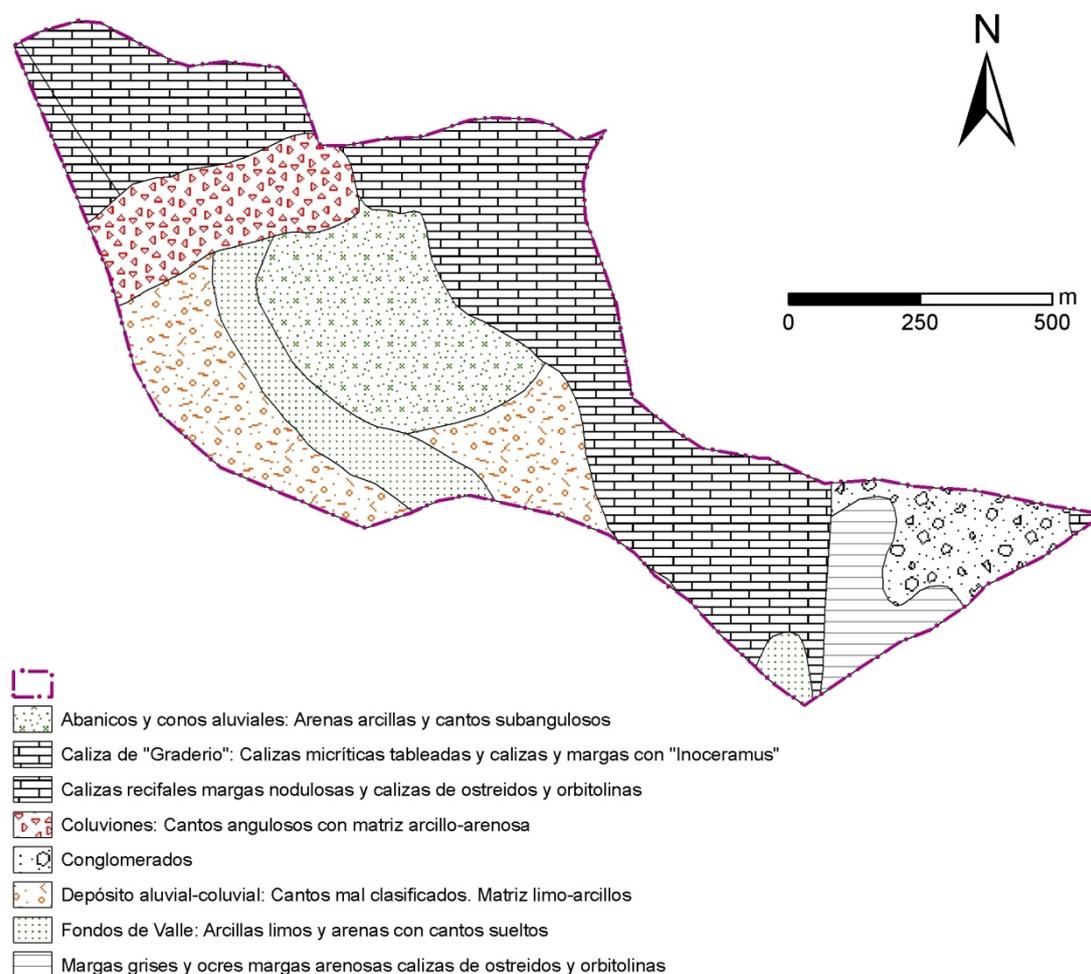


Figura 46: Litología de la cuenca vertiente

2.2.2.- PROCESOS DE INUNDACIÓN

En la llanura cuaternaria no se advierten cauces concentrados sino tan sólo vaguadas inundables disimuladas por el parcelario agrícola sobre las que se discurre la escorrentía en caso de lluvias torrenciales (señaladas como bandas azules en la figura 47). La vaguada septentrional se encaja formando un pequeño barranco entre las curvas de 270 y 250 m sobre materiales calizos, pero desaparece más abajo entre parcelas de cultivo escalonadas. La escorrentía a través de dichas parcelas va a parar a la carretera CV-715 unos 80 m más arriba del cruce con la carretera de Murla. En torno a este sector se incorporan por la margen izquierda de la carretera los aportes de pequeños barrancos que proceden de la vertiente occidental del Seguili. Dicha vertiente, con pendientes entre 150-200 ‰, está ocupada por una extensa urbanización que impermeabiliza buena parte de la superficie. Esta circunstancia favorece la generación de escorrentía a pesar de lo reducido de la superficie, como se

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

pudo comprobar por los rastros de las últimas lluvias y la información de los propietarios de la vivienda situada junto al cruce de las carreteras. Unos 200 m del cruce en dirección Parcent, se incorpora por la margen izquierda una vaguada con un recorrido de unos 800 m que drena un sector de escaso relieve y pendiente cercana al 34 ‰. Desde este punto, la vaguada discurre por la izquierda de la carretera. En la figura 47 se señalan las dos vaguadas existentes y las direcciones de flujos observados.

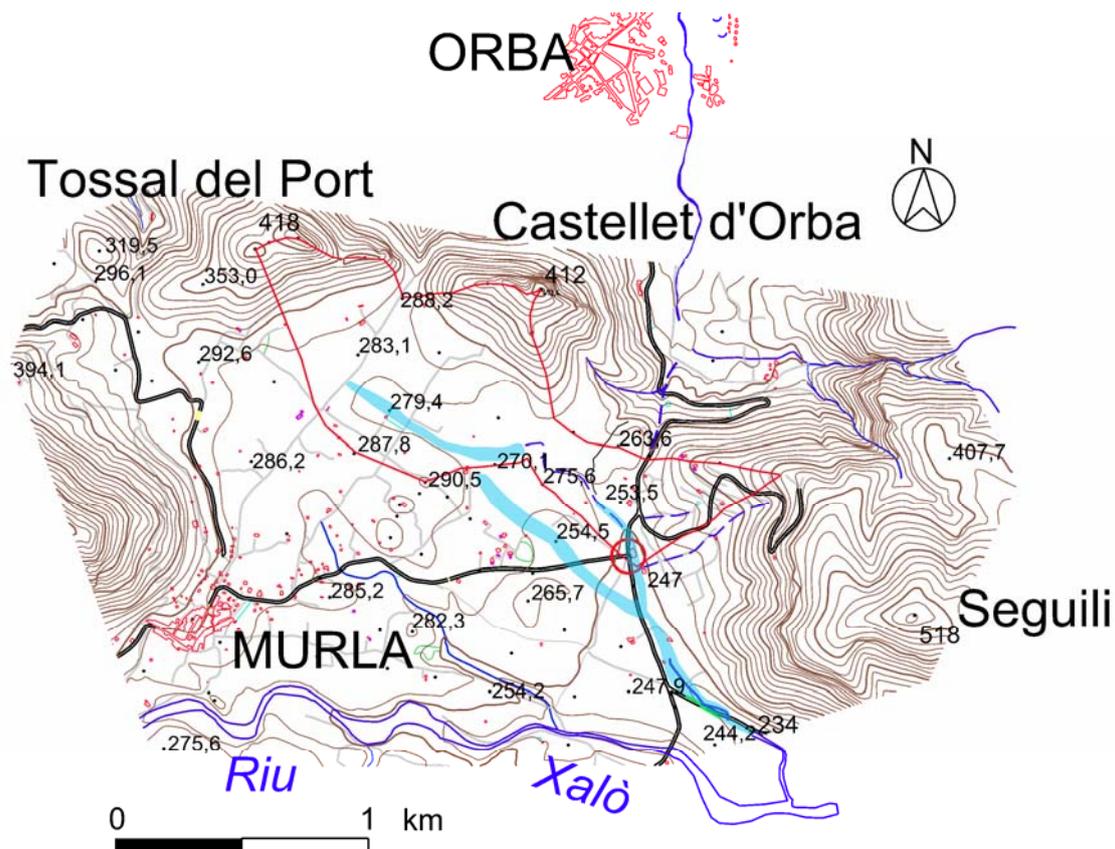


Figura 47: Detalle de la situación de la cuenca con vaguadas (franjeas azul claro) y cauces que afectan a la carretera CV-715 y CV-750.

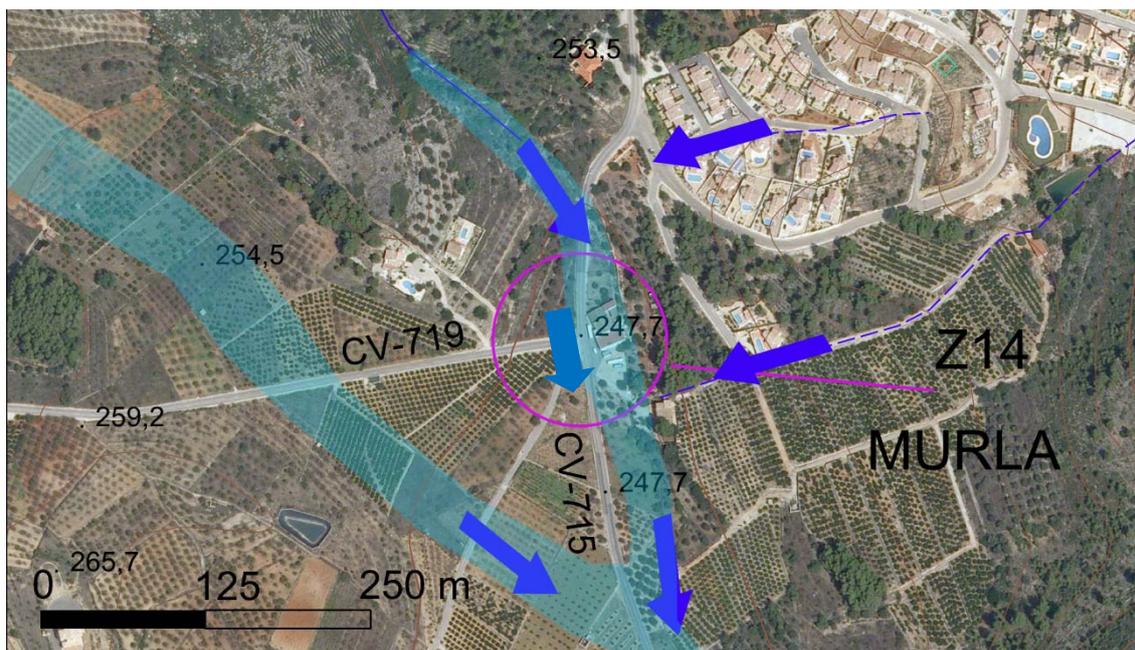


Figura 48: Detalle de las vaguadas, zonas inundables y direcciones de flujo en torno al cruce de las carreteras CV-715 y CV-719.



Foto 66 y 67: La escorrentía cruza la carretera desde la urbanización situada en la margen contraria. A la derecha drenaje practicado por esta margen desde la urbanización.



Fotos 68 y 69: Pequeña canalización junto a la carretera desde la urbanización. A la derecha drenaje bajo la carretera procedente del barranco de la margen del Castellet.



Foto 70: Pequeño encauzamiento en la margen oriental de la casa situada junto al cruce.



Foto 71: Cruce de las carreteras, detalle de los drenajes por esta margen.

Durante los reconocimientos de campo se pudieron reconocer los efectos de las últimas lluvias de agosto de 2010 sobre los campos adyacentes a la carretera CV-715. Se observaron arrastres de cantos y gravas, algunos regueros de erosión en las parcelas situadas en las márgenes del cruce, vegetación inclinada por las arroyada sobre dichas parcelas y pequeñas paredes en los lindes entre campos tumbadas por el agua. Además, según los propietarios de la casa situada junto al cruce el agua corre por ambos lados de la casa (cochera), filtrándose en el interior de la vivienda. El pequeño barranco que desciende de las vertientes del Castellet d'Orba se encuentra taponado por la vegetación y la escorrentía corre por los campos de la margen occidental de la carretera. El rastro del agua se aprecia más abajo en algunos surcos erosivos.



Foto 72: Rastros de erosión y acumulación de arena y piedras arrastradas por la escorrentía junto a la carretera.

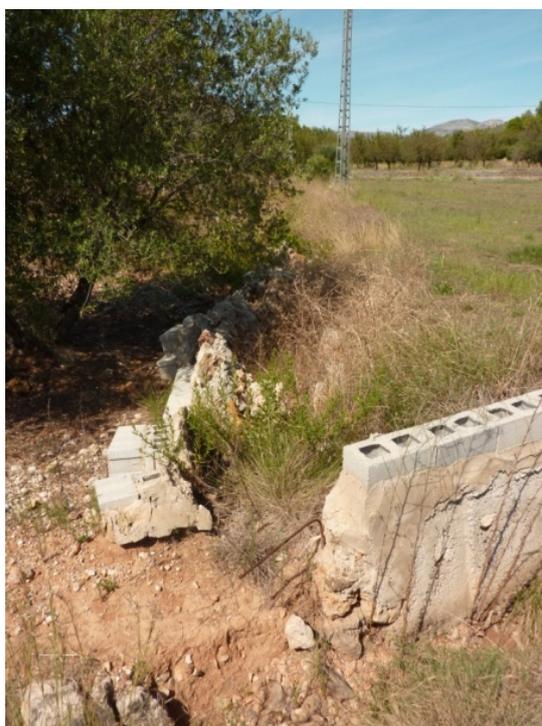


Foto 73 y 74: Pared tumbada por el agua en linde de parcelas de la margen occidental de la carretera. A la derecha rastros de erosión por arroyadas desde el barranco meridional de la urbanización.

Poco más abajo, el cauce comienza a encajarse ligeramente antes de cruzar por un vano (al bias) la carretera CV-750 en dirección Alcalalí. Desde el punto de cruce y unos 120 m más arriba la vaguada del barranco está muy ligeramente encajada entre el pie de la ladera del Seguilí al norte y la terraza de gravas del río Xaló por el sur (señalado como Z14 B en la figura 49). La carretera, que es inundable en este punto, discurre adosada a la vaguada que más abajo se encaja ligeramente a medida que se acerca a la desembocadura en el río Xaló.

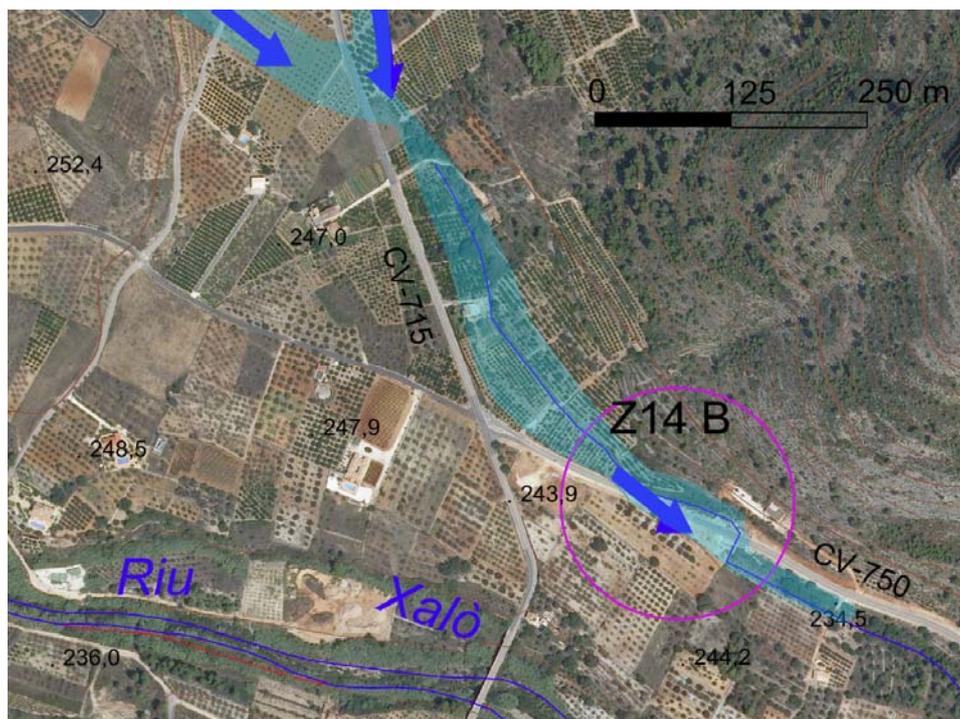


Figura 49: Detalle de las vaguadas, zonas inundables y direcciones de flujo aguas abajo del cruce de las carreteras CV-715 y CV-750.



Foto 75 y 76: Rastros erosivos, con muretes arrastrados por las arroyadas en una parcela de naranjos. A la derecha paso bajo la carretera CV-750



Foto 77 y 78: Zona inundable de la carretera CV-750 con una pequeña canalización. Derecha: Zona inundable de la carretera CV-750 junto al puente bajo la carretera

2.2.3.- CONCLUSIONES

La existencia de una red de vaguadas sin que exista un cauce con orillas definidas hace que se rebaje la percepción del riesgo en esta zona. Sin embargo existen rastros de arroyadas sobre una franja que abarca la carretera de Orba a Alcalalí y las parcelas adyacentes, que provocan daños en los campos, algunas viviendas situadas a lo largo de la vaguada y que llegan a cortar en varios tramos de carretera las comunicaciones en situaciones de lluvias torrenciales como las de octubre de 2007. Una pequeña canalización es totalmente ineficaz incluso para lluvias como las de agosto de 2010, cuando las arroyadas discurren sobre los campos a ambos lados de la carretera arrastrando pequeños muros en los lindes.

Los cambios recientes en los usos del suelo con toda seguridad han incrementado la generación de escorrentía, especialmente las urbanizaciones que han impermeabilizado buena parte de las vertientes occidentales del Seguilí.

2.3.- EL RÍO GORGOS EN LA POBLACIÓN DE XALÓ.

2.3.1.- Caracterización geomorfológica

Este tramo afectado por las crecidas del río Xaló (o Gorgos) a la altura de la población del mismo nombre, se ubica en el curso medio del río (figura 50). La cuenca del Gorgos tiene unas dimensiones totales de cerca de 260 Km², pero a la altura de Xaló es de unos 133 km² y recoge escorrentías de abruptos relieves calizos de la Serrella (1387 m), la Serra d'Alfaro (1165 m), la Xortà, la Serra del Carrascal (982 m) y la Serra del Penyal (850 m). Las poblaciones del tramo medio del valle del Gorgos se encuentran entre las que registran precipitaciones anuales más elevadas de la Comunidad Valenciana, entre los 800-850 mm en Alcalalí y Parcent.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR



Figura 50. Situación de Xaló en el centro de la cuenca de drenaje del río Xaló o Gorgos.

El valle del río Gorgos se localiza en el dominio prebético septentrional de Alicante, caracterizado por sierras de materiales cretácicos, fundamentalmente calizos y dolomíticos, y valles neógenos de relleno margoso. Además, en torno a Alcalalí se encuentra una franja de afloramiento de materiales triásicos (arcillas, margas y yesos) fácilmente erosionables por el río que facilita el ensanchamiento del valle entre las poblaciones de Murla y Llíber. Entre ésta última población y Gata de Gorgos vuelve a confinarse el valle fluvial.

El lecho del río discurre a lo largo del valle entre terrazas desde Benigembla, con un nivel de terraza baja no cementada entre Alcalalí y Xaló. Entre Murla y Alcalalí las márgenes del río se encuentran fuertemente erosionadas sobre los materiales triásicos del Keuper. A lo largo de todo el curso alternan tramos aluviales y tramos con afloramientos de roca dura en el lecho. Estos afloramientos corresponden a menudo a conglomerados fuertemente encostrados que limitan la incisión del cauce. En los tramos aluviales se depositan barras de materiales gruesos o muy gruesos que incluyen gravas, cantos y bloques, cuyo diámetro máximo denota una elevada potencia de la corriente fluvial.

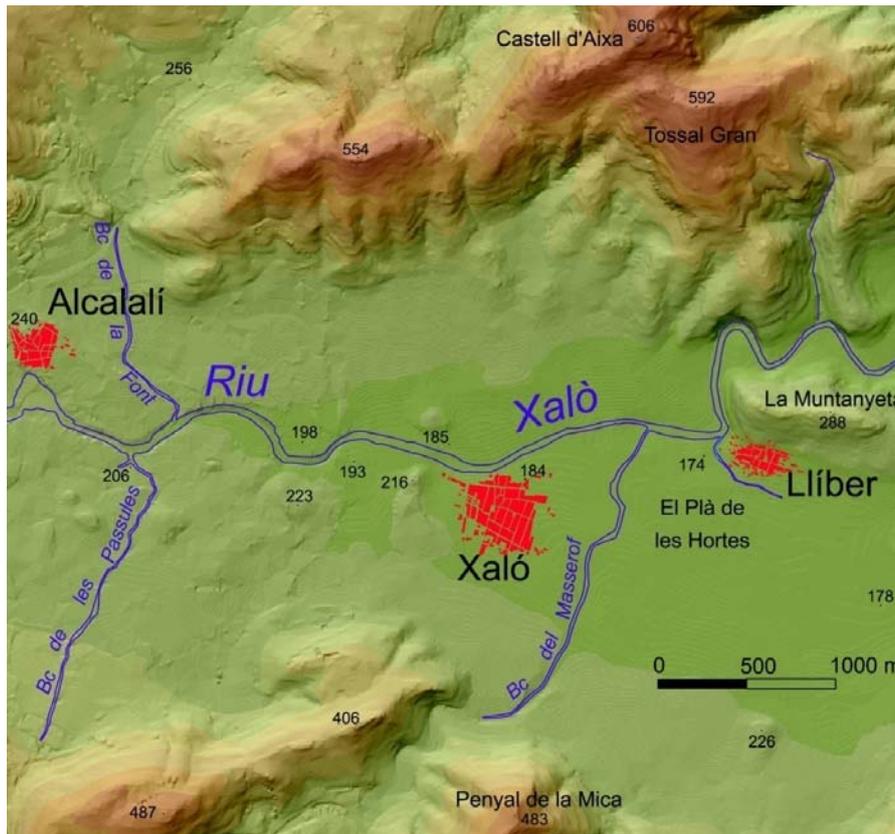


Figura 51. Situación del tramo descrito en torno a la población de Xaló



Foto 79: Vista de Xaló y el río o Gorgos desde el puente del camí Fondo Dos.



Fotos 80 y 81: Corte erosivo tras las riadas de 2007 y 2008 en la margen derecha del río correspondiente a la terraza inferior (T0a). Detalle del corte anterior con un paquete de sedimentos finos de inundación sobre el techo de la terraza.



Fotos 82 y 83: Poza natural excavada en el lecho rocoso del río Gorgos aguas debajo de la población. A la derecha lecho rocoso del río Gorgos. Se puede apreciar el muro de defensa roto en la margen derecha.



Fotos 84 y 85: El río Gorgos aguas arriba del puente de la carretera de Alcalalí CV-750. Se puede ver la barra de gravas adosada a la escollera que protege el camino de la margen derecha del río. A la derecha el río Gorgos aguas abajo del puente del camí Fondo Dos.

2.3.2.- Geomorfología e inundaciones en Xaló

A lo largo de este tramo, el río discurre confinado entre piedemontes, terrazas, abanicos aluviales y afloramientos del sustrato, llegando a encajarse localmente en dichos afloramientos. Por la margen derecha, el cauce limita con los abanicos aluviales del Barranc de Passules y del Barranc de Masserof y por la margen izquierda con los piedemontes de la Serra del Castell d'Aixa.

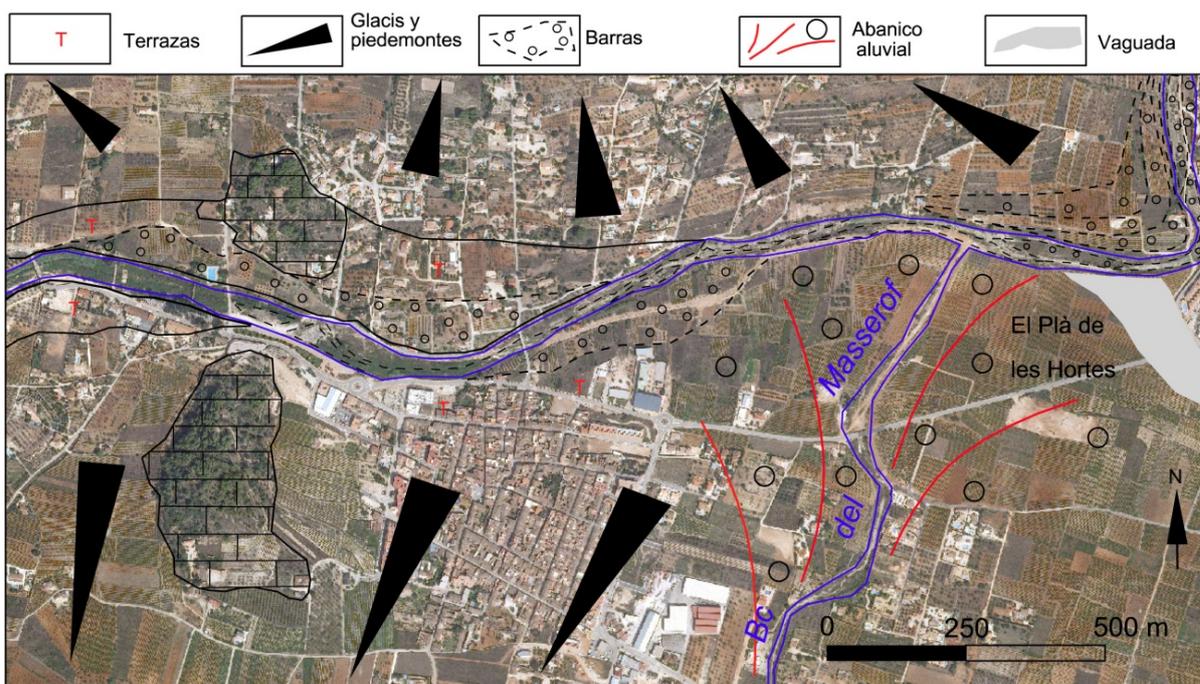
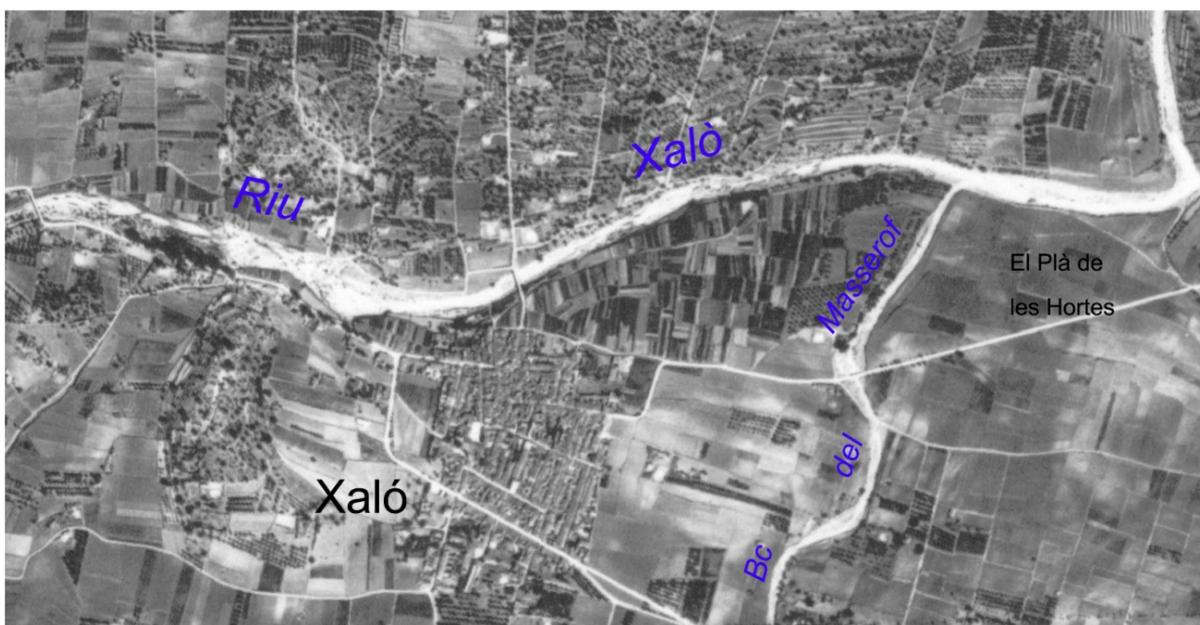
Este tramo del río Gorgos se puede definir como un cauce confinado entre terrazas con barras laterales de materiales gruesos y afloramientos locales de calizas o conglomerados. A lo largo de dichos afloramientos se reconocen formas de lecho rocoso como surcos, pozas y pilancones.

Allí donde se amplía el valle se depositan barras de gravas, cantos y bloques que ensanchan el cauce hasta 100-200 m entre Murla-Alcalalí. Aguas abajo, hacia Xaló, el cauce tiende a estrecharse, en parte de forma artificial, hasta 40-60 m. Aquí pueden reconocerse también en algunos puntos depósitos finos de llano de inundación recubriendo los paquetes de gravas fluviales. Estas secuencias corresponden a la terraza más baja del río.

La pendiente del río se mantiene elevada (13,3 ‰) entre curvas de 180 y 190 m y se reduce considerablemente al paso por Xaló (8,6 ‰) entre las curvas de 180 y 170 m.

Desde el punto de vista geomorfológico se distinguen diferentes unidades cuaternarias en el entorno del tramo fluvial (figura 53): las terrazas baja e inferior del río Gorgos, piedemontes y coluviones del Castell d'Aixa, abanico aluvial del Barranc del Masserof y depresión del Pla de Llíber. Además, dos pequeños afloramientos del sustrato confinan el cauce a la entrada de la población. La terraza inferior corresponde a barras fluviales que pueden haber sido activas hasta épocas históricas muy recientes y que se han ido ocupando como parcelas de cultivo.

A lo largo de este tramo lo más destacable es el paso del río junto a la población de Xaló, donde algunos puntos, especialmente en la margen izquierda que se encuentra algo más baja están expuestos a inundación. Tras los episodios más recientes en octubre de 2007 y 2008 se efectuaron obras de emergencia para la reparación de daños en dominio público hidráulico, trabajos de limpieza en el azud de la Tarafa y defensa de márgenes y recuperación de la capacidad hidráulica del río Gorgos. Los daños producidos se deben al confinamiento de la corriente y la pendiente relativamente alta que determinan una elevada potencia del flujo.



Figuras 52 y 53. Comparación de las fotografías aéreas de 1956 (arriba) y 2006 (abajo) en el tramo del río entre Xaló y Llíber. Esquema de unidades geomorfológicas sobre la imagen inferior

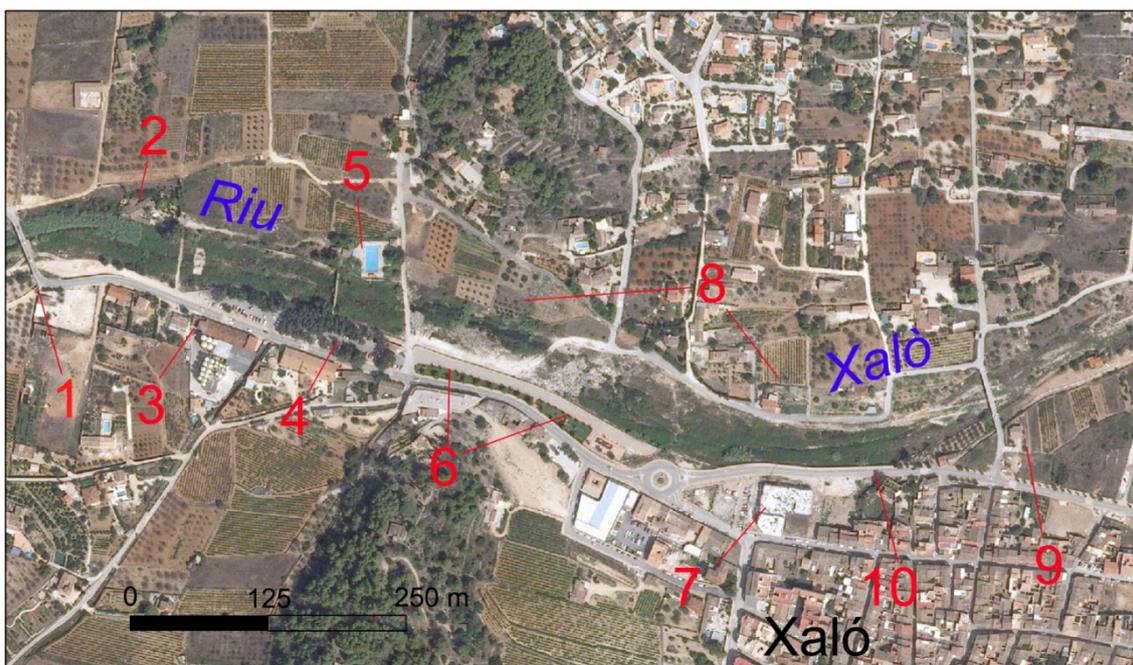
El aporte sedimentario desde los relieves calizos es importante y la capacidad de transporte permite el arrastre de abundante carga gruesa o muy gruesa a lo largo del valle del Gorgos hasta su curso bajo. Resultan muy ilustrativos para apreciar la elevada energía del flujo algunos videos disponibles en internet de la crecida de la octubre de 2007 en el río Xaló a la altura de dicha población. En dichos videos se

pueden ver también los niveles alcanzados por la crecida que sobrepasó ampliamente las márgenes del cauce ordinario, inundando algunas parcelas de la margen izquierda del río. Algunas acumulaciones de cañas todavía hoy señalan el nivel alcanzado por las aguas en dicha avenida.

A lo largo de la margen derecha existen muros de defensa que defienden la población de la erosión de los flujos de alta energía. Aguas abajo de la población la zona inundable se extiende por la margen derecha afectando a algunos campos y caminos, e incluso alguna construcción o molino adyacente al río.

Sobre las terrazas bajas o antiguas barras adyacentes al río, ahora ocupadas por campos de cultivo, se observa una superficie recubierta de cantos rodados. Sobre alguna de estas barras en la margen izquierda del río frente a la población de Xaló se han construido también algunas casas en zona inundable.

En las siguientes figuras se han situado con números diferentes elementos de referencia en torno al cauce sobre las ortofotografías aéreas. Se han simbolizado también puntos preferentes de desbordamiento (flechas azules), señalando los niveles de terraza inundables.



Figuras 54 y 55. Comparación de las fotografías aéreas de 1956 y 2006 en torno al río a la altura de Xaló.

- **Punto 1.** Puente de la carretera CV-750 entre Xaló y Alcalalí.
- **Punto 2.** Molí Nou.
- **Punto 3.** Construcciones junto al cauce sobre terraza baja.
- **Punto 4.** Parque fluvial y aparcamiento sobre antigua barra fluvial (estrechamiento del lecho mayor del río).
- **Punto 5.** Piscina municipal sobre antigua barra fluvial.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

- **Punto 6.** Parque fluvial y muro de defensa estrechando la sección original del cauce, junto a la CV-750.
- **Punto 7.** Construcciones sobre la terraza baja inundable.
- **Punto 8.** Huertas y edificaciones aisladas sobre antiguas barras inundables.
- **Punto 9.** Construcciones sobre terraza baja inundable (zona de huertas históricas) junto al puente del camí Fondo.
- **Punto 10.** Muro de defensa estrechando la sección original del cauce (carrer Sant Cristófol).

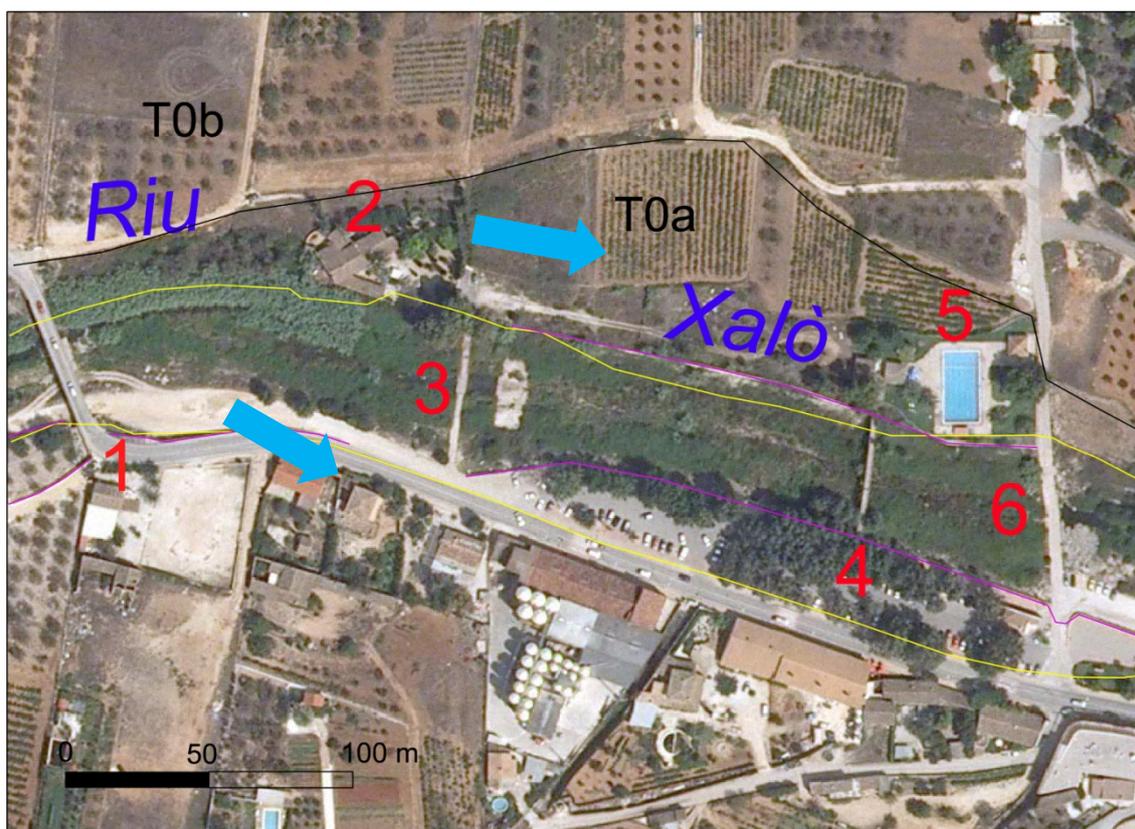


Figura 56. Fotografía aérea de 2006 a la altura de Xaló entre el puente de Alcalalí y el vado de Riu Rau. Borde de terraza señalado en negro (T0a terraza inferior, T0b terrazas bajas inundable con gravas en la superficie de los campos). Margen aproximado del cauce de 1956 en amarillo. Muros de defensa en magenta.

- **Punto 1.** Puente de la carretera CV-750 entre Xaló y Alcalalí.
- **Punto 2.** Molí Nou.
- **Punto 3.** Azud
- **Punto 4.** Pasarela a la altura del parque fluvial y aparcamiento sobre antigua barra fluvial
- **Punto 5.** Piscina municipal sobre antigua barra fluvial.
- **Punto 6.** Vado del camí Riu Rau



Foto 86: El río Gorgos a la entrada de la población se encuentra muy poco encajado respecto al nivel de la carretera.

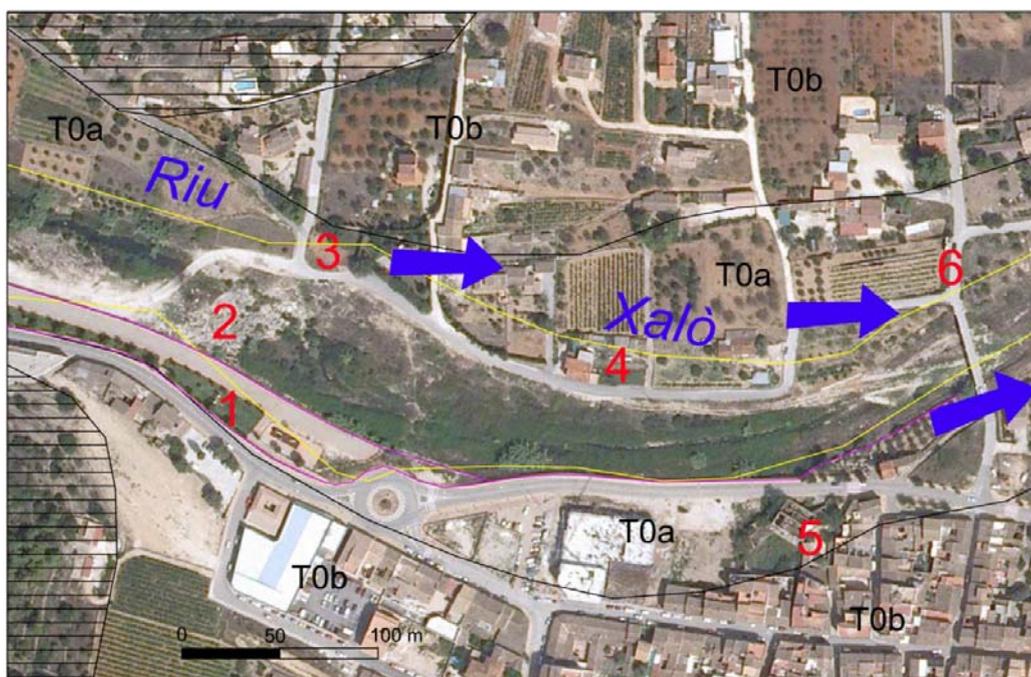


Figura 57. Fotografía aérea de 2006 a la altura de Xaló entre la ermita de Sant Doménech y el puente del camí Fondo Dos. Borde de terraza señalado en negro (T0a terraza inferior, T0b terraza baja inundable en inundación máxima. Margen aproximado del cauce de 1956 (línea amarilla). Muros de defensa en magenta. Líneas azules (desbordamiento en octubre de 2007).

- **Punto 1.** Parque fluvial junto a la ermita de Sant Domenech, parcialmente sobre el cauce de 1956
- **Punto 2.** Lecho rocoso.
- **Punto 3.** Acumulación de cañas que marcan la crecida de 2007.

- **Punto 4.** Construcciones y parcelas de cultivo dentro los límites del cauce de 1956
- **Punto 5.** Antiguo molino
- **Punto 6.** Puente del camí Fondo Dos.



Foto 87: Vista del Río Gorgos hacia aguas arriba del puente del camí Fondo Dos



Fotos 88 y 89: Lecho rocoso del río a la altura de la ermita de Sant Doménech. Terraza baja y barras recientemente ocupadas de la margen izquierda



Foto 90: Lecho del río con grandes bloques y viviendas y parcelas ocupando parte del lecho funcional en 1956 por la margen izquierda.

2.3.3.- Conclusiones

Diversos sectores de la población de Xaló se hallan sobre una terraza poco elevada respecto al nivel del río y existe cierto nivel de riesgo en caso de una inundación extrema. Además, el río Gorgos es un cauce elevada energía y capacidad de transporte de sedimentos gruesos por lo que fácilmente puede ocasionar daños en sus márgenes en secciones confinadas.

Cabe considerar algunos cambios recientes en la geomorfología del cauce que pueden tener incidencia en futuras inundaciones. Por un lado, por comparación con la fotografía de 1956 se reconocen cambios generales en el estado del cauce, por invasión de densos cañaverales sobre las barras de gravas y cantos entre Alcalalí y Xaló. Esto puede estar causado por una disminución del aporte de material grueso, tal vez por extracciones en diversos tramos del río. El arrastre de gran cantidad de cañas puede ocasionar problemas al paso de puentes con sección insuficiente.

Por otro lado, en el tramo en torno a Jal, se han realizado diversas actuaciones en las márgenes fluviales, como obras de defensa y urbanización de algunos sectores que han estrechado la sección del río, especialmente en su margen derecha. Por la margen izquierda, también se han ocupado parte de las barras funcionales en 1956 con parcelas de cultivo y casas aisladas.

2.4.- ZONA INUNDABLE ENTRE EL BARRANC DE L' HEDRA Y EL RÍO GORGOS.

Durante los episodios de lluvias torrenciales es frecuente el corte por inundación de la carretera CV-734 de Gata de Gorgos a Xàbia. El tramo de carretera afectado se localiza al paso un barranco afluente al río Gorgos, el Barranc de l'Hedra

si bien este sector es inundable también por el río Gorgos en caso de inundación extraordinaria. Según cita Cavanilles (1795):

El río de Xaló... “no bien llegado a las llanuras orientales inmediatas al Mediterráneo corre sin freno, y las inunda en sus furiosas avenidas; cubre de légamo muchos campos, de otros más altos roba la tierra vegetal, alguna vez muda de cauce, y entonces inutiliza los puentes, y corta por algunos días la comunicación...”.

El Barranc de l'Hedra, también conocido como del Vall o de las Barranqueras, tiene su cuenca de drenaje (unos 19 km²) en la vertiente meridional del Montgó (756 m) y en pequeños relieves en torno al Tossal dels Molins (160 m), situados entre las poblaciones de Gata de Gorgos y Jesús Pobre. El Barranc de l'Hedra recoge escorrentías de los abruptos relieves calizos entre la Penya de l'Aguila y el Montgó, en cuyo piedemonte se depositan conos torrenciales sobre los que discurren encajados diferentes barrancos. Una vez llega a la amplia vallonada de les Valls se le unen por la margen izquierda el Barranc de les Barranqueres, el Barranc del Garroferet y otros barrancos procedentes del Montgó en cuya falda se extiende una amplia zona de urbanizaciones.

Por la margen derecha se le une el Barranc de les Valls que recoge una red de vaguadas de fondo plano labradas en materiales margosos blanquecinos miocenos (facies Tap) con cabecera en las superficies de glacis de la Vall de Jesús Pobre. Este sector es de escaso relieve pero de sustrato impermeable.

En su último tramo el Barranc de l'Hedra recorre una vaguada inundable de como mínimo 150-200 m de anchura y que tiene una pendiente relativamente suave del 6,8 ‰ entre los 40-30 m de altura. La vaguada limita con una plataforma de margas miocenas por el sur y con piedemontes del Montgó por el norte.



Foto 91: Incorporación del Barranc de l'Hedra (derecha de la imagen) al río Gorgos.



Fotos 92 y 93: Vaguada del Barranc de l'Hedra unos 350 m aguas arriba del paso de la carretera CV-734. Los campos de olivos plantados en vaguada del barranco limitan con densos cañaverales, zarzales y arboledas. Derecha, zona impenetrable del barranco donde la vegetación tiende a invadir los campos abandonados a lo largo de la vaguada.

El río Gorgos en este punto se encuentra en el ápice de la llanura o abanico aluvial inundable del Gorgos, cerca del límite donde desaparecen las terrazas pleistocenas que confinan el río. Acompañando a este tránsito entre unidades cambia radicalmente la morfología del río Gorgos que pasa en una corta distancia de un amplio lecho, originalmente con grandes barras de gravas, cantos y bloques (“els Ramblars”), a un lecho más rectilíneo, estrecho y profundo. Se reconocen al menos dos niveles de terraza, una más alta con materiales cementados y matriz fina rojiza y una más baja con gravas sueltas y matriz arenolimosas.

En este tránsito la anchura del cauce pasa de unos 200 m a entre 25-30 m. El trazado del cauce del Gorgos, fosilizado probablemente de forma artificial, tiene una sección mantenida por la fijación de las márgenes y el vaciado de gravas tras las crecidas para mantener la profundidad. En este tramo de cauce más estrecho y profundo, las márgenes deben ser defendidas del flujo concentrado por muros, paredes verticales y escolleras, si bien se repiten con frecuencia procesos de desprendimiento tanto de las orillas naturales como de las defensas que deben ser reparadas tras cada crecida importante. Durante la crecida de octubre de 2007 los desprendimientos cortaron de forma permanente algunos puntos del camino que sigue la margen derecha del río.

En las márgenes del tramo estrechado en parte artificialmente se observa una secuencia granodecreciente de bloques en el talweg, gravas correspondientes a antiguas barras laterales y arenas y limos con pasadas de gravas hacia el techo, que indican que su génesis por procesos de desbordamiento.

El Barranc de l'Hedra discurre por un valle de fondo plano de forma más o menos paralela al río Gorgos, separado de éste por una plataforma miocena algo más elevada, a la que se adosa por el sur la terraza pleistocena del Gorgos. Una vez desaparece la terraza bajo la llanura inundable, desemboca el barranco ya en el tramo

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

rectilíneo y más estrecho del Gorgos por su margen izquierda, unos 200 m aguas arriba del puente de la carretera CV-740. Poco antes de desembocar (unos 225 m de distancia del río Gorgos), el Barranc de l'Hedra cruza bajo un puente de estrecho vano la carretera CV-734, entre densos cañaverales.

La inundación de un tramo de la carretera CV-734 se debe a que la sección del puente es claramente insuficiente para evacuar las crecidas del barranco, que viene ya desbordado en su amplio lecho mayor a lo largo del valle de fondo plano. Además, la zona se encuentra dentro del área inundable del río Gorgos por su margen izquierda. Los barrancos que descienden del Montgó salvan un desnivel de 600 o 700 m en poco más de 2 Km de distancia, lo que da idea de la rapidez con la que pueden concentrar la escorrentía en caso de precipitaciones de alta intensidad, más aún teniendo en cuenta que toda la falda la montaña está ocupada por urbanizaciones con sus correspondientes calles asfaltadas que impermeabilizan buena parte de las superficies de fuerte pendiente. Conviene recordar que en sucesos como el de octubre de 1957 los barrancos que bajaban del Montgó fueron los que causaron mayores daños en la población de Xàbia, puesto que en torno a este relieve se produjo el máximo de precipitación. La zona es inundable en episodios ordinarios, pero en episodios extremos la zona tiene un evidente peligro para el tránsito por la carretera. De hecho en el episodio de 28 y 29 de octubre de 1985 se produjeron varias víctimas mortales a lo largo de esta carretera entre Xàbia y Gata, arrastrando dos vehículos y causando la muerte a tres personas (Camarasa et al., 1991).



Fotos 94 y 95: Vado sobre el río Gorgos sobre un camino rural 1 Km aguas arriba de la desembocadura del Barranc de l'Hedra. Derecha, terraza baja del río Gorgos, con gravas sueltas y matriz arenolimoso junto al vado anterior



Fotos 96 y 97: Terraza pleistocena del río Gorgos con gravas cementadas y matriz arenolimosa rojiza. Derecha, detalle de la terraza anterior, (posiblemente corresponde a una fase de relleno del Pleistoceno medio).



Fotos 98 y 99: El río Gorgos aguas abajo de la desembocadura del Barranc de l'Hedra. Derecha, sedimentos pleistocenos aflorando en el lecho del Gorgos cerca de la desembocadura del Barranc de l'Hedra.

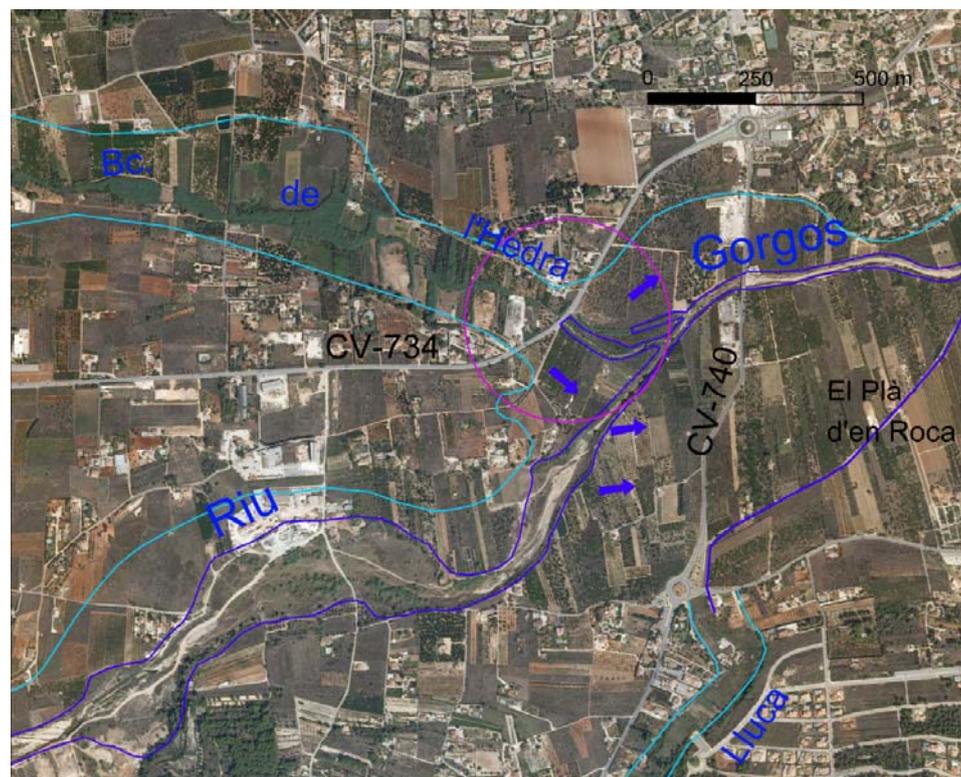
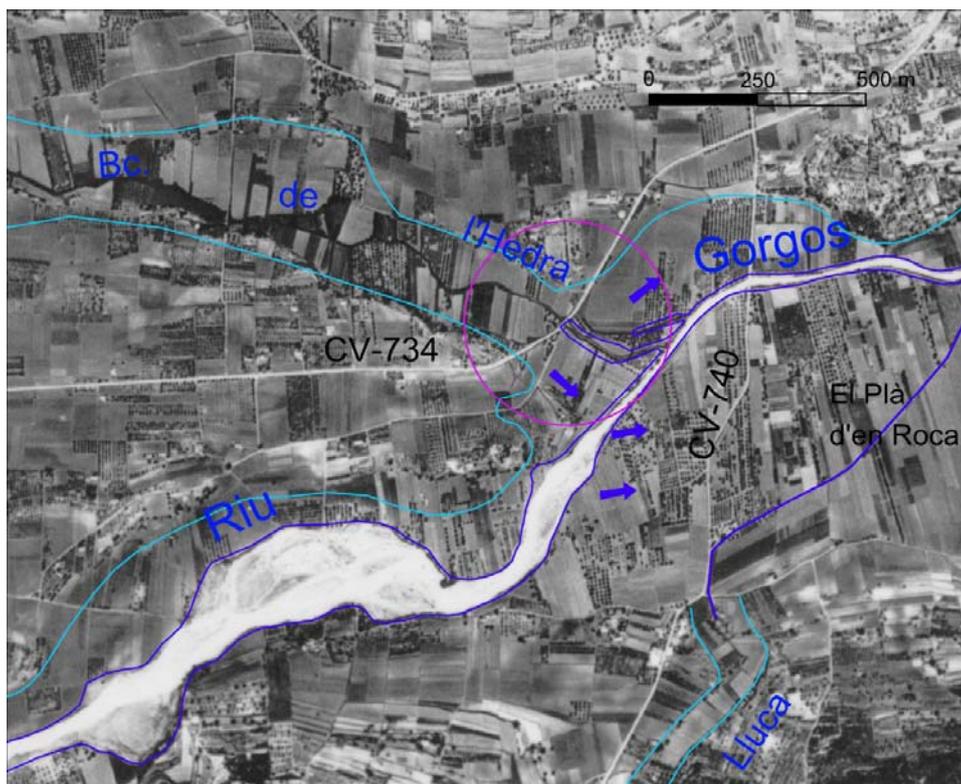


Fotos 100 y 101: Tramo inundable de la carretera CV-734 en el cruce con el Barranc de l'Hedra. A la derecha, zona inundable en el cruce de la carretera CV-734 (de Gata de Gorgos a Xàbia) con el camí de les Ribes.



Fotos 102 y 103: Barranc de l'Hedra aguas abajo y aguas arriba del paso de la carretera CV-734 respectivamente.

La comparación de las fotografías aéreas de 1956 y 2006 permite apreciar algunos detalles interesantes (figuras 58 y 59). Llama la atención el marcado estrechamiento del cauce del Gorgos muy nítido en la fotografía de 1956 que corresponde al paso al llano inundable. Aguas arriba, en el tramo de cauce ancho, las barras de materiales gruesos, bien visibles en la fotografía aérea de 1956, han desaparecido en buena medida por explotaciones de graveras. Se ha modificado de forma importante la sección del cauce, profundizándolo y, como consecuencia, el antiguo lecho seco y pedregoso ha sido invadido por abundante vegetación, fundamentalmente cañaverales, juncos y otras plantas acuáticas. Los cañaverales también han invadido recientemente buena parte de la vaguada del Barranc de l'Hedra.



Figuras 58 y 59. Situación de la zona inundable sobre las fotografías aéreas de 1956 y 2006. La línea azul claro delimita aproximadamente el espacio inundable en la margen izquierda del Gorgos.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR



Fotos 104 y 105: A la izquierda, el río Gorgos aguas arriba de la incorporación del barranco tiene una amplia sección, muy transformada por el vaciado de gravas. A la derecha, orilla del río Gorgos aguas abajo del puente de la carretera CV-740 de Xàbia al Poble Nou de Benitatxell. Se aprecia una secuencia de gravas coronada por sedimentos finos de inundación en la que se intercalan paquetes de gravas laminares.



Fotos 106 y 107: Los procesos de desprendimiento son frecuentes en este tramo del río Gorgos, donde la corriente va generalmente muy confinada por paredes y muros. A la derecha, el río Gorgos aguas abajo del puente de la carretera CV-740 de Xàbia al Poble Nou de Benitatxell confinado por paredes y muros de piedra.

2.5.- EL PLA (XÀBIA)

La partida del Pla d'en Roca se localiza en la margen derecha del río Gorgos y forma parte de su llanura inundable, al este de la carretera de Benitatxell (CV-740) y en torno a un camino rural que funciona como barranco y recoge las escorrentías del Barranc de Lluca. Dicho camino va desde el cruce del camino de Cabanes, que recorre el margen meridional del llano, hasta el río Gorgos y discurre ligeramente encajado (entre 1 y 2 m) respecto al nivel de los campos descendiendo desde los 23 a los 18 m snm. En el primer tramo del camino se reconoce en la topografía de detalle (LIDAR) una vaguada que es prolongación de la del Barranc de Lluca en su entrada al llano aluvial del Gorgos. El Barranc de Lluca tiene su cabecera en los relieves en torno al Puig de la Llorença (444 m) y el Poble Nou de Benitatxell y discurre por amplias vaguadas modeladas en materiales margosos. La llanura del Gorgos en este sector es

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

bastante lisa en sentido transversal al río, si bien la pendiente longitudinal es relativamente alta (superior al 6 ‰), lo que supone cierta capacidad de arrastre para los flujos desbordados.

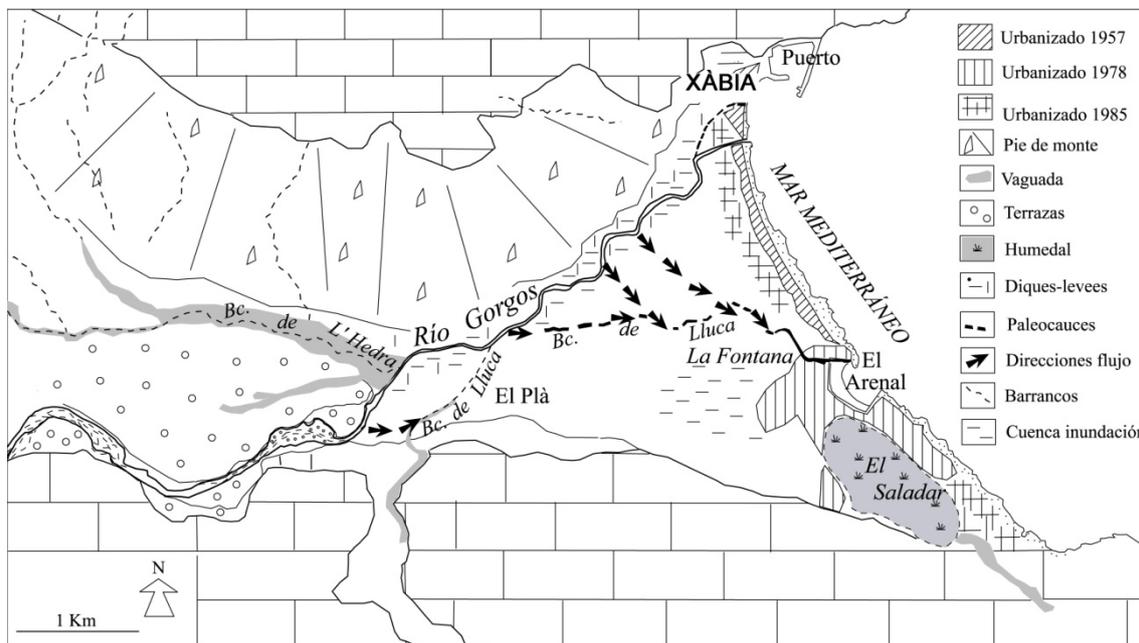


Figura 60. Esquema geomorfológico de la zona inundable del río Gorgos en la bahía de Xàbia. Modificado de Camarasa et al. (1991).

En un apartado anterior ya se ha realizado una descripción del cauce del río Gorgos a la altura de la desembocadura del Barranc de l'Hedra que se encuentra muy próxima en la otra margen del río. Como se describe en dicho apartado, el cauce se estrecha considerablemente aguas arriba de este punto, donde se abre la llanura inundable, a la vez que se reconocen depósitos finos de inundación sobre las orillas del río. Camarasa et al. (1991) y Bañuls et al. (1992) señalan la reiterada tendencia del Gorgos a romper su margen derecha en varios puntos, que ha dado lugar a obras de reforzamiento de las márgenes. Dichos autores indican una serie de puntos de desbordamiento por esta margen, que discurre después por una serie de vías de escorrentía concentrada, principalmente el paleocauce del Barranc de Lluca (figura 60). Dicho barranco que desaparece a su entrada al llano (fotos 108 a 110), discurre por el camino del Pla hasta el Gorgos y vuelve a encajarse casi 1 Km más abajo del mismo por debajo de la cota de 15 m (fotos 113 y 115). Desde aquí puede seguirse a través del camino-barranco hasta llegar al canal de la Fontana en la playa del Arenal (fotos 117 a 120). Rosselló (1977) sugiere la posibilidad de que la vaguada que sigue el barranco sea un paleocauce del Gorgos que desembocaba en la Fontana, unos 2 km hacia el sur de la actual desembocadura. Los paquetes de conglomerados que se aprecian en la foto 118 en la margen del camino pueden reforzar esta idea.

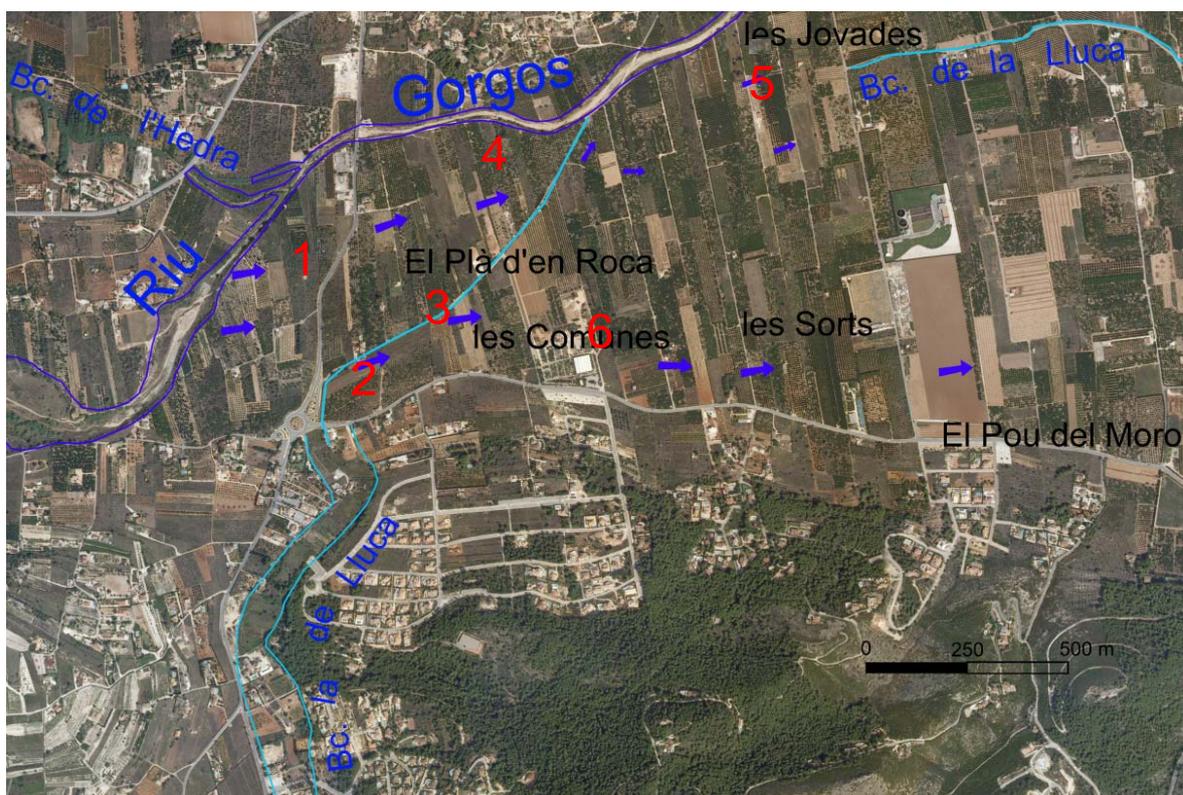
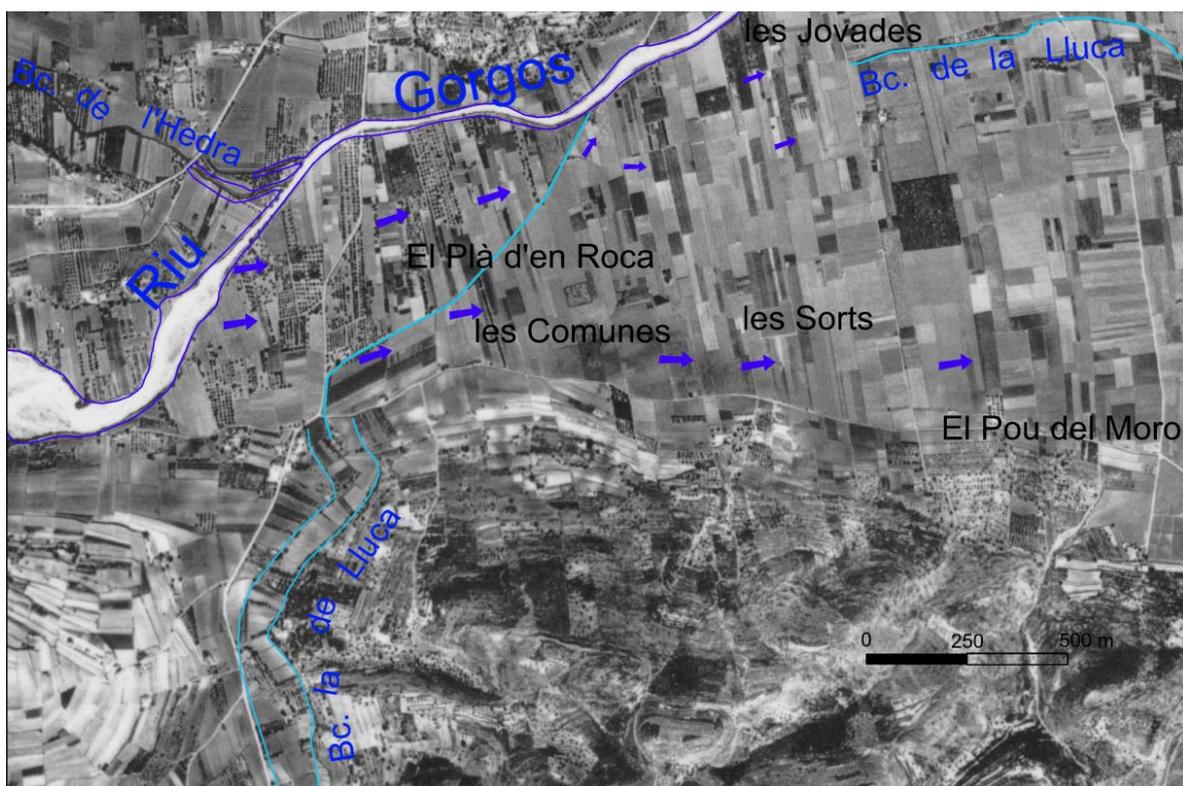


Fotos 108 y 109: El Barranc de Lluca discurre por una vaguada entre densa vegetación, desde el paso de la carretera que sigue el margen de la llanura inundable del Gorgos (camí Cabanes). A la derecha el Barranc de Lluca encauzado entre paredes al llegar al llano inundable del Gorgos.



Foto 110: Desde este punto el Barranc de Lluca discurre por un camino rural que funciona como camino-barranco y desvía las crecidas ordinarias hacia el Gorgos.

En las figuras 61 y 62 se han señalado con números los puntos clave mencionados en el texto:



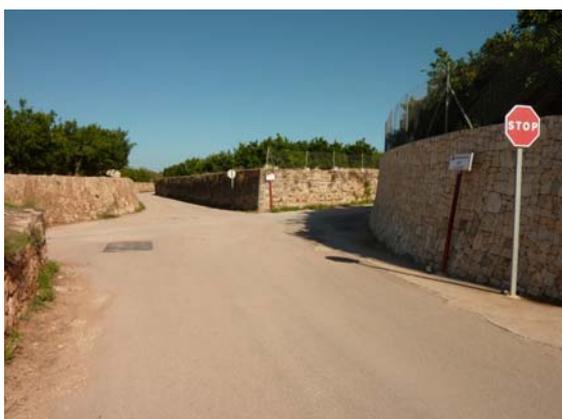
Figuras 61 y 62. Fotografías aéreas de 1956 y 2006 de la partida del Pla d'en Roca, con la situación del Barranc de Lluça, el río Gorgos

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

1. Tramo de desbordamiento del Gorgos en el ápice del abanico aluvial inundable.
2. Desaparición del cauce del Barranc de Lluca en la entrada al llano del Gorgos.
3. Vaguada ligeramente encajada que puede concentrar la escorrentía
4. Camino-barranco que deriva parte de la escorrentía hacia el río Gorgos.
5. Encajamiento del Barranc de Lluca sobre la superficie de la llanura de inundación.
6. Vía de drenaje concentrado en caso de crecidas extraordinarias, que puede prolongarse hacia la zona del Arenal y Saladar.



Fotos 111 y 112: La senda de les Capsades recorre transversalmente toda la llanura inundable del Gorgos inmediatamente al este del Pla. El río a la altura de dicho camino.



Fotos 113 y 114: Barranc de Lluca en su cruce con el camí Pou del Moro. Sedimentos finos de inundación en el margen del camino-barranco de Lluca



Fotos 115 y 116: Cruce del camí del Pou de Moro con la vaguada del Barranc de Lluca (posible paleocauce del Gorgos). Xàbia al fondo. Desprendimiento de pared que reviste el margen del camino-barranco de Lluca.



Fotos 117 y 118: Camino-barranco de Lluca a la altura del camí de les Basses. A la derecha paquete de gravas en margen del camino-barranco.



Fotos 119 y 120: Drenaje del barranco de Lluca bajo la carretera de Xàbia al Arenal. A la derecha, tramo final del barranco de Lluca llegando al canal de la Fontana.

2.5.1.1.- El Saladar (Xàbia)

El Saladar es una depresión pantanosa de difícil drenaje, adyacente a la barrera litoral fósil del Muntanyar y que se extiende entre la playa del Arenal hasta las proximidades de la Cala Blanca a lo largo de 2 Km (figuras 65 y 66). Originalmente, el desagüe del Saladar se producía a lo largo de la ensenada de la Fontana (el Arenal), franja costera que fue completamente urbanizada durante las últimas décadas sin prever la salida natural de las aguas hacia el mar.

El Arenal constituye una escotadura rectangular de 400 m de ancho ocupada por la única playa arenosa de la bahía. La costa baja al sur de la playa del Arenal tiene una morfología de depósitos dunares fosilizados (denominados Tosquers o montañas popularmente), compuestos de calcoarenitas pleistocenas. La restinga fósil al sur del Arenal (Muntanyar Baix) se extiende a lo largo de 2 Km con una anchura de hasta 250 m y entre 5 y 7 m de altura y está cubierta de grava rodada (Rosselló, 1977). Esta restinga impide el drenaje del espacio trasbarrera del Saladar que puede verse inundado con facilidad por los aportes de una serie de pequeños barrancos que abocan las escorrentías de los relieves meridionales y también por crecidas extraordinarias del río Gorgos.

Desde el punto de vista geomorfológico la depresión del Saladar es una depresión semiendorreica que desde mediados del Holoceno comprendía una albufera o laguna litoral que ha ido colmatándose por los aportes del río Gorgos y otros pequeños barrancos. Rosselló sugiere la hipótesis de una desembocadura principal del río Gorgos en la Fontana. De este modo, la contribución fluvial sería fundamental en el relleno de la albufera o espacio pantanoso del Saladar. Los estudios de geomorfología y paleoambiente realizados en la bahía de Xàbia a partir de sondeos confirman esta idea (Martínez Gallego et al., 1992; Fumanal et al., 1993; Fumanal, 1995; Viñals et al., 1993). Un sondeo realizado cerca del canal de la Fontana sobre los depósitos distales del abanico del río Gorgos, en el contacto con los sedimentos litorales de l'Arenal, recuperó 20 m de sedimentos holocenos de facies marjaleñas y de playa. La datación radiocarbónica de muestras de sedimentos dio una edad de 6340 ± 170 BP a 20 m de profundidad y 2910 ± 130 BP a 6-7 m de profundidad. Otro sondeo realizado hacia el interior de l'Arenal recuperó 12 m de sedimentos con una base de turbas o sedimentos lacustres cubiertos por sedimentos aluviales (Fumanal, 1995).

Como ponen de manifiesto los estudios paleoambientales, la extensión del humedal del Saladar debía ser originalmente mucho más extenso hacia el interior de la Fontana y el Arenal y se fue reduciendo de forma natural a causa de la colmatación producida por los aportes de los diferentes barrancos y el río Gorgos. En las últimas décadas el crecimiento urbano ha ido creando barreras que incrementan el efecto de las recientes inundaciones, al impedir el desagüe hacia el mar por el Arenal y también

porque se ha ido reduciendo paulatinamente la capacidad de almacenamiento del humedal.

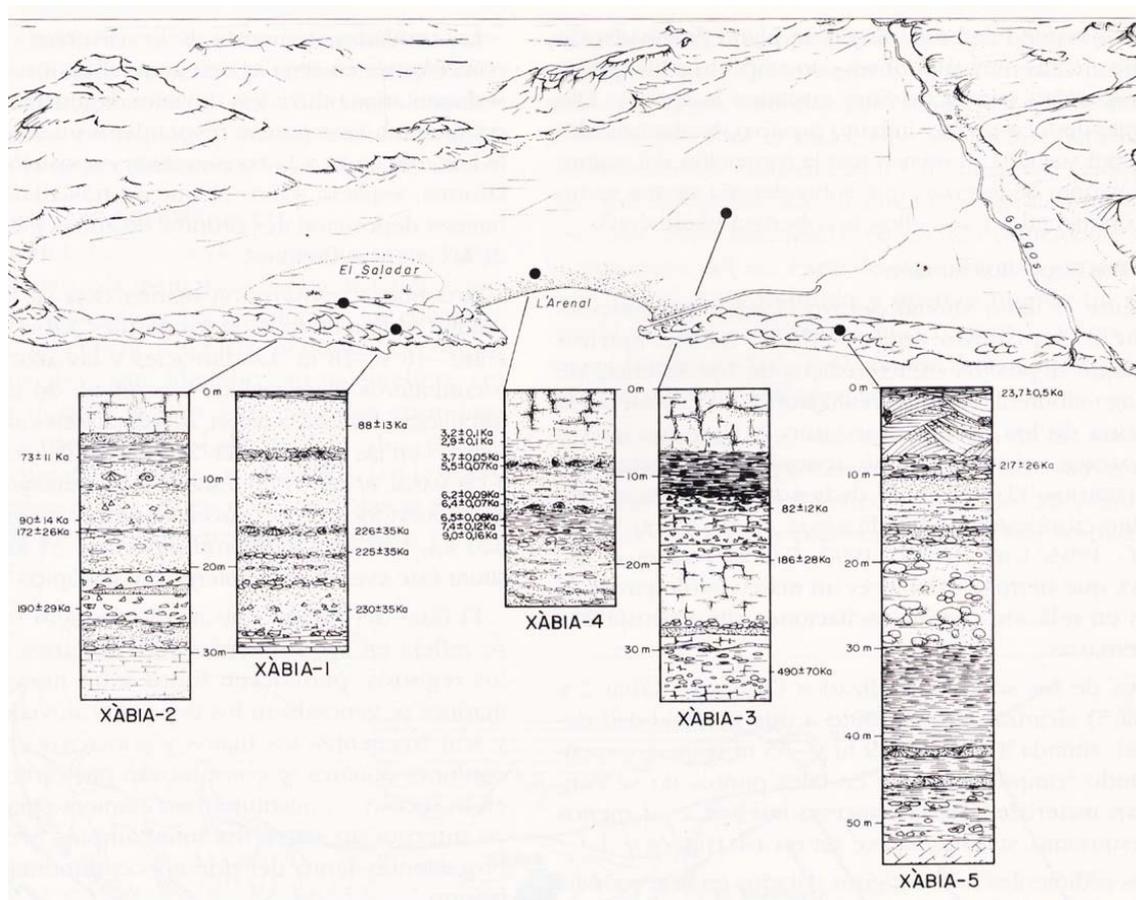


Figura 63. Diversos sondeos realizados en la barrera costera de la bahía de Xàbia (Fumanal, 1995). El sondeo Xàbia-4 pone de manifiesto que la barrera arenosa del Arenal es una construcción reciente, afectada por la subsidencia holocena. Como refleja el sondeo Xàbia-3, hacia el interior de la Fontana, tras la barrera existía una laguna con espacios palustres extensos que se han ido colmatando por aportes aluviales durante los últimos milenios.

El Saladar se mantuvo hasta épocas recientes como un espacio pantanoso, tal como lo representa la cartografía histórica de la segunda mitad del siglo XIX. La toponimia distingue un sector más cercano al Arenal (El Salobre) y otro más meridional (El Saladar). El Salobre fue probablemente drenado para permitir el cultivo, lo que se evidencia en la morfología del parcelario (Rosselló, 1977). Antiguamente existían en este espacio unas salinas; en época romana según la hipótesis de Martín (1970). Según Cavanilles (1795), existieron al sur de la Fontana vestigios de una noria que introducía agua del mar en canales hasta unas llanuras hondas donde se cristalizaba sal común.

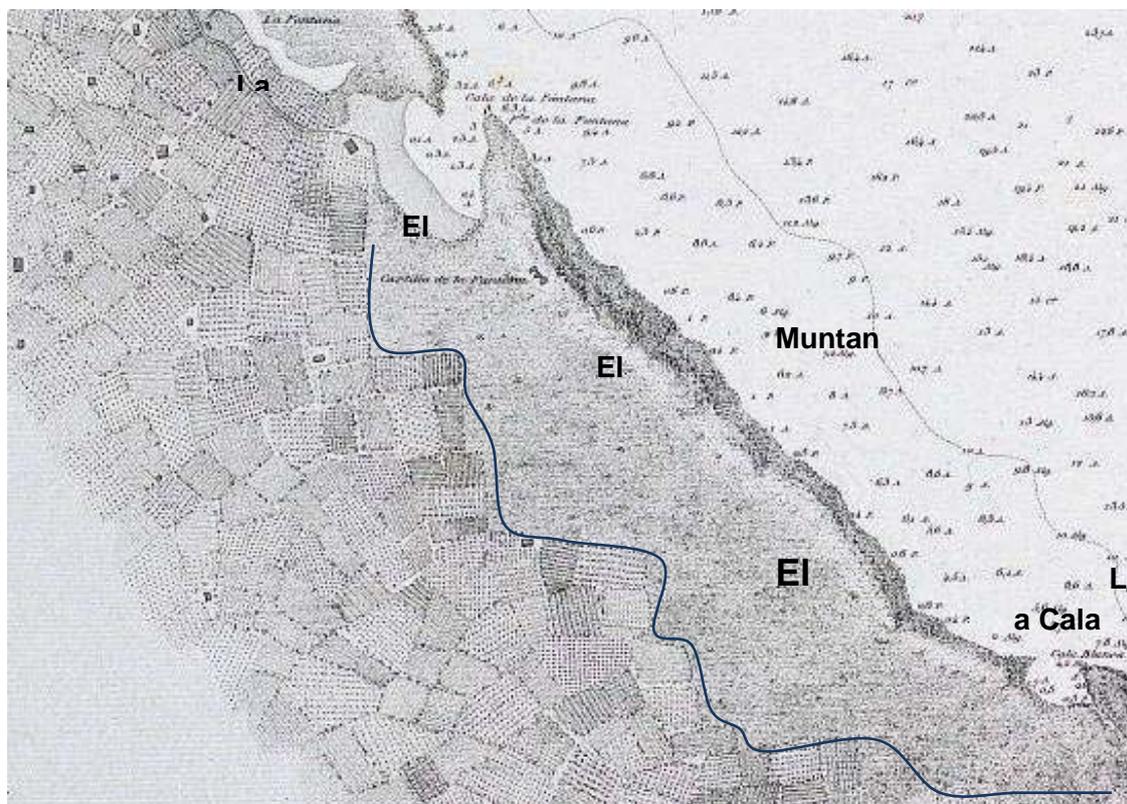


Figura 64. Cuenca de inundación costera de El Saladar en la carta náutica de la bahía de Xàbia (1879).

Una serie de pequeños barrancos desaparecen al llegar a la llanura costera, derramando las crecidas sobre los campos como se aprecia en la fotografía de 1956. Los barrancos del Tossalet, Atzúbia, Portixol y Cançalades tienen sus cabeceras en pequeños relieves cercanos entre los que se modelan valles de fondo plano sobre materiales margosos miocenos de la facies Tap. Los barrancos del Tossalet y Portixol recogen la escorrentía de los relieves de 144 m situados junto a los promontorios cercanos a la isla del Portixol. Desde sus cabeceras modelan vaguadas de fondo plano que descienden hasta el extremo meridional del Saladar. El Barranc de les Cançalades forma también un ancho valle de fondo plano sobre margas blancas que recoge escorrentías de los relieves de escasa altura (260 m) formados por alternancias de calizas, margas y arenas miocenas del extremo septentrional del Puig de la Llorença. Este barranco aboca a la llanura 1 Km hacia el oeste del Saladar, junto con el Barranc de Atzúvia.



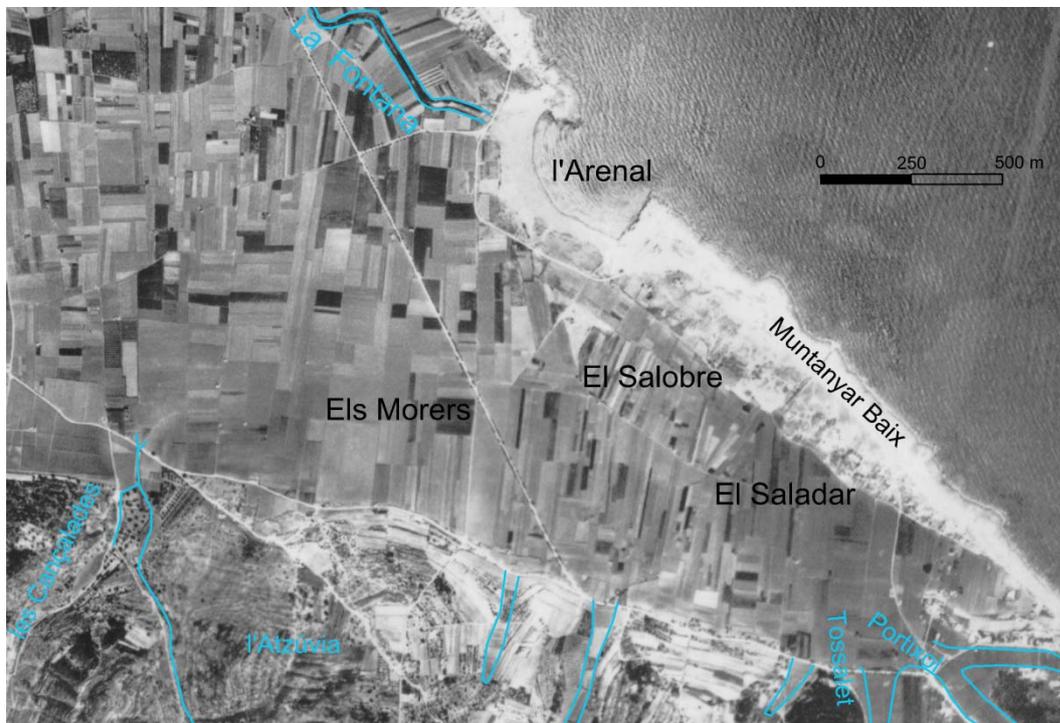
Fotos 121 y 122: Vista desde el Saladar hacia los relieves del suroeste. Derecha, vista desde el Saladar hacia la playa.



Fotos 123 y 124: Cartel de zona inundable en la zona de contacto entre el Saladar y el Arenal, vía de desagüe de las inundaciones. A la derecha, zona encharcada en el margen noroccidental del Saladar en agosto de 2010.

De los barrancos meridionales, el más importante es el Barranc de Lluca, con cabecera en los relieves en torno al Puig de la Llorença (444 m) y el Poble Nou de Benitaxell y que discurre por amplias vaguadas modeladas en materiales margosos. Como se ha explicado en el apartado correspondiente al Pla, el Barranc de Lluca discurre al llegar al llano por un paleocauce encajado varios metros en la llanura que es recorrido por un camino-barranco. Este barranco desemboca en el canal de la Fontana, al norte del Arenal, pero puede venir desbordado ya desde la zona del Pla y siguiendo la pendiente del llano alcanzar la depresión del Saladar. En crecidas extraordinarias del Gorgos como las de octubre de 1957, la inundación abarca toda la anchura de la llanura y alcanza la zona del Saladar. A partir de diferentes puntos de rotura en las márgenes del río Gorgos, el desbordamiento se extiende por la margen derecha, abarcan la zona del Pla y el Barranc de Lluca, concentrándose por vías de drenaje que conducen la escorrentía hacia el paleocauce del Barranc de Lluca, el canal de la Fontana y el Arenal. La desembocadura de la Fontana es un punto habitual de inundación. Como se puede apreciar comparando las fotografías aéreas de 1956 y

2006, el canal fue desviado hacia el extremo norte del Arenal y se construyó un puerto interior, expuesto a las crecidas como se ha visto recientemente, cuando numerosas embarcaciones fueron arrastradas por la corriente.



Figuras 65 y 66. Fotografías aéreas de 1956 y 2006 del entorno del Saladar.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

Una mala planificación urbanística es la causa de los problemas de inundación en la zona del Arenal que se edificó completamente sin prever un desagüe adecuado ni del Saladar, ni de la Fontana, ni si quiera para lluvias relativamente frecuentes. Como se puede apreciar en las figuras 65 y 66, la expansión urbana ha proseguido hacia el interior del Arenal produciéndose repetidas inundaciones en este sector. El último caso se produjo durante las lluvias del mes de agosto de 2010 (180 mm en dos días), cuando quedaron cortadas las comunicaciones por la carretera de Xàbia desde el Arenal.

Respecto a la depresión del Saladar, la presión urbanística amenaza con seguir construyendo en los márgenes de este espacio, aunque también existen propuestas de declararlo área de reserva. Se trata del espacio topográficamente más bajo de la bahía de Xàbia y por lo tanto tiende a concentrar arroyadas procedentes de diferentes sectores incluido el llano del Gorgos. Como es habitual en estos espacios semiendorreicos costeros la duración de la inundación se incrementa por la dificultad de desagüe, agudizada cuando coincide con un temporal marino.



Fotos 125 y 126: Zona central de la depresión del Saladar encharcada. Vista desde el Saladar hacia la playa, con la superficie inundada tras las lluvias de agosto de 2010



Foto 127: El Saladar inundado (diciembre de 2009).

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

3.- EL BARRANC DE LES SORTS (TEULADA)

3.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA.

El barranco de les Sorts, también conocido como barranco de Moraira, drena una cuenca de una superficie aproximada de 19'3 km² al sur de la línea Teulada-Benitatxell. Presenta un desnivel medio de 43‰, entre los 240 msnm de la cabecera y su desembocadura marina, así como una elevada densidad de drenaje, 2'4 km/km², como es propio de las ramblas desarrolladas sobre litologías blandas e impermeables.

Podemos distinguir tres sectores de litología contrastada en la cuenca. El primero de ellos la conforman los relieves calcáreos del Puig de la Llorença, una alineación montañosa que se extiende entre la Sierra de Benitatxell y la Punta de Moraira. Estos relieves constituyen el extremo oriental de un arco anticlinal que arranca de la Serra de Bèrnia y se sumerge en este sector en el Mediterráneo, mediante varias fallas de desgarre. Se trata de un contrafuerte calcáreo o calcáreo-margoso que presenta algunos retazos de formaciones flysch al pie de los relieves.

El resto de la cuenca forma parte de la unidad conocida como el sinclinal de Benissa-Teulada, configurado por depósitos de margas miocenas de facies tap, que alcanzan una potencia máxima de 1.000 metros en algunos sectores (Vegas-Pedraza, 1975). En el cuadrante noroccidental de la cuenca, estas margas albarizas, muy deleznable, aparecen en superficie, modeladas por bancales para su aprovechamiento agrícola. Sin embargo, en el sector suroccidental, no llegan a aflorar y quedan cubiertas por costras calcáreas que configuran una tercera unidad litológica, de más difícil denudación que la anterior.

La disposición de la red de drenaje es, debido a la configuración morfoestructural del relieve, marcadamente disimétrica. El cauce principal, denominado barranc Roig en el sector de cabecera, tiene una clara disposición N-S, probablemente debido a una falla, y discurre en paralelo a los relieves calcáreos del Puig de la Llorença. Por esta margen, el barranco apenas recibe pequeños tributarios cataclinales de recorrido corto y gran desarrollo vertical.

Por la margen derecha, sobre el dominio margoso del sinclinal de Benissa-Teulada, el barranc de les Sorts recibe diversos afluentes de mayor recorrido. En primer término se incorporan el barranco de la Borda y el de la Font Santa, que a su vez capta la aguas del barranc del Pas y el de les Comes. Se trata de una red de forma dendrítica, que presenta valles de fondo plano en cabecera y un mayor encajamiento en sus tramos inferiores, donde aparecen dos niveles de terraza, identificados por Fumanal y Viñals (1989) como T1 y T2, para distinguirlos del nivel activo del barranc de les Sorts (T0).

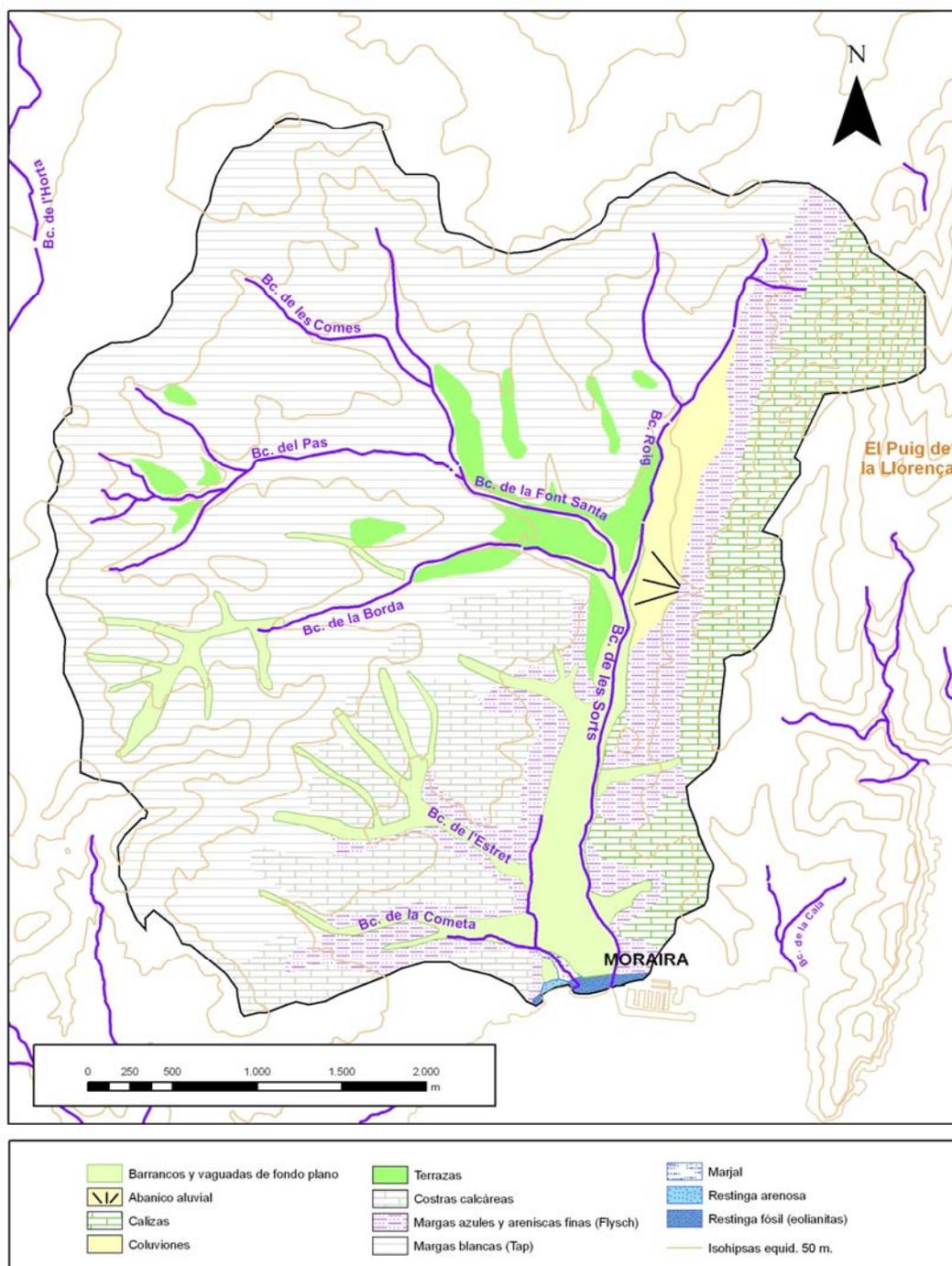


Figura 67: Mapa geomorfológico de la cuenca del barranco de les Sorts



Fotos 128 y 129: Las margas miocenas de facies tap ocupan la mayor parte de la cuenca. A la izquierda, una muestra en un corte de la carretera Benitatxell-Moraira. A la derecha, nivel de terraza (T₁) del barranco de la Font Santa, en el que se alternan arcillas y limos con finos lentejones de grava y cantos poco trabajados.

Aguas abajo, el barranco de les Sorts incorpora otros dos tributarios que descienden de las zonas encostradas, los barrancos de l'Estret y la Cometa, con una morfología de fondo plano, consolidada por cultivos aterrazados, y como los anteriores, con una considerable pendiente --60 ‰ y 40 ‰ respectivamente.

La desembocadura del barranco en el mar está condicionada por la posición de una restinga fósil de edad eemiense (interglacial Riss-Würm), que se apoya directamente en los resaltes rocosos de l'Ampolla y Moraira. Se trata de un cuerpo sedimentario arenoso con predominio de litologías oolíticas y con una considerable karstificación marina en superficie (Fumanal-Viñals, 1989). Tiene adosada en su parte distal, una acumulación de eolianitas (dunas fósiles). Ambos depósitos conforman una barrera topográfica de 5 metros de altura que juega un papel fundamental en el drenaje del valle de les Sorts. Sólo presenta una fractura en su lado oeste, por donde tiene su salida natural el citado barranco.

Allí existe una segunda restinga, la playa de l'Ampolla, formada en el actual periodo cálido --probablemente en el máximo flandriense-- y constituida por arenas sueltas de origen detrítico. Este cordón arenoso, de escasa potencia, forma un arco retirado unos metros respecto a la restinga fósil y limita un pequeño humedal, relleno de limos y arcillas turbosas y alimentado por una pequeña surgencia de aguas dulces. Esta marjal ha sido reducida y artificializada por la actividad agrícola y los recientes desarrollos urbanísticos.

3.2.- EVOLUCIÓN CUATERNARIA.

La disposición de la red de drenaje de este sector del Prebético alicantino es el resultado de un complejo proceso evolutivo de la tectónica regional que, según Bru (1983), permite distinguir dos redes de distinta cronología. En primer término, existen retazos de una red de drenaje neógena, que parece originarse a finales del Mioceno,

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

con el nivel de base emplazado en el río Gorgos. Se conservan tramos de esta red en el margen externo de la cuenca del barranco de les Sorts, en el barranco de l'Horta (Benissa) o en pequeño barranco de la Cala, que cae sobre el Portet de Moraira.

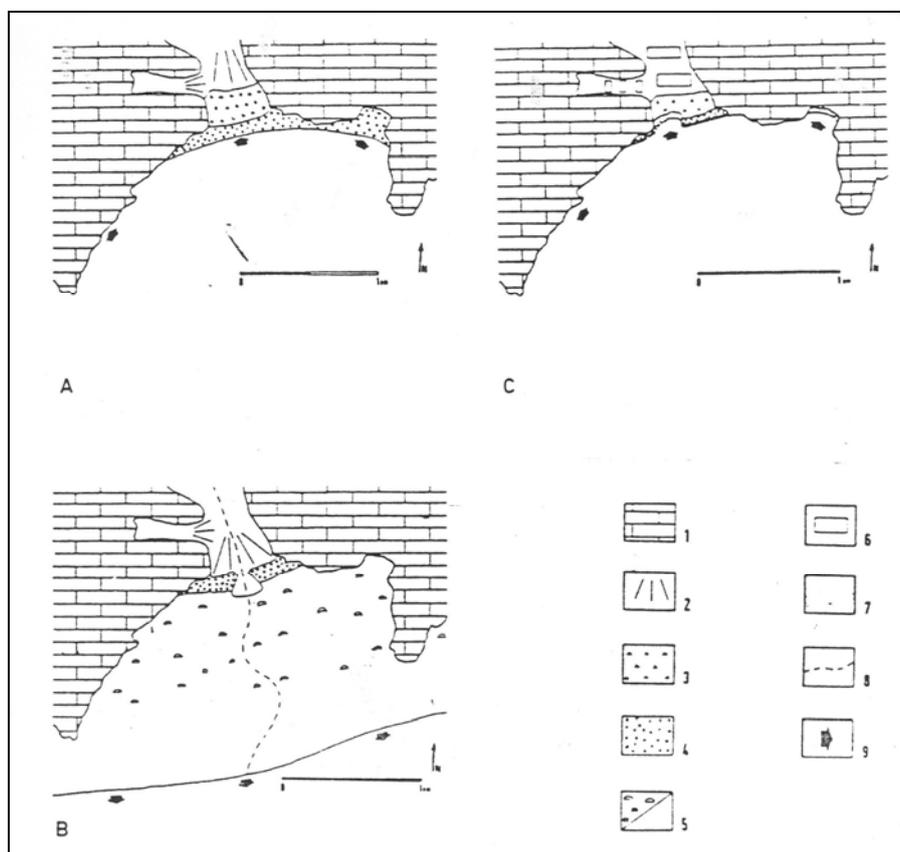
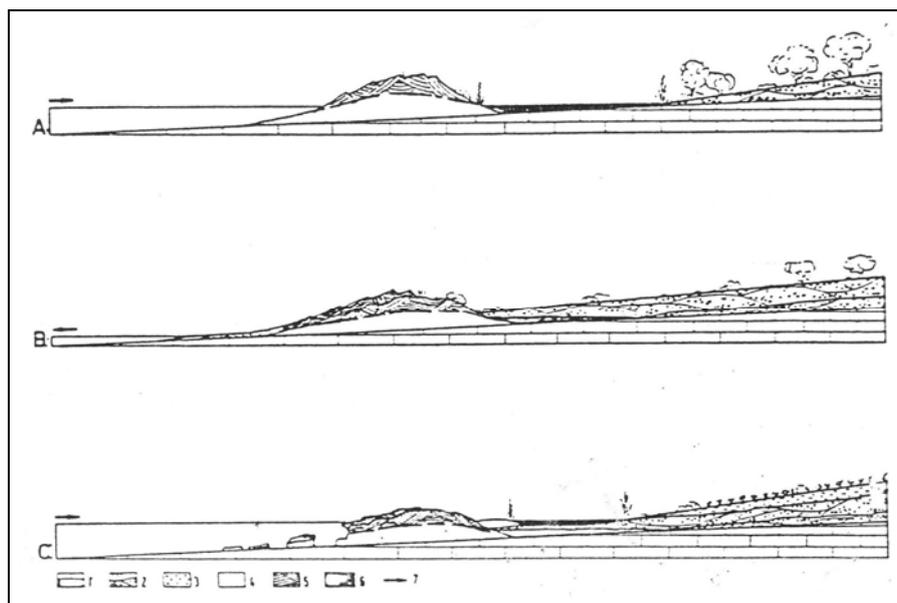
La tectónica postpliocena, un periodo distensivo que provocó el basculamiento del sinclinal margoso de Benissa-Teulada hacia el sur, estableció una nueva divisoria de aguas y una nueva red de drenaje en esta zona, cuyo colector principal ha resultado ser el barranco de les Sorts. A lo largo del Cuaternario este barranco ha ido desnudando los materiales margosos y ampliando su cuenca mediante erosión remontante, desplazando la divisoria de aguas hacia el norte y el oeste. Este proceso ha permitido el vaciado parcial del sinclinal margoso y la captura de los barrancos de la red antigua del Puig de la Llorença y la Sierra de Benitatxell –salvo el citado barranco de la Cala.

La continuidad de este proceso erosivo queda contrastada en la presencia de un codo de captura sobre la red de drenaje terciaria en el citado barranco de l'Horta, desde uno de los tributarios del barranco de les Sorts, el barranc del Pas. Hoy día, no obstante, estos procesos de captura y avance de la divisoria se hallan ralentizados por la acción antrópica, ya que el desarrollo de abancalamientos para la actividad agrícola tiende a fosilizar la acción fluvial en cabecera.

El encajamiento de esta red de drenaje ha presentado diversas oscilaciones a lo largo del Cuaternario, resultado de las diversas pulsaciones marinas. Fumanal y Viñals (1989) han identificado tres etapas que permiten caracterizar el comportamiento del barranco y fundamentalmente, la configuración de su tramo final y de la barrera de areniscas que bloquea su salida al mar. Estas tres etapas se cartografían como fases A, B y C en las figuras 68 y 69.

En primer lugar, durante el último interglacial (eemiense), bajo un clima más cálido que el actual y un nivel marino en progresivo ascenso se formaron diversas restingas, la última de las cuales es la que se conserva fosilizada a la salida del barranco. Esta barrera arenosa resguardaba un amplio espacio palustre.

En una segunda etapa, una caída glacioeustática (Würm) provocó un notable descenso del nivel de base. Como consecuencia, se produjo el consecuente encajamiento de la red fluvial y la ruptura de la antigua restinga por procesos fluviales. Los aportes sedimentarios aluviales acumularon importantes depósitos en los tramos bajos de la red y rellenaron el antiguo espacio palustre.



Figuras 68 y 69: Evolución cuaternaria en perfil y planta del tramo final del barranco de les Sorts según Fumanal y Viñals (1989). Arriba: 1. Relieves, 2. Conos aluviales, 3. Relleno de valle de margas, 4. Restinga actual, 5. Eolianitas, 6. Marjal, 7. Sentido de la oscilación eustática en cada periodo. Abajo: 1. Relieves, 2. Conos aluviales, 3. Marjal, 4. Restinga eemiense, 5. Dunas y playas fósiles hoy sumergidas, 6. Valle de fondo plano, 7. Restinga holocena, 8. Curso fluvial, 9. Sentido de la oscilación eustática en cada periodo.

Finalmente el ascenso marino holoceno es responsable de la formación de la restinga arenosa actual, que ha establecido un nuevo nivel de base y ha favorecido la configuración del actual valle de fondo plano, ante la imposibilidad de evacuar sobre el mar los abundantes aportes del sinclinal margoso. Cabe recordar que estas formaciones de fondo plano son el resultado de un balance sedimentario favorable a la deposición, asociado fundamentalmente a condiciones de aridez y litologías blandas. El contexto climático, la presencia de una cubierta vegetal rala, la escasa consistencia de las margas albarizas de facies tap, la falta de pendiente del tramo final, el efecto de barrera de la restinga fósil y los temporales marinos, explican por tanto la acumulación de sedimentos finos del barranco de les Sorts.

3.3.- ZONA INUNDABLE. PROCESOS Y FORMAS

En periodos históricos se constata un continuado aporte sedimentario fluvial en el tramo final del barranco. Los depósitos aluviales se acumulan retenidos por la restinga fósil que ha actuado de dique de contención y bloquea la evacuación del sedimento durante las crecidas, consolidando unas morfologías de fondo plano, y dando al barranco un perfil longitudinal que presenta una leve convexidad.

La capacidad de movilización de sedimentos en la cuenca ha sido un factor clave en este proceso, como ya se ha reseñado, pese a que la acción antrópica ha frenado estos procesos desde época islámica, mediante la construcción de abanalamientos de mampostería y piedra seca. Hoy día todavía aparecen bien conservados en la mayor parte de la cuenca.

La fotografía aérea de 1957, el célebre vuelo americano, nos permite reconocer el desarrollo de estas morfologías de fondo plano, donde predominan o han predominado estos procesos de acumulación de sedimentos, frente a las zonas donde los cauces se hallan más encajados y predominan los procesos erosivos (Figuras 67 y 70). Así, los barrancos situados al norte de la cuenca, el barranc Roig, el barranco de la Borda y el de la Font Santa, presentan diversos tributarios de fondo plano y marcada pendiente en cabecera, para encajarse posteriormente, manteniendo una sección bastante incisa hasta su confluencia en el barranc de les Sorts, entre las antiguas terrazas (figura 67).

Por lo general, en esta mitad septentrional de la cuenca, debido al escaso impacto urbanizador y al encajamiento o fuerte pendiente de la mayor parte de los cauces, no pueden producirse problemas de desbordamiento ni de inundación. Así y todo, diversas actuaciones antrópicas han podido reducir puntualmente la sección natural de los cauces, si bien en principio, sin que parezca que puedan generar situaciones de riesgo. Este es el caso, por ejemplo del nuevo puente sobre el barranc de la Font Santa, o de algunas actuaciones agrícolas en el interior del Barranc Roig, ejecutadas mediante rellenos protegidos con escollera.

Sin embargo, en la mitad sur de la cuenca, el desarrollo de segundas residencias llega a cubrir cerca del 70% de la superficie, alterando de manera significativa el comportamiento de la red de drenaje. Esta intensa urbanización incrementa la escorrentía superficial pero reduce notablemente la exportación de sedimentos, fundamentalmente de calibres medios y gruesos, ya de por sí poco frecuentes en los tramos bajos del barranc de les Sorts. En algunos casos, como en los barrancos de la Cometa o l'Estret, el desarrollo de urbanizaciones no ha respetado la existencia de estos cauces, y ha ocupado el lecho de valles de fondo plano de pronunciada pendiente (foto 136 y figura 70).

El valle de fondo plano del barranc de les Sorts, que toma forma tras la confluencia de los barrancos, Roig, Borda y Font Santa, presenta también importantes alteraciones de origen antrópico. De hecho, en su primer sector, en el entorno del Alcassar, ha sido estrechado en su sección natural respecto a su anchura original, tal y como demuestra la fotointerpretación del vuelo de 1957 (Figura 70).

El canal de estiaje del barranco, que ocupa en el tramo alto una posición central respecto al valle y que poco a poco va desplazándose hacia el margen izquierdo del barranco, donde se desvanece. Presenta un paso insuficiente para las crecidas ordinarias bajo la carretera de Benissa (CV-473) y las aguas otoñales han cortado la comunicación en episodios recientes (2007), produciéndose posteriormente intervenciones que se han limitado a una limpieza provisional de los cañares.

Este canal se desvanecía antiguamente a medida que el valle de fondo plano se iba ensanchando. Hoy día, no obstante, es prolongado mediante un cajero de hormigón paralelo a la carretera de acceso a Moraira (CV-737), y a su llegada al casco urbano queda cubierto hasta su desembocadura en el mar. Un canal de características y dimensiones similares se abrió en la margen derecha del barranco, con el fin de captar los aportes de los barrancos de l'Estret y la Cometa, y conducirlos hacia el humedal de l'Ampolla.

La sección de ambos canales es marcadamente insuficiente para vehicular las avenidas ordinarias, como demuestra el registro histórico. En este sentido, por su proximidad y alcance, es especialmente reseñable la crecida del barranco de les Sorts de 1957. Según recoge Bru (1983) de los habitantes de Moraira, durante este episodio todo el lecho del valle de fondo plano, de parte a parte, quedó completamente inundado, y las aguas del barranco asolaron algunas casas. Los testigos del evento afirman haber visto pasar animales domésticos y ganado arrastrados por la corriente y no poder distinguir donde comenzaba el mar y acababa el barranco, por el efecto tapón generado por el temporal marino.



Foto 130: *Puente sobre el barranc de les Sorts. Se observa como, pese al amplio vano, se ha ocupado por completo la terraza inundable mediante un relleno protegido con un muro.*

Foto 131: *Vado sobre el barranco de les Sorts junto a la confluencia con el barranco de la Borda. Se observa el contraste entre los colusiones de origen calcáreo y las margas blancas a uno y otro lado del barranco, así como los rellenos agrícolas protegidos con escollera que reducen la sección del cauce.*



Foto 132: *Paso de la carretera Benissa-Moraira sobre el canal que prolonga el tálveg del barranco de les Sorts. La escasa sección provoca frecuentes cortes de la carretera en este punto. Se observa una limpieza poco efectiva del cañar —que no ha eliminado los rizomas— posterior a la crecida de 2007.*

Foto 133: *Prolongación artificial del tálveg que finaliza en una conducción subterránea. Al fondo, la barrera urbana que se ha construido a la salida del barranco de fondo plano, incrementando el efecto de dique que provocan las eolianitas de manera natural.*



Fotos 134, 135 y 136: Arriba a la izquierda canal de drenaje que capta las aguas de los barrancos de la Cometa y l'Estret y a la derecha, su incorporación a la pequeña albufera de l'Ampolla. Abajo, zanja excavada en el margen derecho del barranco de l'Estret para evitar la inundación de las urbanizaciones que han ocupado por completo su lecho de fondo plano.

Conocidos estos hechos, resulta difícilmente comprensible el desarrollo urbanístico reciente de Moraira, que ha llevado a cabo la ocupación del tramo final del lecho del barranco en el sector contiguo a la restinga, el de mayor riesgo de inundación. Las construcciones residenciales y comerciales ocupan los antiguos campos de cultivo que existían sobre el cauce, e incluso aquéllos que se habían

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

establecido sobre los márgenes de la antigua marjal. De esta manera se incrementa el efecto de barrera natural que ya generaban las eolianitas y ponen en peligro bienes y personas en caso de producirse una avenida de gran magnitud. El efecto de barrera geomorfológica queda ahora amplificado por una actuación antrópica que limita el desagüe del barranco a los dos cauces antes reseñados.

3.4.- CONCLUSIONES

El barranco de les Sorts presenta un marcado condicionamiento litológico y estructural. La disposición de la red de drenaje y la morfología de los distintos cauces –fundamentalmente la sección-- están estrechamente vinculados al contraste entre las litologías margosas del sector occidental y el dominio calcáreo oriental.

El cauce principal presenta una morfología de fondo plano, asociada a estos condicionamientos litológicos, con un perfil longitudinal levemente convexo. El tálveg, parcialmente artificializado, se sitúa a lo largo de la margen izquierda, y presenta una sección insuficiente para vehicular lluvias de cierta torrencialidad.

Existen episodios históricos que refieren la completa inundación de esta vaguada de fondo plano, acrecentada por el efecto tapón de los temporales marinos y la barrera topográfica establecida por las eolianitas pleistocenas.

Estos episodios pueden agravarse en el futuro debido a la impermeabilización de la cuenca –por el desarrollo de segundas residencias--, así como por la reciente ocupación del tramo final del cauce por complejos comerciales y turísticos, que han aislado el espacio inundable de su salida natural al mar. Se trata de un caso paradigmático de desarrollo urbanístico con total ausencia de criterios de protección frente a los riesgos naturales, amén de una ocupación manifiesta del dominio público hidráulico.

También se observan afecciones similares en el barranco de l'Estret y en el de la Cometa, cauces de fondo plano parcialmente ocupados por residencias turísticas. Esta intensa urbanización, por el contrario, incide negativamente en la producción de sedimentos, al limitar la movilización de los materiales, singularmente de los calibres mayores, ya de por sí ausentes en el cauce principal.

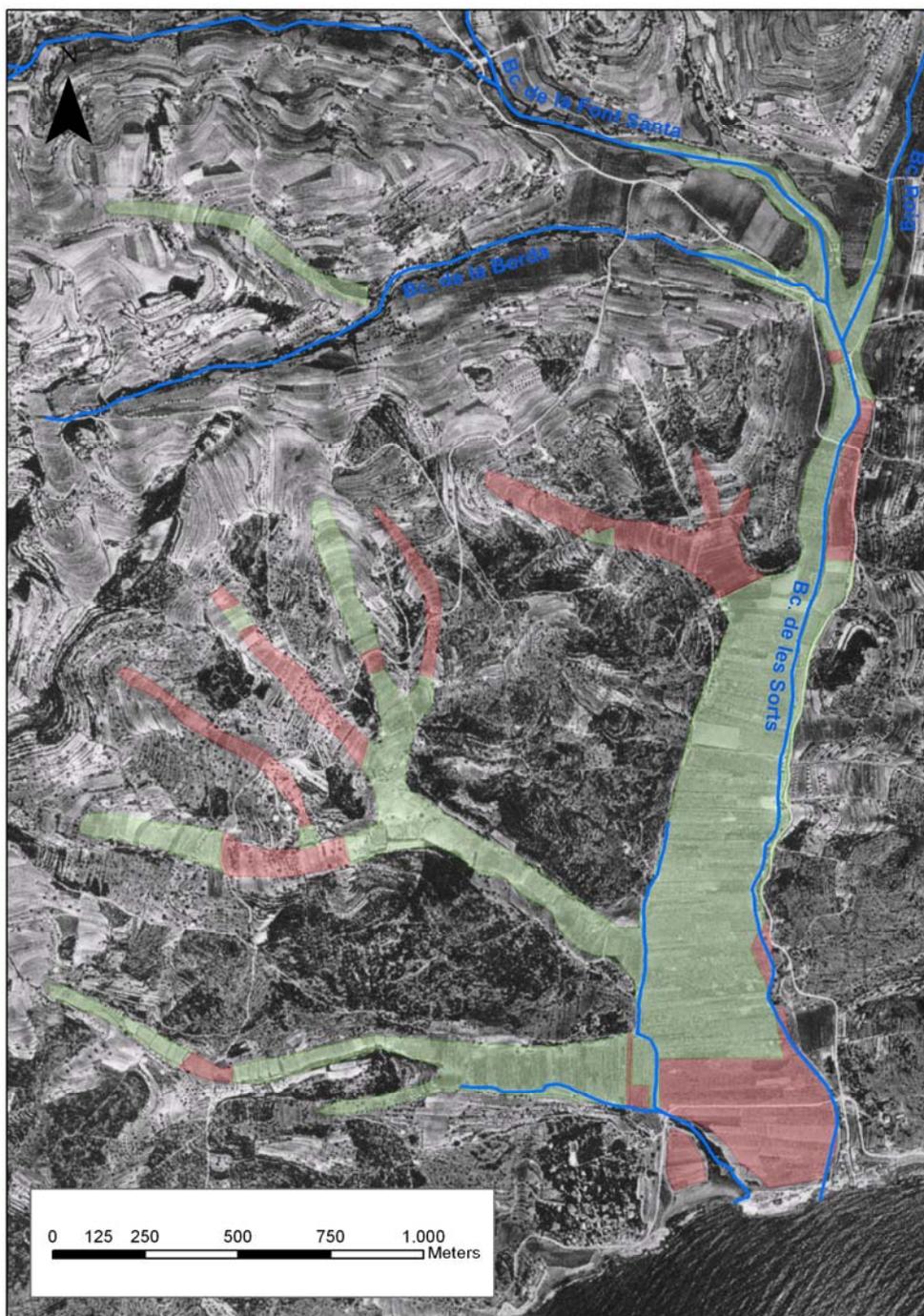


Figura 70: La fotografía aérea de 1957 nos permite reconocer la dimensión histórica de estos cauces, antes del proceso urbanístico que ha alterado notablemente las condiciones de drenaje. En verde, los barrancos y vaguadas de fondo plano y, en rojo, estos mismos espacios hoy ocupados por zonas residenciales y comerciales.

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

4.- EL LITORAL DE BENISSA

4.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

El sector costero del término municipal de Benissa está configurado por una serie de barrancos paralelos que descienden de la Sierra de la Pedramala. Se trata de un conjunto de cauces bastante encajados y de pronunciada pendiente entre 70 y 90 ‰, los cuales presentan cuencas de dimensiones modestas, 416 hectáreas para el barranco de Sant Jaume-Baladrar con una intensa urbanización.

Estos barrancos ocupan el sector meridional del sinclinal Benissa-Teulada, donde, desde finales del Plioceno, la tectónica ha jugado un papel clave en la configuración de las redes de drenaje. En primer lugar, como señaló Bru (1983), en época post-pliocena se produjo un basculamiento del sinclinal margoso de Benissa-Teulada hacia el sureste. Este movimiento desarticuló una red de drenaje de edad terciaria con nivel de base en el río Gorgos y favoreció el desarrollo de una nueva red fluvial que, mediante erosión remontante fue desmantelando parte de los depósitos margosos y trasladó progresivamente la divisoria de aguas hacia el interior. La Sierra de la Pedramala, actúa en buena medida, como el cantil o el margen en retroceso del citado sinclinal.

Desde el Pleistoceno final, y a lo largo del Cuaternario, múltiples fracturas han afectado a este sector costero, provocando su elevación. Esta actividad geotectónica ha generado la aparición de acantilados medios y altos y ha facilitado el encajamiento de la red fluvial.

En consecuencia, nos hallamos en un sector donde, en estado natural, los barrancos han mostrado un comportamiento y una alta capacidad erosiva. Testimonios históricos refieren este comportamiento, a pesar de los constantes esfuerzos del hombre, desde época islámica, por aterrizar esta vertiente y preservar suelos y cultivos. Este es el caso de A.J. Cavanilles, quien a finales del siglo XVIII ya constató esta importante erosión remontante y la lucha denodada de los agricultores por poner freno a los procesos naturales: “hacia el mar en el distrito llamado Pedra Mala excavaron las aguas en los campos cultivados un ancho barranco cuya capacidad va aumentando en perjuicio de los campos contiguos; sus ribazos son de marga blanquecina hasta la profundidad de diez pies, siguiéndose hacia abaxo un banco de cantos rodados que forman como tres pies de espesor, el cual descansa sobre otro más grueso de tierra”.

Otros factores, además de la tectónica, han facilitado este comportamiento erosivo. En primer término cabe destacar la presencia de litologías blandas. En efecto, en todo el sector comprendido entre la Pedramala y el mar existe un predominio de los materiales margosos. En las zonas de cabecera de los barrancos encontramos las margas albarizas de facies Tap que predominan en la mayor parte del sinclinal

mioceno de Benissa-Teulada, mientras que en las zonas bajas, exceptuando en el barranco del Baladrar, afloran areniscas y margas azules en formaciones flysch. Estos materiales aparecen en colinas y cerros coronados por costras calcáreas.

Además, las condiciones locales de aridez y torrencialidad, así como las fuertes pendientes, también favorecen la exportación de sedimentos, con un rango variable de calibres que incluye también cantos y bloques.



Fotos 137 y 138: Areniscas y margas azules en los cantiles costeros situados al sur de la desembocadura del Baladrar, en facies flysch. Aquí se observan las costras calcáreas en el techo del perfil.

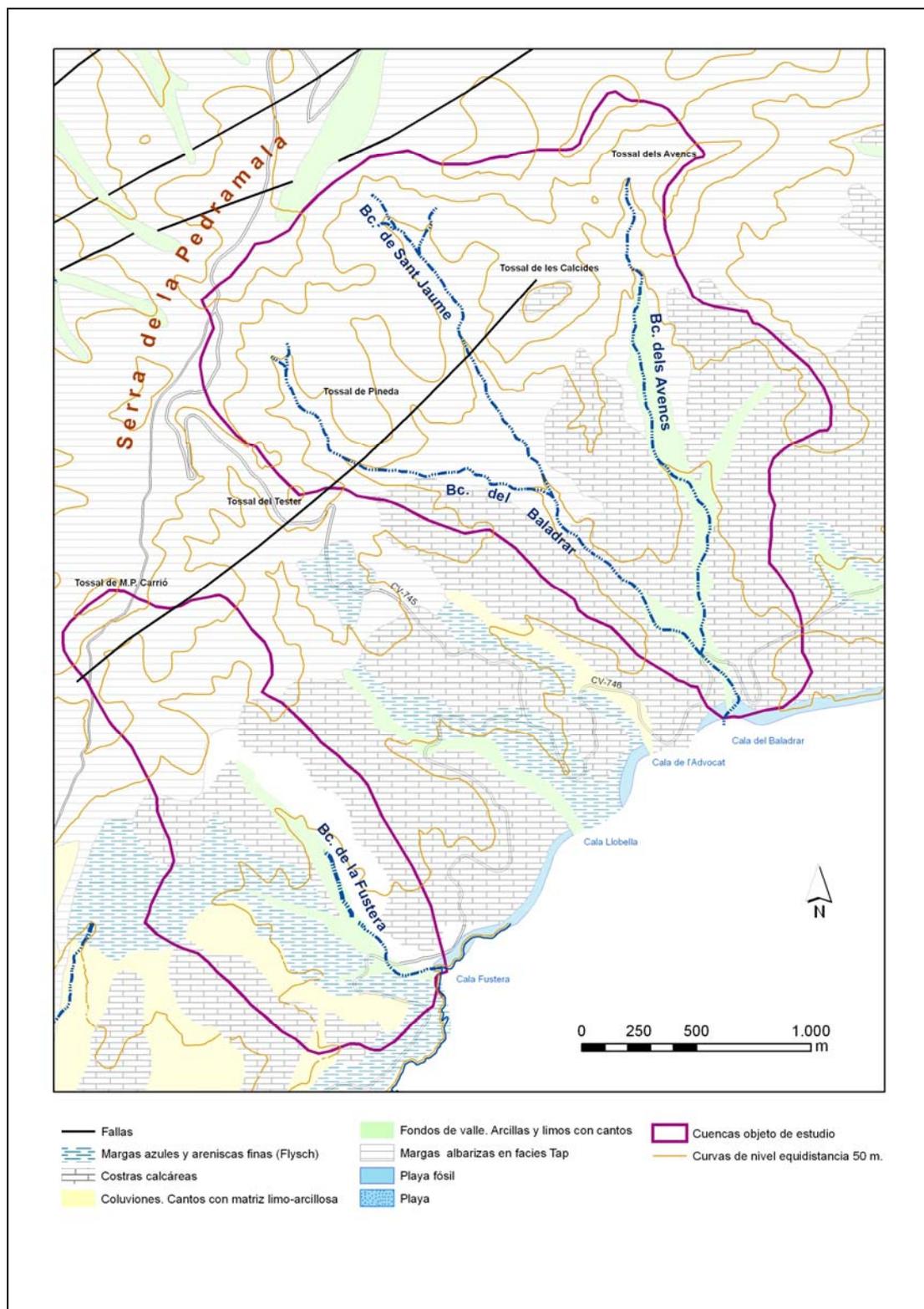


Figura 71: Relieve y litología del área de estudio (Benissa I al Norte, Benissa II al Sur)

4.2.- BARRANCO DE SANT JAUME-BALADRAR

El barranco del Baladrar es el resultado de la confluencia de dos cauces, el del Baladrar propiamente dicho, que desemboca en la cala del mismo nombre, y el barranco dels Avencs. El primero recibe además en cabecera por su margen izquierda el barranco de Sant Jaume, que nace al pie de la ermita homónima, mientras que el segundo, que arranca en el Tossal dels Avencs, a 197 metros de altura, tiene otro pequeño tributario, hoy ocupado por las instalaciones del Club de Golf Ifach. El conjunto de la cuenca tiene unas dimensiones de 417 hectáreas y mientras que la pendiente del barranco dels Avencs es de un 70‰, la del Baladrar alcanza el 85‰. El comportamiento erosivo de ambos cauces se manifiesta en dos hechos, por un lado por su encajamiento, y por otro en su acción remontante.



Foto 139: Talud adyacente al barranco cercano a su desembocadura donde se identifica un depósito de grandes bloques y cantos similares a los que hoy presenta el lecho en su tramo final.

La acción remontante se percibe claramente en la topografía de la cuenca. La alineación de cumbres formada por el Tossal dels Avencs, el de les Calcides y el de Pineda, que tiene origen en una falla de dirección SW-NE, ha sido rebasada por todos los cauces, que están capturando la red cataclinal del barranco de l'Horta, perteneciente a la cuenca del Gorgos y al aparato terciario identificado por Bru (1983).

En la mayor parte de su trazado ambos barrancos se caracterizan por un acusado encajamiento y un perfil en V muy inciso, si bien en los tramos de mayor amplitud el perfil ha sido regularizado mediante bancales estrechos, a veces de gran verticalidad. Este marcado encajamiento contrasta con los demás barrancos del sector, donde se dan morfologías de fondo plano. Estas formas tendidas sólo aparecen en esta cuenca en el barranco ocupado por el Golf Ifach.

El marcado encajamiento y el perfil en V permitirían, en circunstancias normales, salvaguardar la mayor parte de la cuenca del riesgo de las crecidas. Sin embargo, la intensa ocupación humana de estas vertientes, ocupadas prácticamente por completo por residencias turísticas, además de incrementar la escorrentía de la cuenca, genera algunas situaciones puntuales de riesgo. Éstas se asocian en algunos casos, a la ocupación de los márgenes del cauce, donde, sobre los taludes casi completamente verticales del barranco, se han construido muros para aislar las viviendas y las zonas ajardinadas. Las crecidas futuras pueden desestabilizar algunos de estos taludes, por lo general compuestos por materiales detríticos de fracción fina sobre los que se encaja el barranco, provocando procesos de zapa y derrumbes.

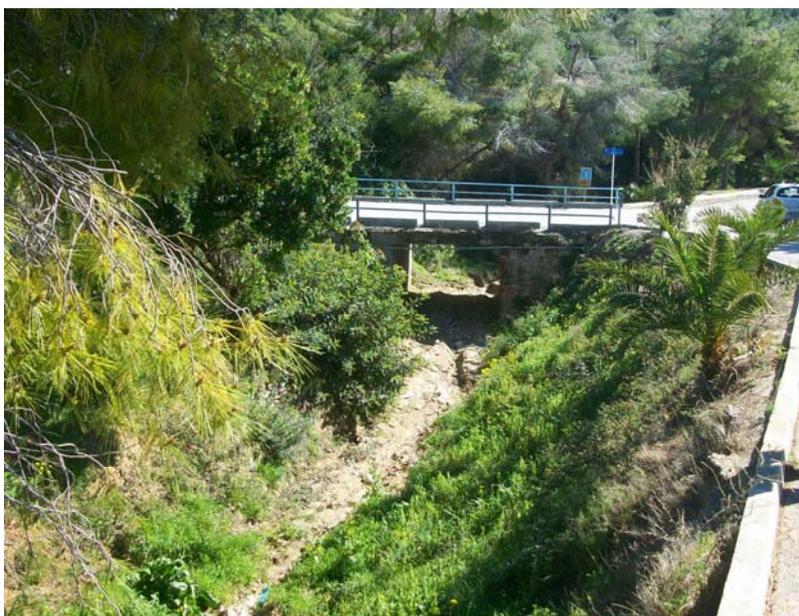


Foto 140: Puente de vano insuficiente junto al Golf Ifach.

Además existen algunos pasos sobre el barranco y sus tributarios, en tres casos puentes con un vano insuficiente, que pueden resultar de extremo peligro para los transeúntes. La densidad de la vegetación conservada en el cauce, en ocasiones con un estrato arbóreo de *Pinus halepensis* de porte medio y grande, es un factor añadido de riesgo. Con posterioridad a las crecidas de octubre de 2007 se han efectuado algunas tareas de limpieza y desbroce del cauce, pero subsisten todavía numerosos pinos de gran porte.

A pesar del intenso desarrollo urbanístico, que suele limitar el acarreo de sólidos y fundamentalmente, el calibre de los sedimentos transportados, el barranco presenta todavía, por su pendiente y la inestabilidad de algunos de sus taludes, capacidad para movilizar cantos y bloques, que pueden incrementar los daños generados en las crecidas. De hecho se reconocen, en algunos taludes próximos al

barranco, depósitos de cantos y bloques de grandes dimensiones acarreados en el pasado por esta red hasta su desembocadura (foto 141).

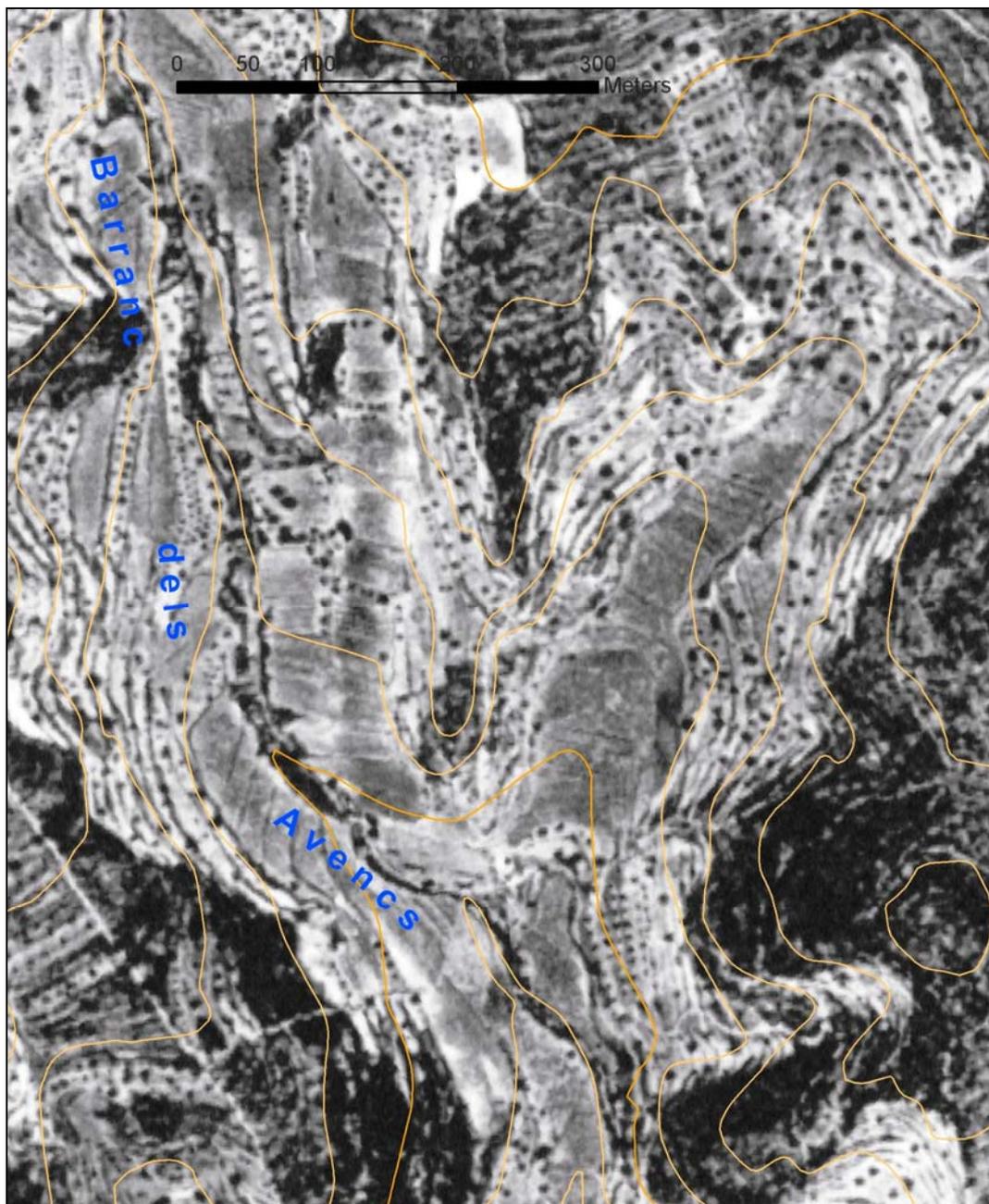


Figura 72: Imagen aérea de 1957 del curso del barranco dels Avencs y vaguada de fondo plano sobre la que hoy día se ubica el Golf Ifach.



Foto 141: Talud adyacente al barranco cercano a su desembocadura donde se identifica un depósito de grandes bloques y cantos similares a los que hoy presenta el lecho en su tramo final.



Foto 142: Puente de vano insuficiente junto al Golf Ifach

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR



Foto 143 y 144: Taludes verticales en el tramo bajo del barranco tras los trabajos de limpieza posteriores a la crecida de 2007. A la izquierda se observa la verticalidad de los rellenos limosos sobre un antiguo bancal de piedra seca, con pinos excesivamente expuestos. A la derecha margen con un muro en techo parcialmente descalzado.

4.3.- BARRANCO DE LA FUSTERA

El barranco de la Fustera, localizado al extremo sur del litoral de Benissa es uno de los más desafortunados ejemplos de la falta de atención al riesgo de inundaciones en la planificación urbanística, así como un caso flagrante de ocupación del dominio público hidráulico. Tanto la cuenca como el propio cauce se hallan casi completamente urbanizados, con la salvedad de algunas actuaciones recientemente paralizadas, sin que en la mayor parte de los casos se hayan arbitrado soluciones constructivas para la evacuación de caudales.

La cuenca presenta una dimensión de 178 hectáreas, que descienden hacia el mar desde las estribaciones meridionales de la Pedramala, el Tossal de Mossen Pere Carrió. Presenta un predominio de materiales margosos y areniscas en facies flysch, con encostramientos calcáreos en las zonas altas y aportes detríticos de materiales finos, cantos y gravas en los fondos de las vaguadas, donde se conservan puntualmente retazos de algunas terrazas.

Tanto el cauce principal como sus tributarios presentan morfologías de fondo plano, a veces con taludes perpendiculares muy marcados, que pueden alcanzar hasta los 3 o 4 metros de altura, y otras veces con paredes más tendidas,

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

antiguamente estabilizadas mediante bancales. La pendiente longitudinal del barranco alcanza el 98‰, pero si exceptuamos las cortas y verticales torrenteras de cabecera, y consideramos exclusivamente la red de cauces de fondo plano, la pendiente no supera el 54‰.

La ocupación de la cuenca es tal que a través de la fotografía aérea actual, sin un reconocimiento sobre el terreno, es completamente imposible reconocer el curso del barranco. A partir de los trabajos de campo se ha cartografiado el cauce de fondo plano y se ha contrastado con las imágenes aéreas previas a la urbanización de este espacio (vuelo americano de 1957). En este contexto de intensa urbanización es poco probable o de muy poco alcance la movilización de sedimentos durante las crecidas.

Se observa en definitiva una red de fondo plano cuyo tálveg original es hoy día irreconocible y queda completamente artificializado por numerosas barreras constructivas. El cauce principal discurre ocupado por casas, jardines y piscinas hasta poco antes de su intersección con la CV-746 o Avenida de La Marina, donde todavía existe algún tramo sin edificar y dos construcciones paralizadas. Antes de dicha intersección el barranco recibe un tributario por su margen derecha, también completamente urbanizado con excepción de este último tramo, hoy todavía cultivado. No obstante, junto a la confluencia, que se produce sobre la citada carretera, un supermercado bloquea la evacuación de las aguas, con el agravante de que presenta construido un sótano con una amplia rampa de acceso desde el cauce, como ya observara Zamora (2004).

Aguas abajo de la carretera, el barranco consta de un pequeño canal de sección rectangular que recientemente ha sido cubierto para proceder a la urbanización de la Cala Fustera, dándole salida al mar por un cajero cubierto levemente alzado sobre el nivel mareal, a la izquierda de la playa.



Figura 73: Ortofotomapa que representa los márgenes del cauce de fondo plano del barranco de La Fustera y la ocupación actual del mismo por numerosas viviendas.



Fotos 145 y 146: Fotografías de construcciones paralizadas sobre el lecho del barranco, en su tramo final.



Fotos 147 y 148: A la izquierda, niveles de gravas y arcillas en el margen del barranco. A la derecha, supermercado que bloquea la salida del tributario por margen derecha.



Foto 149: Una de las numerosas construcciones que ocupa el cauce de fondo plano, entre dos taludes de desigual altura que limitan el lecho.

5.- EL LITORAL DE CALP

5.1.- CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA.

Los barrancos de Quisi, Pou Roig y las Salinas de Calp configuran una cuenca de drenaje de 4.715 hectáreas en el límite meridional de la comarca de la Marina Alta. Se trata de un espacio que guarda ciertas similitudes morfoestructurales, hidrológicas y litológicas con las demás cuencas situadas al sur del río Gorgos –barrancos de La Fustera, el Baladrar, les Sorts—y que también comparte con éstas una intensa ocupación urbana tanto de las vertientes más próximas a la costa, como de algunos tramos de los cauces.

La cuenca de estos barrancos y el endorreísmo de las Salinas de Calp se extienden entre las estribaciones surorientales del anticlinal de la Sierra de Bèrnia y el extremo meridional del sinclinal margoso de Benissa-Teulada. Las aristas calcáreas de Bèrnia constituyen el límite occidental de la cuenca, dispuestas con un arribamiento constante ESE y una altura máxima de 1.129 msnm. Es un anticlinal de base oligoceno-aquitaniense sobre el que se desliza un manto cretáceo-eoceno. Esta estructura se prolonga hasta el mar sobre la sierra conocida como el Morro de Toix. El flanco oriental de este arco anticlinal presenta diversos desgarres que generan una serie de depresiones –l'Aullera, l'Horta—y elevaciones paralelas –La Venta, Lloma Llarga.

A levante de estos relieves se dispone el amplio sinclinal margoso mioceno de Benissa-Teulada, que alcanza en Calp más de 1.100 metros de espesor. La Sierra de Oltà, en el límite suroccidental de la cuenca, es de hecho un testigo calcáreo (eoceno) bajo el cual también se prolonga el sinclinal. Por su parte inferior, el contacto con la base oligocena se establece mediante depósitos margo-calizos de facies flysch.

La configuración de la actual red de drenaje es la consecuencia de las últimas etapas del terciario. En efecto, diversos pliegues y fallas inversas de desgarre provocaron, en el periodo final post-plioceno, el basculamiento del sinclinal margoso hacia el SE. Este movimiento causó un cambio en la disposición de la red de drenaje terciaria, vinculada a la cuenca del Gorgos, trasladando progresivamente la divisoria de aguas hacia el norte y dando origen, en consecuencia, a una nueva red fluvial, de la que hoy forman parte estos barrancos, así como los de la Fustera, Baladrar y les Sorts (Bru, 1983). La actividad neotectónica cuaternaria ha podido favorecer posteriormente el encajamiento de la red y continúa contribuyendo al avance de esta red de drenaje hacia el norte mediante procesos de erosión remontante, desmantelando los materiales miocenos de la cuenca del Gorgos.

En consecuencia, nos hallamos en una cuenca configurada principalmente por litologías blandas, fundamentalmente margosas. Sólo los contrafuertes calcáreos del sector occidental presentan una mayor resistencia a los procesos erosivos, así como

algunas zonas elevadas en los que la aridez ha generado encostramientos superficiales. Estas litologías, unidas a las fuertes pendientes y a las condiciones climáticas de aridez y torrencialidad facilitan la acción erosiva en la cuenca y la movilización y exportación de sedimentos, incluyendo los calibres más gruesos.

Los barrancos de Quisi y Pou Roig drenan la mayor parte de este espacio, confluyendo a escasos metros del mar, mientras que la cuenca semiendorreica de las salinas tiene un tamaño más modesto. Tanto por la diferente magnitud y tipología de los procesos de desbordamiento, como por el diferente riesgo de aportes sedimentarios, van a ser objeto de un análisis individualizado.

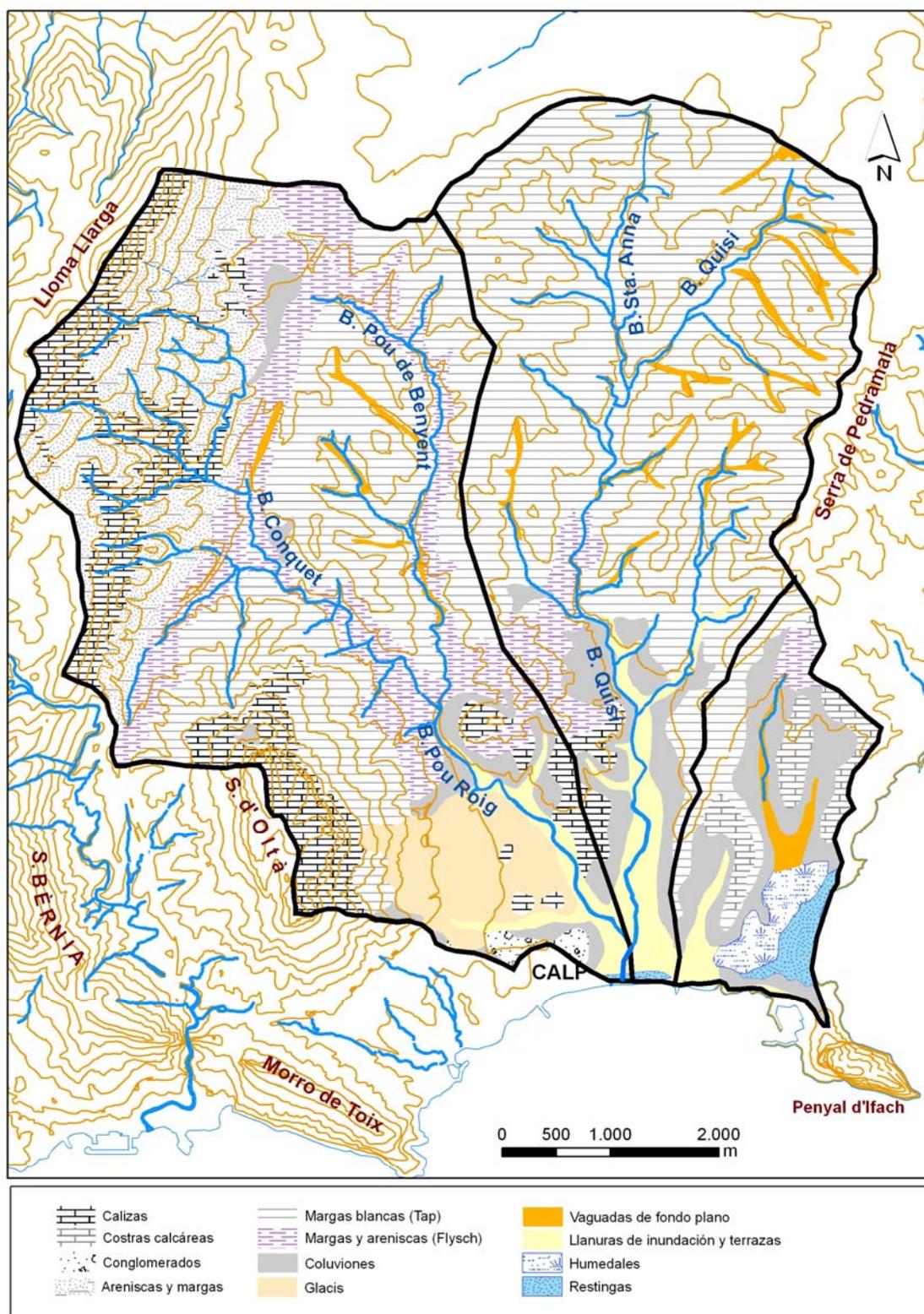


Figura 74: Mapa de la cuenca de los barrancos de Quisi, Pou Roig y las salinas de Calp.

5.2.- EL BARRANCO DE QUISI

El barranco de Quisi drena una cuenca de 19 km² antes de su confluencia con el del Pou Roig. Nace a 260 metros sobre el nivel del mar y presenta un desnivel del 34‰, con una alta densidad de drenaje (2'79 km/km²), probablemente debida a la abundancia de materiales blandos y poco permeables.

El barranco se forma por la confluencia del barranco de Santa Anna y el del Quisi propiamente dicho. El primero desciende desde el entorno de Benissa y presenta una red dendrítica, de gran desarrollo vertical, mientras que el segundo ocupa la última depresión situada en el margen del sinclinal, asociada al paleocanal del barranco de l'Horta.

En la cabecera del barranco se hacen presentes los procesos de erosión remontante y de desplazamiento de la divisoria de aguas a los que hemos aludido anteriormente. En efecto, en la partida de la Paratella, junto a la estación de ferrocarril de Benissa, los tributarios del barranco de Quisi están avanzando sobre la cuenca del barranco de l'Horta, que ocupa el mismo corredor en dirección contraria, hacia el Gorgos. De hecho, el túnel excavado para la vía férrea permite que el barranco del Quisi capture parte de la cuenca vecina. Así, parte de las aguas del paleocanal pueden pasar ahora a través del sumidero artificial creado por el ferrocarril, desviándose de la vertiente norte a la sur, como explica Bru (1983). Esta misma autora explica la configuración de Benissa como pueblo-calle debido a un ajuste a la topografía de arista que genera la acción remontante de las cabeceras de estos barrancos.

Desde la confluencia de los barrancos de Santa Anna y Quisi, y hasta las inmediaciones de Calp, el barranco discurre muy encajado, recibiendo tributarios de fuertes pendientes, en algunas ocasiones con morfologías de fondo plano asociadas a las litologías margosas de facies Tap. La acción antrópica se limita a la alteración de los márgenes mediante abancalamientos y a la puesta en cultivo de parte del lecho por pequeñas huertas.

A partir de la partida de Llombers, el barranco comienza a perder encajamiento, pasando paulatinamente de un perfil en V bastante inciso, hasta configurar un cajero rectangular de escaso calado. En este sector, la EDAR de Calp y una construcción residencial invaden parcialmente el cauce de avenida. Algo más abajo, en la vecina partida del Ràfol una urbanización ha ocupado y sobrelevado la margen izquierda del cauce. Se trata de alteraciones que, pese a no revestir gravedad, están alterando la dinámica fluvial y trasladando el riesgo de desbordamiento hacia otros sectores hoy todavía no construidos.



Fotos 150 y 151: Cauce encajado en la parte alta del barranco y depósito de margas blancas (Tap).



Fotos 152 y 153: En la partida de Llombers el barranco va perdiendo encajamiento, algunas construcciones, como la EDAR de Calp (izquierda), ocupan parte del cauce de avenidas.



Foto 154: Aguas abajo de la cota 10, el barranco ha perdido su encajamiento y ha construido una pequeña llanura aluvial, que paulatinamente va perdiendo la forma cóncava. A partir de este punto suelen iniciarse los desbordamientos, debido a la escasa sección del cauce.



Fotos 155 y 156: Puente de la CV-7471 y tramo situado aguas abajo, en el que se observa la escasa sección del cauce en el llano de inundación. Se observan en el puente restos de la crecida ordinaria de 2009.



Fotos 157 y 158: Depósito de materiales finos junto al cauce en el llano de inundación (izda.) y terraza encostrada situada a más de 10 m de altura sobre el cauce en la partida de Llomers.

A partir de la cota 10 msnm aproximadamente, el barranco comienza a verse liberado del constreñimiento y construye un modesto llano aluvial. También es a partir de este lugar donde las interferencias antrópicas alteran más gravemente la dinámica de inundación natural. El primer punto de peligrosidad reseñable lo constituye el paso de la CV-7471 sobre el barranco. Allí el paso de la carretera tiene lugar sobre un estrecho puente, cuyo vano fuerza a reducir levemente la sección del barranco incrementando el riesgo natural de desbordamiento. Durante la crecida de 2007 este paso fue rebasado completamente por las aguas y los vanos cegados por los acarrees de sedimento y cañas.

Aguas abajo, la presión urbana se incrementa y existen diversas construcciones adosadas al cauce del barranco, protegidas mediante muros. En el meandro que sucede al citado puente, las residencias se sitúan precisamente en la cara erosiva del meandro, mientras que el point bar es hoy día un solar desprotegido y

todavía no construido. El cauce, en tiempos históricos, era cada vez más tendido a medida que se adentraba en el llano de inundación, pero hoy día dos modestos pretilos de hormigón lo acotan, confiriendo una impresión de seguridad que favorece la ocupación urbanística. Esta escasa sección del cauce de avenidas ordinarias se prolonga hasta la confluencia con el barranco del Pou Roig.

El llano de inundación del barranco de Quisi presenta un predominio de materiales finos, que se observan tanto en los depósitos próximos al cauce actual, como en el propio lecho, cubierto por una densa vegetación. Sólo se encuentran materiales gruesos de forma aislada, tanto en las antiguas terrazas encostradas localizadas en la partida de Llombars, como algunos tramos del cauce en la parte media de la cuenca.

5.3.- EL BARRANCO DEL POU ROIG.

El barranco del Pou Roig drena el margen oriental del anticlinal de la Sierra de Bèrnia. Presenta una cuenca de 25,3 km², que desciende desde una altura aproximada de 260 metros, con una pendiente del 30,5 %. Entre éste y el barranco de Quisi totalizan un área de drenaje de 44,7 km². La cuenca está bastante desarrollada, pese a su modesta superficie, y alcanza un orden 5 según los criterios de Strahler. A diferencia de lo que sucede con el barranco de Quisi, donde existe un predominio de materiales margosos del sinclinal, la cuenca del Pou Roig presenta buena parte de su superficie cubierta por materiales calcáreos, abastecida por los relieves de las sierras de la Lloma Llarga y Oltà. El núcleo calcáreo afecta principalmente al barranco de Conquets, mientras que el barranco del Pou de Benyent discurre por el sinclinal margoso. De la confluencia de ambos nace el del Pou Roig

Como en otros barrancos de la zona, existen procesos de erosión remontante sobre la red de drenaje terciaria vinculada al Gorgos. En este caso, la cabecera del barranco del Pou de Benyent presenta un codo de captura sobre la depresión del barranco de l'Aullera, hoy bloqueada por el talud sobre el que circula la AP-7.

La dureza de los materiales calcáreos limita en esta cuenca el desarrollo de morfologías de fondo plano. Encontramos una red bastante encajada, con un perfil inciso sólo alterado por la presencia de terrazas o de abancalamientos artificiales. Este encajamiento impide los procesos de desbordamiento y reduce los riesgos a la ocupación antrópica de algunas terrazas bajas, como sucede junto al paso de la CN-332.

Aguas abajo, en la partida de Garduix se observa una terraza que ha sido recientemente rellenada y sobreelevada más de 3 metros de altura y protegida mediante escollera con el fin de salvaguardar los desarrollos urbanísticos. Es justo en este punto, también en torno a la cota 10 msnm, donde el barranco pierde su encajamiento y construye su llano de inundación. Y es asimismo en este lugar donde

las construcciones residenciales y las instalaciones de equipamientos públicos a parecen a ambas márgenes del cauce.

En el citado tramo, es una guardería de reciente construcción la que sucede a la terraza hoy terraplenada. El trazado de la curva y los muros de defensa alzados junto al cauce por varias viviendas favorecen el desbordamiento hacia estas instalaciones, que ya se vieron afectadas por la crecida de 2007. Más adelante, el barranco, tras atravesar un pequeño puente, discurre entre el polideportivo municipal, el club de tenis y diversos centros educativos, alzados a menos de 2 metros de altura sobre el lecho. Todo este tramo, hasta la confluencia con el barranco de Quisi, presenta un importante riesgo de desbordamiento en los episodios de mayor magnitud. Los dos pequeños puentes que salvan el barranco en este sector, presentan también una escasa sección y tienden a quedar obstruidos.

La fotografía aérea de 1957 muestra un pequeño cono de deyección o un depósito terminal en la desembocadura de este barranco sobre el de Quisi, hoy ocupada por completo por un concesionario de automóviles. Parece un cuerpo deposicional de materiales gruesos sin apenas colonización vegetal. No por casualidad este fue uno de los puntos en el que el agua produjo mayores daños materiales durante la crecida de octubre de 2007.

La imagen aérea también muestra el contraste de los acarreo sedimentarios de ambos barrancos. Tal y como sucede en la actualidad, el barranco de Quisi, debido a la presencia mayoritaria de materiales finos, aparece en dicha imagen colonizado por la vegetación, mientras que el lecho del barranco del Pou Roig aparece limpio, cubierto por abundantes gravas, cantos y bloques.

Este diferente comportamiento sedimentario responde fundamentalmente a la distinta configuración litológica de ambas cuencas, y en menor medida, a la pendiente más tenue del llano de inundación del barranco de Quisi. La presencia de material grueso es un factor de riesgo añadido en las crecidas del barranco del Pou Roig, donde, dentro del llano de inundación –que coincide con el área urbana--, todavía resulta posible encontrar en el lecho bloques de gran tamaño (fotos 161 y 162). Además, las crecidas ordinarias provocan acumulaciones en los pasos del barranco que es necesario retirar periódicamente para evitar la colmatación del cauce y reducir el riesgo de desbordamiento en crecidas ordinarias.

La fotografía aérea de 1957 también muestra una forma cónica en la desembocadura marina del barranco de Quisi-Pou Roig, con un posible paleocanal situado algo más al este. Sin embargo, la completa urbanización de este sector no permite contrastar esta morfología.



Fotos 159 y 160: Terraza activa sobreelevada y protegida mediante escollera donde se abre el llano de inundación. A la izquierda, a la misma altura, vallado del jardín de la nueva guardería de Calp.

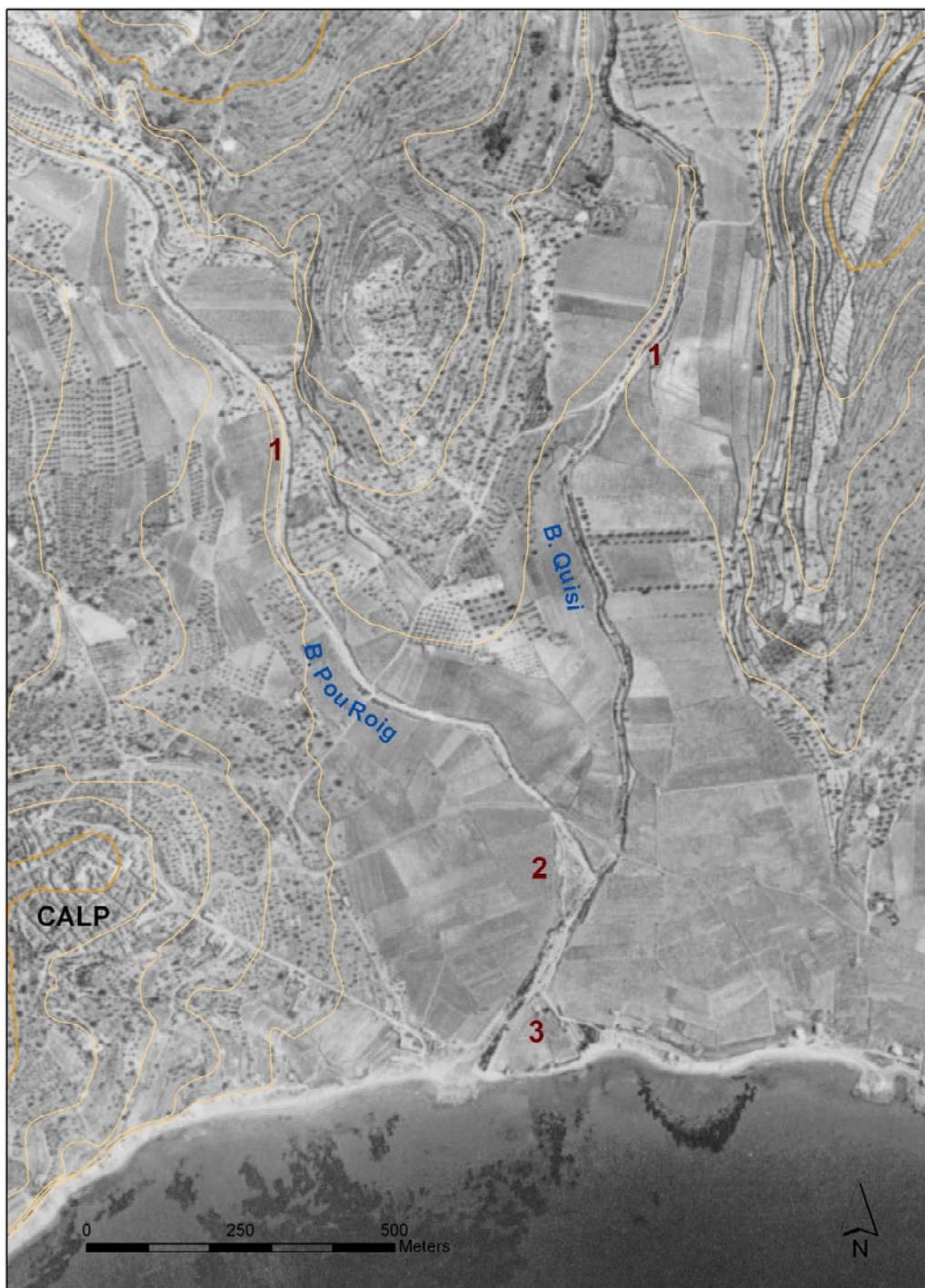
El tramo común de ambos barrancos está totalmente artificializado. Pese a lo observado por Zamora (2004), el cauce de hormigón de sección rectangular construido al urbanizarse este sector resultó insuficiente para la crecida de octubre de 2007 y provocó la inundación del área urbana, arrastrando vehículos y causando graves daños materiales. Posteriormente se ha incrementado su capacidad de desagüe mediante una conducción subterránea paralela, según un modelo hidráulico elaborado por el CEDEX. No existe sin embargo solución prevista para los procesos de desbordamiento que se producen aguas arriba de la confluencia.



Fotos 161 y 162: Aspecto del lecho en la misma zona, cubierto por materiales gruesos. A la izquierda, bolo localizado en el cauce junto a la citada guardería.



Fotos 163 y 164: El cauce presenta una sección modesta en el llano de inundación, y aparece confinado por numerosas instalaciones de uso público. Después de las últimas crecidas de esta década –no sólo en la de 2007-- ha sido necesario retirar el material grueso acumulado en el lecho para mantener la sección.



Figuras 75 y 76: Imagen aérea de 1957 en la que se observa claramente el contraste del llano de inundación con los relieves adjuntos. Se señala el punto donde se inician los desbordamientos sobre el llano aluvial (1), el depósito de deyección del barranco del Pou Roig (2) y el posible cono de la desembocadura (3). En la página siguiente, el mismo espacio en la actualidad, donde se observa la casi completa ocupación del llano inundable.



5.4.- LAS SALINAS DE CALP

El sector sudoriental del Sinclinal de Benissa-Teulada, al sur de las últimas estribaciones de la Sierra de Pedramala, queda una pequeña cuenca de 4'5 km² que vehicula sus aguas sobre las salinas de Calp. Se trata por tanto de un área endorreica o semiendorreica, constituida principalmente por depósitos de margas y areniscas de facies flysch, cubiertos en techo por encostramientos calcáreos. Sobre estos materiales descienden dos vaguadas de fondo plano paralelas a la costa, que confluyen en primer término en el llano de la Mercè, para dar paso posteriormente a una albufera conocida históricamente como el saladar o salinas de Calp, debido a su plurisecular aprovechamiento mineral. Estas vaguadas, que se ajustan a las principales líneas de fracturación del sinclinal (SW-NE), presentan un recorrido corto y una pendiente muy escasa, con un tálveg hoy difícil de reconocer, debido a que el intenso desarrollo urbano ha borrado por completo su curso.

La salida al mar de estos colectores quedó bloqueada por el desarrollo de una doble restinga que, apoyada sobre el mogote calcáreo de Ifach, dio origen a la actual albufera. Estas restingas están formadas principalmente por eolianitas, sobre las que se adosan materiales de playa recientes, si bien muy alterados por recurrentes obras de regeneración costera. En la restinga meridional, la restinga arenosa actual se inserta en forma de arco allí donde la barrera de eolianitas presenta alguna ruptura, como en el desagüe histórico de la salina sobre la playa del Cantal Roig.

La formación, composición y evolución de estas eolianitas es mal conocida. Algunos autores (Martínez Gallego et al., 1995; Riquelme-Blázquez, 2001) clasifican estos depósitos como resultado de un arrasamiento marino. Pero hasta el momento no se han analizado los perfiles sedimentarios ni se ha reconstruido una secuencia evolutiva. Cabe pensar no obstante en un desarrollo anterior al actual interglaciar, a tenor de lo que sucede en sectores costeros próximos, donde se han identificado formaciones similares del Eemiense. De hecho, buena parte de los materiales coluviales de Ifach se apoyan sobre estos depósitos sedimentarios de origen marino.

Tampoco se ha estudiado con suficiente profundidad la extensión de estos depósitos, aunque si atendemos a la cartografía del IGME (Ríos et al., 1960) alcanzan 350 m en el centro de la restinga de la Fossa (E) y no sobrepasan los 250 m en el caso de la restinga emergida al sur. En cualquier caso, la importancia de este depósito para este estudio deriva de su función como barrera topográfica para el desagüe de la antigua salina. Este efecto de barrera ha sido potenciado durante las últimas décadas por un intenso desarrollo de construcciones turísticas, a las que se han sumado, grandes viales, paseos y otras obras de infraestructura.

La salina de Calp presentaba una salida o desagüero, probablemente de origen natural, sobre la playa del Cantal Roig –a través de la actual calle Luxemburgo–, la cual todavía se mantiene mediante una instalación subterránea dotada de un pequeño bombeo. Mientras la salina estuvo en explotación, existió otra salida sobre la

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

playa de la Fossa, hoy suprimida, pero cuya recuperación se ha considerado en diversos planes de mejora del habitat palustre.

Actualmente, durante los episodios de cierta torrencialidad, la laguna va ganando paulatinamente altura y, ante la insuficiencia de la citada vía de drenaje, inunda los viales situados en las márgenes y posteriormente las urbanizaciones. Sobre la citada calle Luxemburgo se localiza un importante flujo de salida cuando la laguna rebosa. El descenso del nivel lagunar posterior es muy lento debido a las condiciones de endorreísmo y obliga a la apertura de zanjas provisionales para el desagüe con posterioridad a las crecidas.



Fotos 165 y 166: Imágenes de la avenida Costa Blanca tras la inundación de 2007. Se observa el limitado alcance de los aportes de sedimentos que llegan desde la Mercè y el predominio de la fracción fina.



Fotos 167 y 168: Imágenes de la inundación de 2007 y de los trabajos en la calle Luxemburgo para drenar la laguna desbordada mediante una zanja provisional.



Foto 169: Antigua almacén en la partida del Morelló. Se observa como la cota de los nuevos viales se sitúa aproximadamente un metro por encima de las antiguas construcciones, que se efectuaron sobre el margen inundable de la laguna. De esta forma se reduce paulatinamente la capacidad de almacenamiento del humedal. Se observan los rellenos y la vegetación palustre al fondo.

La extensión del humedal debió ser mayor en el pasado, ya que el llano de la Mercè, de topografía plana, parece un espacio colmatado por los aportes de las dos vaguadas que alimentan el saladar. Hoy día, incluso durante episodios torrenciales ordinarios que no llegan a desbordar el límite urbano de la laguna, la entrada de caudales desde estas vaguadas inunda plantas bajas y viales, debido al flujo que busca salida hacia el humedal sin cauce alguno. Así ha sucedido en el reciente episodio de agosto de 2010, con una inundación de bajo calado que pasó sobre la avenida de la Mercè. Debido al escaso tamaño de la cuenca, a su intensa asfaltización y a la falta de pendiente, los acarreos transportados por estas crecidas son hoy día insignificantes.

Otro factor que incrementa el efecto de las recientes inundaciones es la reducción del antiguo vaso lagunar por algunos desarrollos urbanísticos. Estos procesos, además de en la citada partida de la Mercè, tienen lugar en la zona del Morelló, un sector en el que pudieron coincidir en el pasado las crecidas del aparato Quisi-Pou Roig y el saladar. El PGOU de Calp ha apostado por el desarrollo de nuevas viviendas en este sector, terraplenando el suelo para salvaguardar las nuevas viviendas. Se reduce así el tamaño del antiguo espacio palustre al sanear un sector ocupado en momentos de aguas altas por la laguna.

5.5.- CONCLUSIONES

Los barrancos del Pou Roig y Quisi han construido un llano de inundación que se abre a partir de la cota 10 msnm, sobre el que han circulado históricamente con escaso encajamiento. Se observa una dinámica de inundación similar, ocupando buena parte del llano, con la única particularidad de presentar un cierto contraste en la textura sedimentaria –con una mayor proporción de material grueso en el primero de los dos.

Las Salinas, con una cuenca más modesta, presentan recurrentes episodios de aguas altas, probablemente intensificados por la reciente acción antrópica. En efecto,

CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR

la urbanización de la cuenca y la consolidación de la barrera eolianítica con viales y construcciones turísticas, intensifica la condición endorreica de este espacio, que también está viendo reducida su capacidad de embalse por desarrollos urbanísticos.

REFERENCIAS

ARMENGOT Y PÉREZ CUEVA (1989): el Clima. En, Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana, Levante-IVEI, pp. 461-490.

AYALA, F.J. *et al.* (1985): *Geología y prevención de daños por inundaciones*, IGME, 421 pp.

BANYULS, J., VINALS, M.J. CAMARASA, A.M., (1992): Problemática de les inundacions en la conca baixa del riu Gorgos. *Aguaits*, 8, pp. 21-33.

BAKER, V. *et al.* (1988): *Flood geomorphology*, John Wiley and Sons, 503 pp.

BUTLER, D.R., MALANSON, G.P. (2005): «The geomorphic influences of beaver dams and failures of beaver dams», *Geomorphology*, 71 (1), pp. 48-60.

CALVO, L. (1908): *Hidrografía subterránea: conocimientos sobre los terrenos para la investigación de manantiales*, Imp. Luis Catalá y Sierra, Gandia. Ed. Facsímil de 2008 en CEIC Alfons el Vell, Gandia.

CAMARASA, A.M., BANYULS, J., VINALS, M.J. (1991): Riesgo de inundación en la ensenada de Xàbia. *Actas del XII Congreso Nacional de Geografía*. València, pp. 135-138.

COSTA MAS, J. (1977): *El marquesat de Dénia. Estudio geográfico*. Universitat de València, Valencia, 595 pp.

DÍEZ-HERRERO, A. *et al.* (2008): *Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración*, IGME, 195 pp.

FERRER, C. (1990): «El Saladar de Dénia: Evolución geomorfológica». *Actes del III Congrés d'Estudis de la Marina Alta*, pp. 555-566.

FERRER, C. (1997): «Cambios costeros históricos en Dénia (País Valencià)». *Cuaternario y Geomorfología*, 11(3-4), pp. 125-142.

FRANCÉS et al., F. (1997): «Un ejemplo de análisis regional del riesgo de inundación en el marco de la planificación territorial», *Serie Geográfica*, 9: 237-248

FRANCÉS et al., F. (2006): *Directrices técnicas para la elaboración de estudios de inundabilidad en la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia*, IIAMA, Universidad Politécnica de València, Inédito.

FUMANAL, M.P. (1995): El valle del Gorgos-litoral de Xàbia: Un transecto en el dominio bético del País Valenciano. A Cuaternario del País Valenciano. AEQUA-Universitat de València, pp. 169-176. València.

FUMANAL, M.P., USERA, J., VINALS, M.J., MATEU, G., BELLUOMINI, G., MANFRA, L., PROSZYNSKA-BORDAS, H. (1993): Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). A *Estudios sobre Cuaternario*. Fumanal, M.P. i Bernabeu, J. eds. València, pp. 17-26.

FUMANAL GARCÍA, M.P.; VIÑALS, M.J. (1989): “La albufera residual de Moraira (Alicante): Evolución geomorfológica”, *XI Congreso Nacional de Geografía*, 2: 391-400, AGE-Universidad Complutense, Madrid.

GIL OLCINA, A., OLCINA CANTOS, J., RICO AMORÓS, A.M. (2004): *Aguaceros, aguaduchos e inundaciones en áreas urbanas alicantinas*. Publicaciones de la Universidad de Alicante, 735 p.

LIBRO BLANCO DEL AGUA (1998): Libro Blanco del Agua, Ministerio de Medio Ambiente.

LÓPEZ GÓMEZ, A. y ROSSELLÓ, V.M. (Dir.) (1978): Geografía de la provincia de Alicante. Excm. Diputación Provincial de Alicante, 615 p.

MAGILLIGAN, F.J.; NISLOW, K.H. (2005): «Changes in hydrologic regime by dams», *Geomorphology*, 71 (1), pp. 61-78

MARTÍNEZ GALLEGU, J., FUMANAL GARGÍA, M.P, VINALS, M.J., REY, J., SALGADO, L., (1992): Geomorfología y neotectónica en la bahía de Xàbia (Alicante).

Estudios de Geomorfología en España. López Bermúdez, R, Conesa, C, i Romero, M.A. eds. Murcia, pp. 537-548.

MARTÍNEZ GALLEGO, J.; REY, J.; FUMANAL, M.P.; SOMOZA, L. (1995): Evolución cuaternaria del dominio marino-continental situado entre el puntal de Moraira y la Serra de Bèrnia, *Cuaternario y Geomorfología*, 9:75-85.

MATARREDONA, E. (1987): Procesos morfoclimáticos dominantes en la montaña de Alicante. *Investigaciones Geográficas*, 5, 129-144.

MATEU (1989): Crecidas e inundaciones. *Guía de la naturaleza de la Comunidad Valenciana*, Valencia, 565-608.

MENGUAL, V. (1958): La riada de 1957 (corresponsalía en Xàbia), Separata del Almanaque Las Provincias Valencia, 1958.

PENYARROJA, D. (1990): Precipitació a l'extrem oriental de les serres Bètiques. *Actes*

del III Congrés d'estudis de la Marina Alta. pp. 583-590.

PÉREZ CUEVA, A.J. (1994): Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana (1961-1990). Generalitat Valenciana. Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports, Territori, nº 4, 205 p.

PÉREZ GARCÍA-TORRES, A.P. y POVEDA, R.M. (2004): "La prensa como fuente para el estudio de riesgos de inundación", en GIL OLCINA, A., OLCINA CANTOS, J., RICO AMORÓS, A.M.: *Aguaceros, aguaduchos e inundaciones en áreas urbanas alicantinas*. Publicaciones de la Universidad de Alicante.

PETTS, G.E.; GURNELL, A.M. (2005): «Dams and geomorphology: Research progress and future directions», *Geomorphology*, 71 (1), pp. 27-47.

RÍOS, J.M., VILLALÓN, O., TRIGUEROS, G. y A. NAVARRO (1960) *Mapa geológico de España*, escala 1:50.000. Hoja 848. Altea. Madrid,

RIQUELME, J. Y BLÁZQUEZ, A.M. (2001): Caracterización de las eolianitas cuaternarias entre Cap Blanc y el Penyal d'Ifac, *Cuadernos de Geografía*, 69-70:163-186.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977): «Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I) Estratigrafía. Boletín Geológico y Minero. T. LXXXVIII-III, 183-214.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977b): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II) Tectónica. Boletín Geológico y Minero. T. LXXXVIII-IV, 273-299.

ROSSELLÓ (1977): Restos de marisma en el litoral de Xabia (Pais Valenciano). Transformaciones antrópicas. V Coloquio de Geografía, Granada, pp. 187-197.

SEGURA BELTRAN, F. (2004): «Els ventalls al·luvials i els processos d'inundació: el cas de les planes costaneres valencianes». *Cuadernos de Geografía*, vol. 73/74, 207-232

SEGURA BELTRAN, F. (2006): «Las inundaciones de la Plana de Castelló». *Cuadernos de Geografía*, vol. 79, pp. 75-100.

SEGURA BELTRÁN, F. (2009): «Geomorfología, inundaciones y alteración antrópica del espacio inundable: el caso del riu Girona», *Boletín de la AGE*, 49: 83-103.

THOMAS, R.; NICHOLAS, A. P. and QUINE, T.A. (2007): «Cellular modelling as a tool for interpreting historic braided river evolution», *Geomorphology*, Volume 90, Issues 3-4, pp. 302-317 .

TORRES ALFOSEA, F.J. "El riesgo de temporales en el litoral de la provincia de Alicante", en Gil Olcina, A., Olcina Cantos, J., Rico Amorós, A.M. (2004): *Aguaceros, aguaduchos e inundaciones en áreas urbanas alicantinas*. Publicaciones de la Universidad de Alicante.

VEGAS, R.; PEDRAZA, J; ZAZO, C; GOY, J. L.; CABAÑAS, y URALDE, M. A. (1975): *Mapa Geológico de Gandia. Hoja 796. Memoria y cartografía*. Instituto Geológico y Minero, Madrid, 28 pp.

VEGAS, R. y PEDRAZA, J. (1975): Mapa geológico de España 1:50.000, hoja de Xàbia (823), IGME.

VIÑALS, M.J., BELLUOMINI, G., FUMANAL, M.P, DUPRE, M., USERA, J., MESTRES, J., MANFRA, L. (1993): Rasgos paleoambientales holocenos en la bahía de Xàbia (Alicante). *Estudios sobre Cuaternario*. Fumanal, M.P i Bernabeu, J. eds. València, pp. 107-114.

ZAMORA, R. (2004): “Delimitación de los sectores de riesgo de inundación en los municipios costeros de la Marina Alta” en Gil Olcina, A., Olcina Cantos, J., Rico Amorós, A.M. (2004): *Aguaceros, aguaduchos e inundaciones en áreas urbanas alicantinas*. Publicaciones de la Universidad de Alicante.

