



Estratigrafía y sedimentología del recubrimiento costero de la ciudad de Gijón (Asturias)

G. FLOR Y S. LHARTI

Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo

(gflor@geol.uniovi.es; slharti@geol.uniovi.es)

Resumen: Los depósitos costeros de recubrimiento (Holoceno) de buena parte de la ciudad de Gijón (Asturias) se estudian a partir de numerosos sondeos mecánicos antiguos y otros testificados para este trabajo, analizando los sedimentos arenosos representativos, las facies y asociaciones de facies para reconstruir la geometría de la cuenca sedimentaria y su evolución durante el relleno. Se trata de sistemas de estuarios confinados (canales mareales, llanuras arenosas y fangosas internas) por barreras arenosas, que se han depositado en 3 fases sucesivas de carácter transgresivo con un último episodio progradante (sistemas de playas y dunas). Las fases 1 (más antigua) y 2 se depositaron antes de los 5.000 años B.P., culminando el alto nivel del mar (TD), que marcaría el inicio de los depósitos de máximo eustático (MD), hasta los 4.500 años B.P. (transgresión Flandriense) dentro de la fase 3; posteriormente, se produce el proceso regresivo generalizado con la progradación sedimentaria correspondiente.

Palabras clave: sedimentos, estuario, dunas-playa, transgresión holocena, subsuelo de Gijón, Asturias

Abstract: Holocene coastal deposits covering an important area of the city of Gijón (Asturias) are studied from many drill cores (old recorded and recently ones), analyzing representative sand sediments, facies and their associations, deducing the basin geometry and the evolutive sedimentary infill. It can be inferred that they are deposited as confined estuaries (tidal channels, sand flats, and inner mud flats) by sand barriers during the last three transgressive phases and the most recent prograding etape (dune/beach systems). Phases 1 (older) and 2 deposited before 5,000 years B.P., reaching the sea-level highstand, which shows the begining of the last eustatic maximum deposits (MD), until the 4,500 years B.P. (Fladrian transgression) during the Phase 3; after the transgression, a global regression with the corresponding prograding deposition was tha main coastal process.

Key words: sediments, estuary, dune-beaches, Holocene transgression, subsurface of Gijón, Asturias

La ciudad de Gijón (Fig. 1) está situada en la zona central de la costa asturiana al E del abrigo que ofrece el cabo Torres, de modo que en el costado occidental se extiende la amplia ensenada de El Musel, a partir de la cual se construyó el puerto autónomo, actualmente en ampliación. Al E se formó un tómbolo al abrigo del cerro de Santa Catalina, en cuyo cos-

tado oriental se extiende la playa arenosa de San Lorenzo, la cual se confinó en su perímetro inter y supramareal con la construcción de un muro peatonal; asimismo, la franja de posplaya estaba ocupada por un campo dunar y, hacia el borde oriental, la desembocadura del río costero Piles estaba constituida por sendas superficies de marismas.

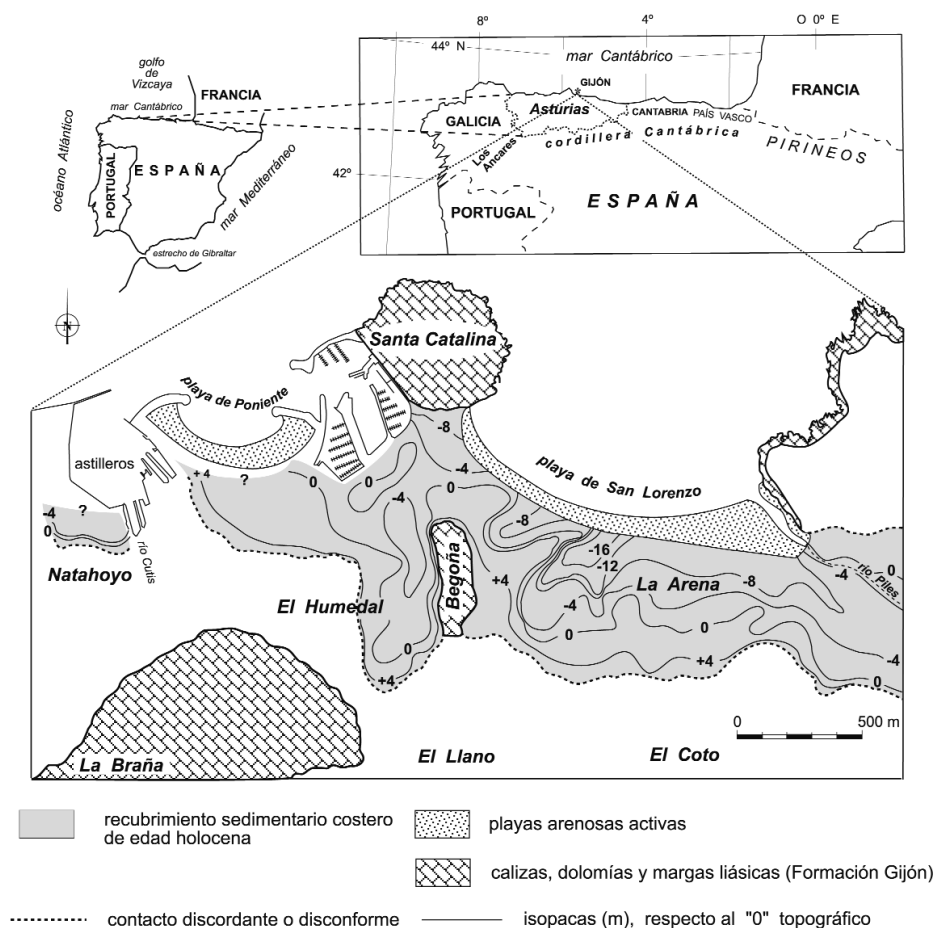


Figura 1. Distribución de las isopacas (en metros) representativas del paleorrelieve sobre el que se ha producido el relleno sedimentario costero holoceno de la ciudad de Gijón, repartido en las áreas de Natahoyo, El Humedal y La Arena (simplificado de Torres Alonso *et al.*, 1998).

El litoral se desarrolla sobre un entorno rocoso acantilado culminando por diversas superficies planas de erosión (rasas). El espacio sumergido está recubierto por sedimentos costeros relativamente escasos en lo que constituye una plataforma continental interna de tipo desnitrado (Fernández-Valdés, 1997).

La ciudad se apoya superficialmente sobre un glacis amplio y de escasa pendiente, que aprovecha en buena parte la disposición estructural de los materiales que constituyen el sustrato rocoso, formado por calizas, dolomías y margas de la Formación Gijón (Valenzuela, 1988) del Lías (Jurásico Inferior), que buzan suavemente hacia el E. Sobre una buena parte de este conjunto, se dispone un recubrimiento relativamente heterogéneo de limos y arcillas, en muchos casos conteniendo cantos y gravas angulosas, como parte de un conjunto coluvionar generado en condiciones continentales: alteraciones limoso-arcillosas y coladas de soliflucción (Gutiérrez Claverol *et al.*, 2002). Sobre alguno de estos materiales descritos o bien directamente sobre el sustrato jurásico, se extienden unos depósitos costeros de litología variada que son

el objeto de este trabajo. En la trasera de la playa de San Lorenzo, constituyendo el subsuelo, se conserva un relleno sedimentario, ligado principalmente al río Piles, que desemboca en el extremo E de la playa mencionada. También justo al O y S del cerro de Santa Catalina, existe otro conjunto sedimentario de menor magnitud (El Humedal) y en posición más alejada hacia el O, otro de menor importancia (Natahoyo), este último drenado por el río Cutis, totalmente canalizado y soterrado.

Desde que comenzaron los primeros sondeos para la construcción urbana a mediados del siglo pasado, se pusieron en evidencia importantes acumulaciones de sedimentos litorales constituidos fundamentalmente por arenas, entre las que se intercalan niveles de cantos y gravas con arenas, así como de fangos carbonosos y turba.

Estos depósitos fueron estudiados por Torres Alonso (1983 y 1984), Torres Alonso *et al.* (1998) y Gutiérrez Claverol *et al.* (2002) desde la perspectiva geotécnica, detallando la distribución de las isopacas del recubri-

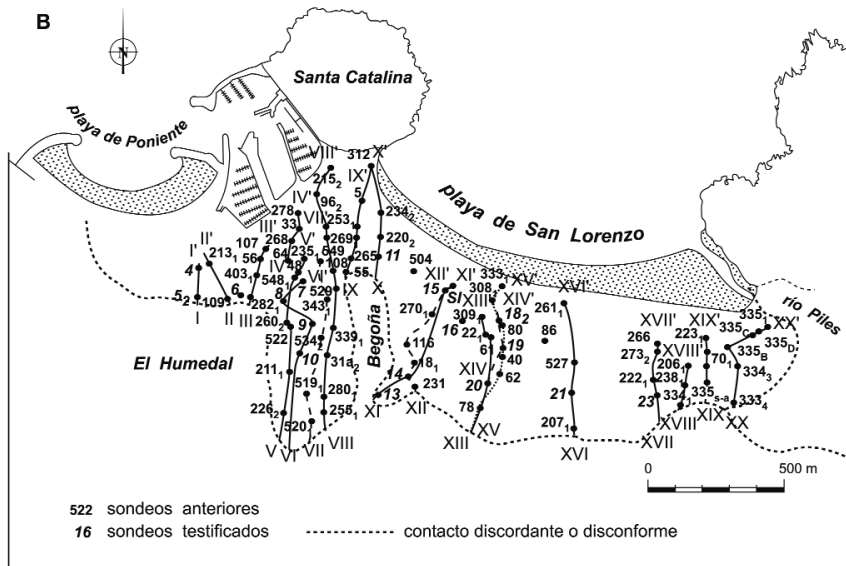
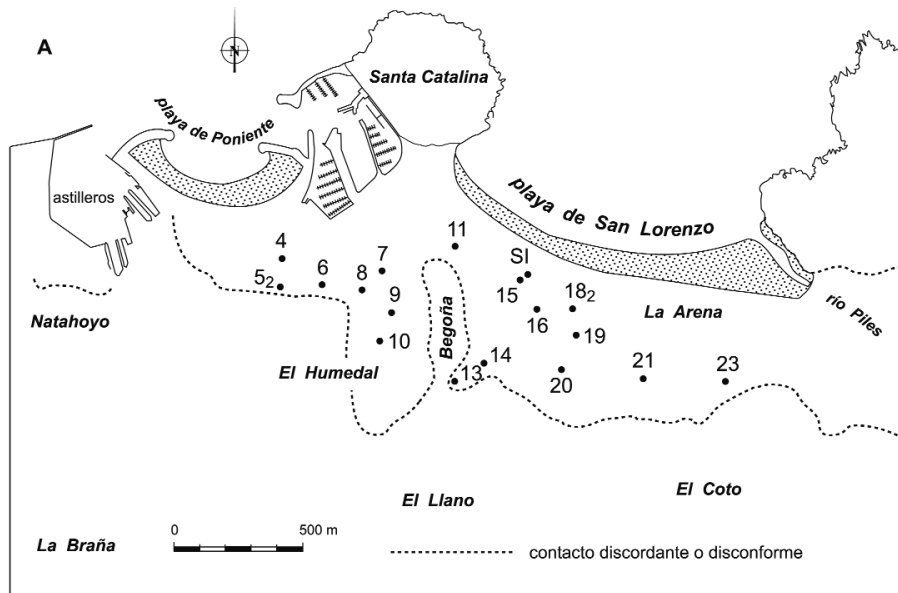


Figura 2. A) Localización de los sondeos testificados y muestreados para este trabajo: SI y los realizados para el metrotrén (4 al 23) y B) situación de la totalidad de los sondeos previos y anteriores con los perfiles transversales seleccionados para las correlaciones estratigráficas.

miento sedimentario dentro del que distinguen las tres ensenadas mencionadas que, de O a E y de menor a mayor magnitud, son: Natahoyo, El Humedal y La Arena (Fig. 1), estas últimas separadas por el promontorio rocoso del cerro de Santa Catalina y su prolongación hacia el S (Begoña)

Los rellenos de El Humedal y La Arena fueron estudiados parcialmente por Lharti (2002) y publicadas algunas reseñas (Lharti *et al.*, 2004), de modo que el objetivo de este trabajo se centrará en éstos detallando la caracterización estratigráfica se incluyen las descripciones litológicas y análisis texturales para caracterizar los ambientes deposicionales y de composición,

que permiten reconstruir la paleogeografía litoral y la evolución espacio-temporal del relleno sedimentario, así como su relación con las variaciones relativas del nivel del mar.

Metodología

Se ha utilizado la información recopilada por Gutiérrez Claverol *et al.* (2002) de un total de 365 sondeos de longitudes y ubicaciones muy dispares, nunca superiores a los 30 m de profundidad. En 1999, la empresa SEINCO proporcionó un sondeo (SI) y en 2001 otros 17 sondeos completos para el anteproyecto del metrotrén de Gijón que fueron oportunamen-

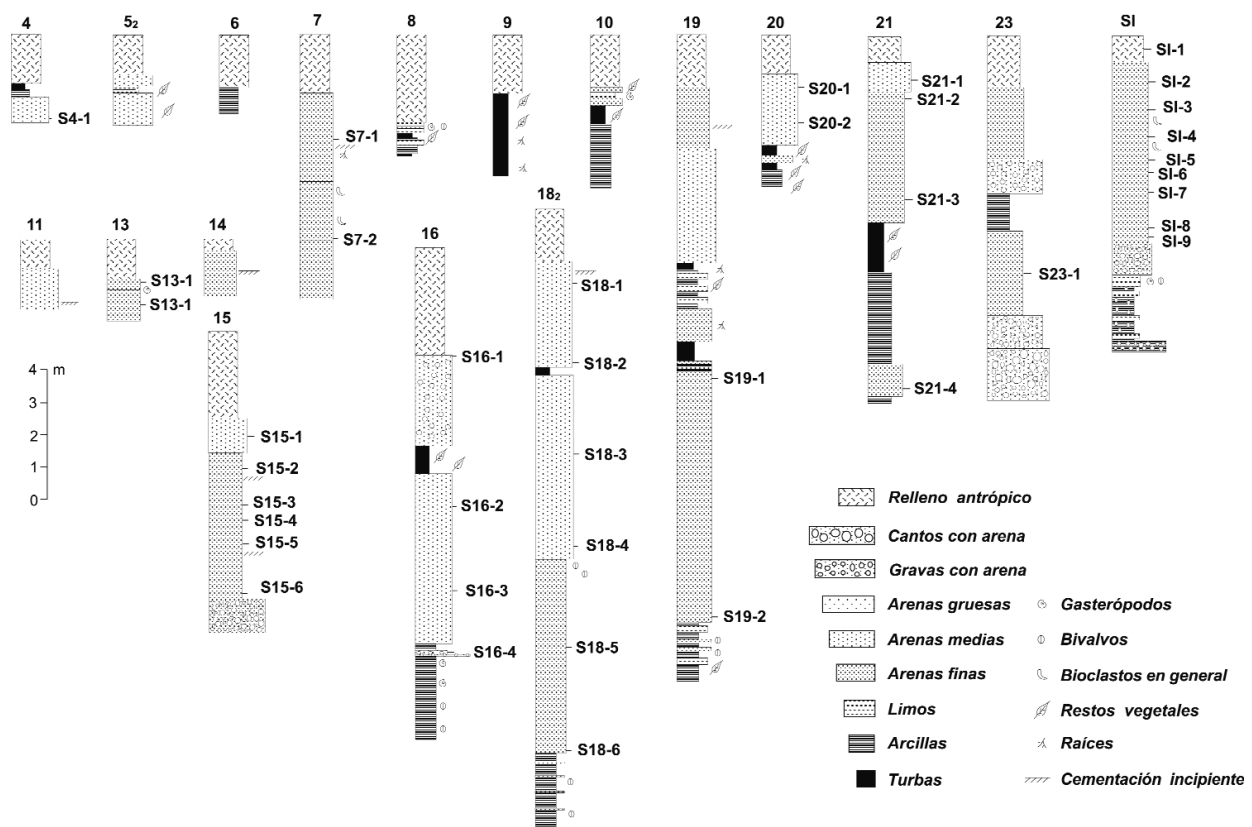


Figura 3. Columnas estratigráficas de los sondeos testificados en las que se consignan la posición de las muestras arenosas analizadas.

te testificados y muestreados por los autores. Los sondeos testificados se situaron en una franja comprendida desde el área occidental del barrio de El Humedal hasta el oriental de La Arena (Fig. 2A). Se han recogido algunas muestras representativas de arena (39) en aquellos sondeos y testigos donde se conservaba inalterado el sedimento extraído.

Se levantaron todas y cada una de las columnas estratigráficas, incluyendo las referentes a los 365 sondeos previos, inicialmente a escala 1/100, sobre las que se situaron las muestras en las que se han realizado el análisis granulométrico y el porcentaje carbonatado bioclástico (Fig. 3). Se describieron las características estratigráficas y sedimentológicas de los depósitos y las relaciones geométricas, analizando 39 muestras de depósitos arenosos desde la perspectiva granulométrica (tamizado gravimétrico estándar) y del contenido carbonatado bioclástico (calcímetro de Bernard), obteniendo el centil (1%) y los restantes percentiles, necesarios para calcular los parámetros de relación, según Folk y Ward (1957).

Se han definido las facies y las secuencias de facies más importantes, atendiendo a su carácter princi-

palmente textural y composicional y, en ocasiones, incluyendo otros aspectos como el color o el escaso contenido macropaleontológico encontrado y, muy ocasionalmente, algún tipo de estructura sedimentaria que permitieran asignar el origen de los depósitos. En una etapa última se ha procedido a correlacionarlas entre sí al objeto de reconstruir la cuenca sedimentaria, partiendo de 20 perfiles transversales N-S al perfil costero (Fig. 2B), separando los conjuntos transgresivos y regresivos de mayor entidad.

Granulometrías y composición

Los resultados de las granulometrías se han incluido en el apartado de asociaciones de facies con el objeto de caracterizarlas de la manera más precisa posible (Tabla I) a la hora de la interpretación de los diferentes ambientes sedimentarios; se han tenido en consideración los percentiles en unidades phi (Φ): 1, 5, 16, 25, 50, 75, 84 y 95, necesarios para la obtención de los parámetros de relación: media, calibrado, asimetría y angulosidad. Los datos de centil y media se expresan en milímetros, al objeto de facilitar su interpretación, y,

Tabla I. Resultados granulométricos y composición carbonatada biogénica, pertenecientes a los ambientes sedimentarios de las fases de deposición 2 y 3. (B = barrera confinante y E = estuario propiamente dicho).

AMBIENTE	Centil		Media		Calibrado ϕ	Asimetría	Angulosidad	Carbonato %
	ϕ	mm	ϕ	mm				
Barrera (B2) n=6	-0,49	1,60	2,23	0,21	0,71	-0,43	1,32	30,38
Barrera (B2) n=12	0,94	0,53	2,59	0,18	0,44	-0,34	1,65	19,43
Barrera (B2) n=3	0,73	0,62	2,27	0,21	0,50	-0,42	1,17	23,77
Dunas (F3) n=4	0,90	0,54	2,41	0,19	0,44	-0,30	1,32	34,00
Playa (F3) n=11	0,75	0,66	2,43	0,27	0,44	-0,45	1,22	12,44
Canal mareal (E2) n=2	-0,83	1,83	2,38	0,19	0,63	-0,56	1,80	16,60
Bancal (E2) n=1	0,42	0,74	2,50	0,17	0,34	-0,38	1,23	18,60

para la totalidad de los parámetros de relación, se cualifican según las clases o intervalos propuestos por Folk y Ward (1957).

Predominan las arenas finas, con una participación escasísima de las fracciones medias. Mayoritariamente muestran calibrados buenos, seguido de moderadamente clasificadas y, finalmente, son menos abundantes las arenas muy bien clasificadas. Las asimetrías son predominantemente muy negativas. Las curvas dominantes son muy picudas, seguidas de cerca por las picudas y solamente una minoría pertenece a la categoría de chatas y ocasionales las medias.

De acuerdo con la relación existente entre los componentes mineralógicos siliciclásticos y carbonatados biogénicos, que son prácticamente exclusivos, obtenidos mediante análisis calcimétricos, las arenas pertenecen a la categoría de silíceas, donde los carbonatos bioclásticos raramente superan el 50% del total, siendo los valores medios entre el 20 y el 25%.

Los depósitos cuyo tamaño es superior a la fracción arena tienen una composición cuarcítica, que contrasta con la mayor variedad atribuible a coluviones, en que además de esta litología aparecen calizas y dolomías. Las fracciones de limos y arenas son, en la práctica, de naturaleza silícea con proporciones muy variables de materia orgánica.

Facies

Las litologías predominantes están representadas por cantos y/o gravas con arenas, arenas con proporciones variadas de bioclastos (Tabla I), limos y arcilla, con mayor o menor contenido en materia orgánica, algunos restos de infauna (preferentemente gasterópodos), restos vegetales fragmentados y turba.

Facies A. Cantos y/o gravas ($>-2,0 \phi$) con arenas

Predominan los primeros con un desgaste variable de los clastos desde subredondeados a subangulosos-subredondeados. Son de naturaleza silícea y suelen tener matriz arenosa lavada.

Facies B. Arenas medias (1,0 - 2,0 ϕ)

Subfacies b1. Arenas de tonos beige bien lavadas (calibrados variables desde 0,32 a 0,58 ϕ) con carbonatos bajos (10,4-23,2%). En algunos casos, aparecen niveles grisáceos por la presencia de materia orgánica y, en otros, abundantes gravas cuarcíticas. Algunos niveles muestran cementación incipiente.

Subfacies b2. Arenas medias, poco numerosas, de tonos anaranjados con clasificaciones peores (moderadamente calibradas) y contenidos medios en carbonatos del 32,2-35,4%.

Facies C. Arenas finas y muy finas (2,0-4,0 ϕ)

Subfacies c1. Arenas de tonos beige bien lavadas (calibrados variables desde 0,37 a 0,66 ϕ , peores que la subfacies b1), y contenidos en carbonatos bajos (16,8-23,0%), mayores que la subfacies b1. En algunos casos, se intercalan niveles de gravas silíceas subredondeadas con matriz arenosa lavada.

Subfacies c2. Arenas de tonos grises mejor lavadas (0,25-0,40 ϕ) que la subfacies c1, con bajos contenidos carbonatados (12,4-25,5%), algo inferiores a la anterior. Se pueden intercalar niveles de cantos y gravas silíceas subredondeados dispersos. Hay cementación incipiente sobre las arenas.

Subfacies c3. Arenas finas oscuras por materia orgánica no abundante, con calibrados moderados a pobres y poco carbonato (10,4-13,6%), algunas con restos vegetales y otras con raíces. Pueden contener fragmentos de gasterópodos de concha fina de áreas salobres. Eventualmente, hay pasadas de cantos y gravas redondeadas y subredondeadas.

Subfacies c4. Arenas finas compactas de tonos beige, conteniendo gasterópodos continentales.

Facies D. Limos y arcillas

Generalmente de tonos gris oscuro (con materia orgánica), que ocasionalmente están laminadas horizontalmente con restos vegetales pequeños y son muy frecuentes con abundante fauna de bivalvos y gasterópodos salobres, tanto enteros como fragmentados. Alcanzan espesores máximos de algo menos de 2 m.

Facies E. Turbas

Litologías limoso-arcillosas de tonos negruzcos con restos vegetales fragmentados. Ocasionalmente se intercalan pasadas de arenas con bivalvos salobres en posición de vida. En registros de sondistas, esta terminología se ha extrapolado a la totalidad de las facies fangosas, motivo por el cual representaban espesores métricos, pero en los testificados para este trabajo sólo se detectaron espesores variables desde 0,20 a 0,60 m.

Secuencias de facies

Las facies se ordenan en secuencias con potencias de escalas métrica y decamétrica y, relativamente, de poco contraste litológico. Es muy frecuente que estén representadas solamente litologías arenosas, cuya separación en la vertical sólo puede realizarse, en contadas ocasiones, con la ayuda de los datos granulométricos (Tabla I).

1) Secuencia de facies A en la base, constituida por cantos y/o gravas cuarcíticas subredondeadas con arenas en la base (espesor de unos pocos metros), que pasa a techo a gravas cuarcíticas subredondeadas de espesor métrico, arenas finas lavadas con unos pocos metros (subfacies c1) y que culmina con limos (facies D), cuyo espesor es métrico. Se interpreta como un canal de origen fluvio-mareal o un canal principal estuarino que evoluciona a llanuras aluviales y/o estuarinas, a techo, ligado probablemente a la desembocadura del sistema que drenaba un estuario meso-mareal en una de las fases de relleno; dada la proximidad del río Piles actual, estaría situado en ese momento en una posición cercana al registro. En la columna 23, se superponen dos secuencias estrato y grano decrecientes de 7 m y 5 m, las cuales forman, a su vez, otra secuencia de orden mayor e igual signo. Se trata del mismo tipo de secuencia.

2) Secuencias de cantos y/o gravas subredondeados con arena (facies A), en la base, que pasan a arenas beige de tamaño medio (facies B) o finas (facies C), a techo. Su espesor total es de 4 m (sondeo 15). Se trataría de depósitos de playa expuesta en la base de una barrera confinante (sondeos 15 y SI).

3) Secuencias de unos 4 m arenas finas grises compactas (subfacies c2) que pasan a techo a algo más finas, eventualmente con costras de cementación incipiente, muy probablemente de origen freático. Se trataría de depósitos de playa que culmina con una duna eólica costera, producto de la progradación de los depósitos costeros. Aparece en el sondeo SI.

4) Secuencia de cantos/gravas cuarcíticas subredondeados con matriz arenosa (facies A), en la base, que pasa a techo a fangos ricos en materia orgánica y restos vegetales (facies D), con algunas gravas dispersas, y culminando con limos orgánicos que contienen gasterópodos y bivalvos salobres (sondeo SI). Se interpreta como un relleno parcial de un canal principal de un estuario, que experimenta un abandono y una colmatación posterior por fangos, pasando a formar parte, en la etapa póstuma, de una llanura de fangos.

5) Facies de arena basal (facies C) con espesor métrico y, a techo, fangos orgánicos, con frecuentes restos vegetales (facies D), ocasionalmente con pasadas de arenas (espesor variable de decimétrico a métrico). Se interpreta como un canal secundario o un bancal arenoso interno o barra que evoluciona, a techo, a una llanura fangosa.

6) Arena basal de tamaño fino y muy bajo contenido

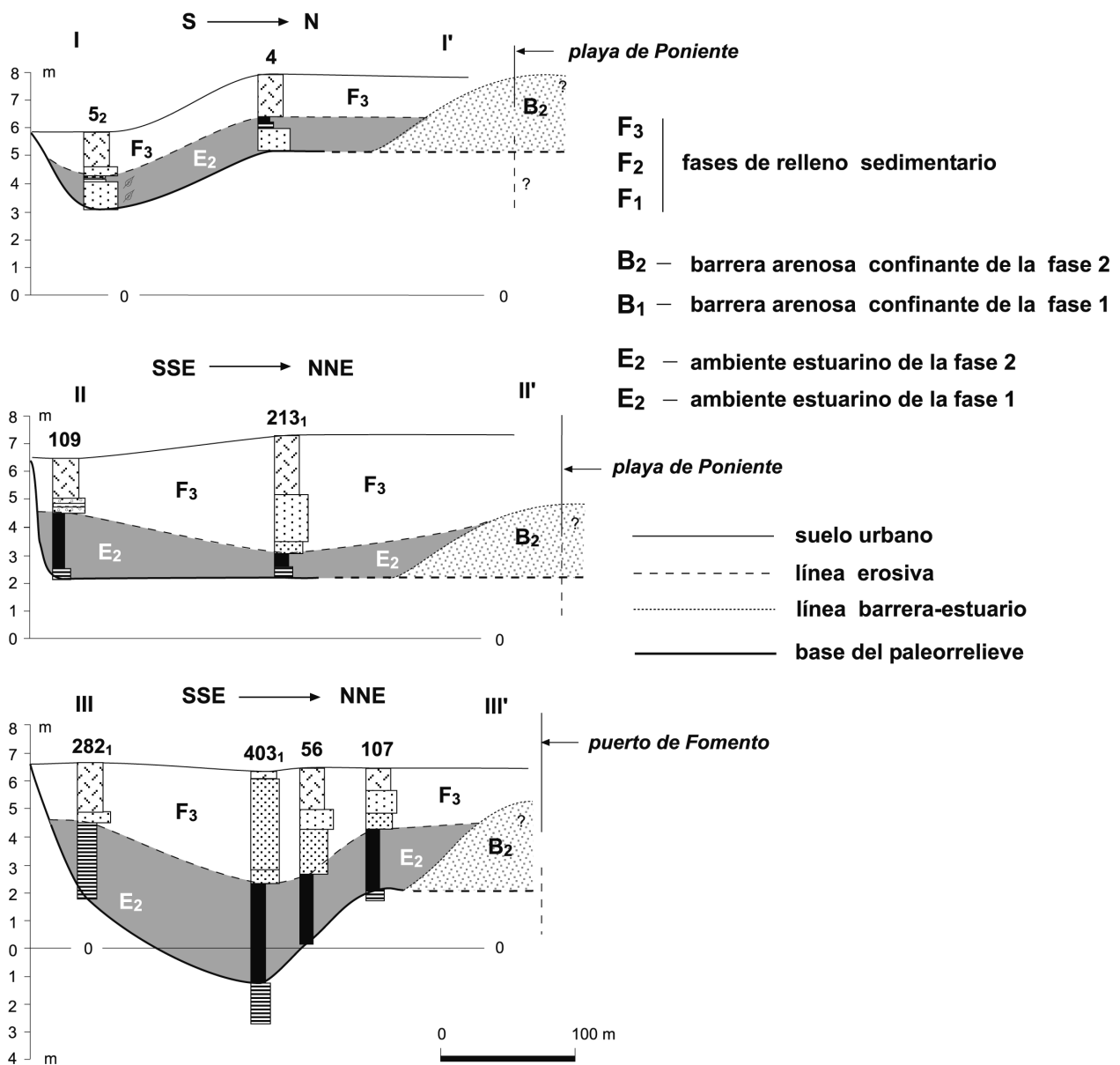


Figura 4. Secciones transversales N-S en el área de El Humedal (I a III) en las que se incluyen los cortes estratigráficos localizados en las Figs. 2A y B.

carbonatado (subfacies c3) con espesor métrico, que pasa a limos (facies D) de unos pocos metros de espesor y, a techo, fangos orgánicos (espesor métrico) con frecuentes restos vegetales y culminando con una turba (facies E). Canal mareal o bancal arenoso que se colmata con litologías pertenecientes a llanuras de fangos y marisma.

7) Limos basales (facies D) con espesor métrico a decimétrico y, a techo, fangos orgánicos (espesores variables de decimétricos a métricos), algunos con

restos vegetales, culminando con turba (facies E). Ocasionalmente, se intercalan pasadas arenosas. Se trataría de una llanura fangosa que evoluciona a una marisma (sondeos 20 y 21).

8) Alternancias irregulares de arenas (facies B y C) y fangos (facies D), e incluso, turba (facies E), pudiendo existir infauna salobre (gasterópodos y bivalvos) en posición de vida, con potencias muy variables de ambas litologías. En ocasiones, las arenas contienen bioturbación de raíces. Se trataría de llanuras fangosas

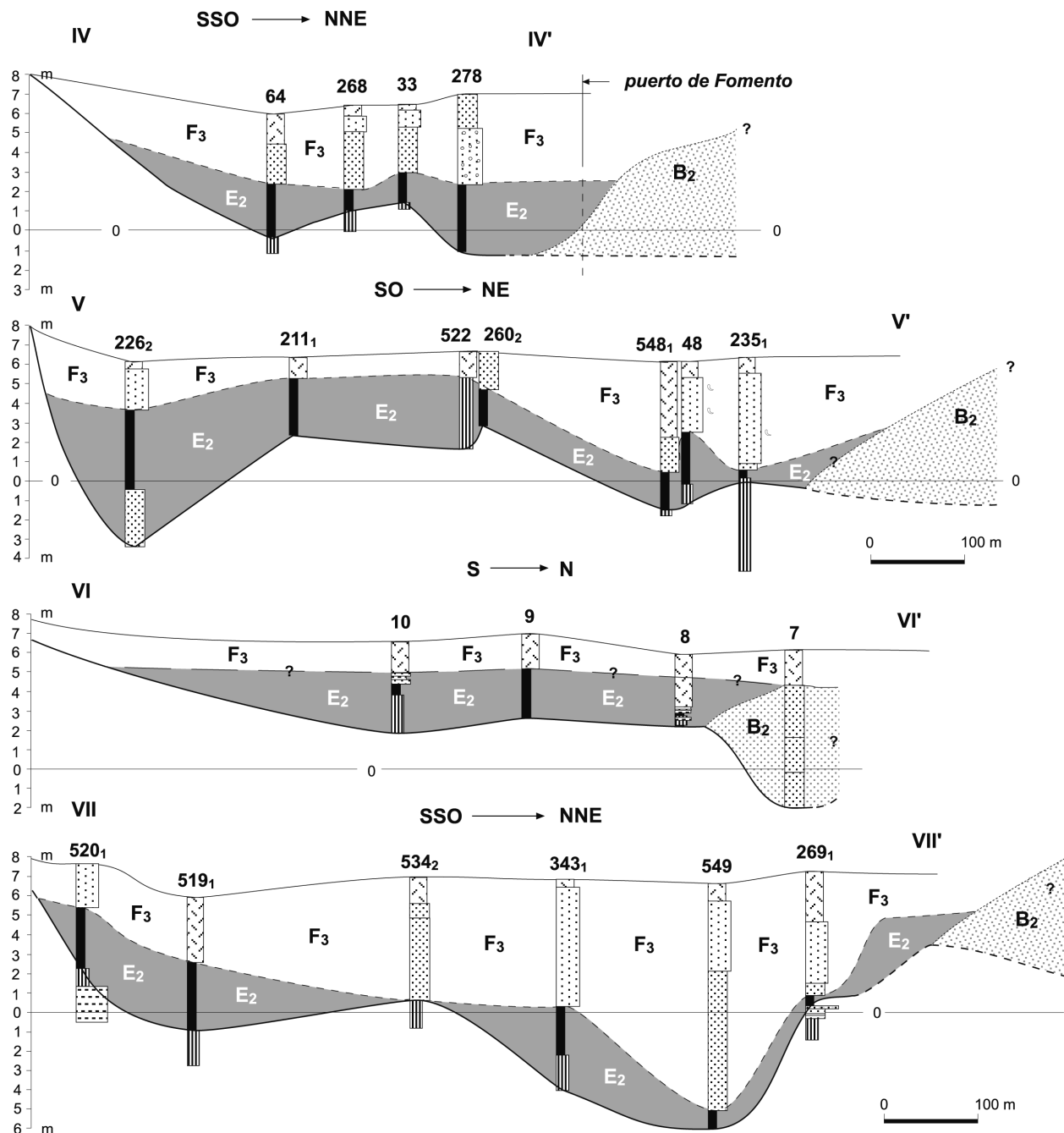


Figura 5. Secciones transversales en el área de El Humedal (I a III), pasando hacia el E a las de La Arena (IV a VII) en las que se incluyen los cortes estratigráficos localizados en las Figs. 2A y B y los tipos de facies detallados en la Fig. 4.

y marismas próximas a algún canal mareal, el cual experimenta fluctuaciones laterales de su posición (sondeo 18).

En todas estas secuencias estuarinas y playeras descritas hasta este apartado, dominan las distribuciones de carácter positivo. El abanico de secuencias se completa con las que se describen seguidamente.

9) Secuencias de 2 m de arenas medias (facies B) o finas (facies C), ligeramente granocrecientes a techo. Probable culminación de una playa supramareal con una duna eólica, perteneciente a una barrera que cierra un estuario (sondeo 18).

10) Secuencias de unos 5 m arenas finas lavadas (facies C) que pasan a techo a medias grises y beige (facies

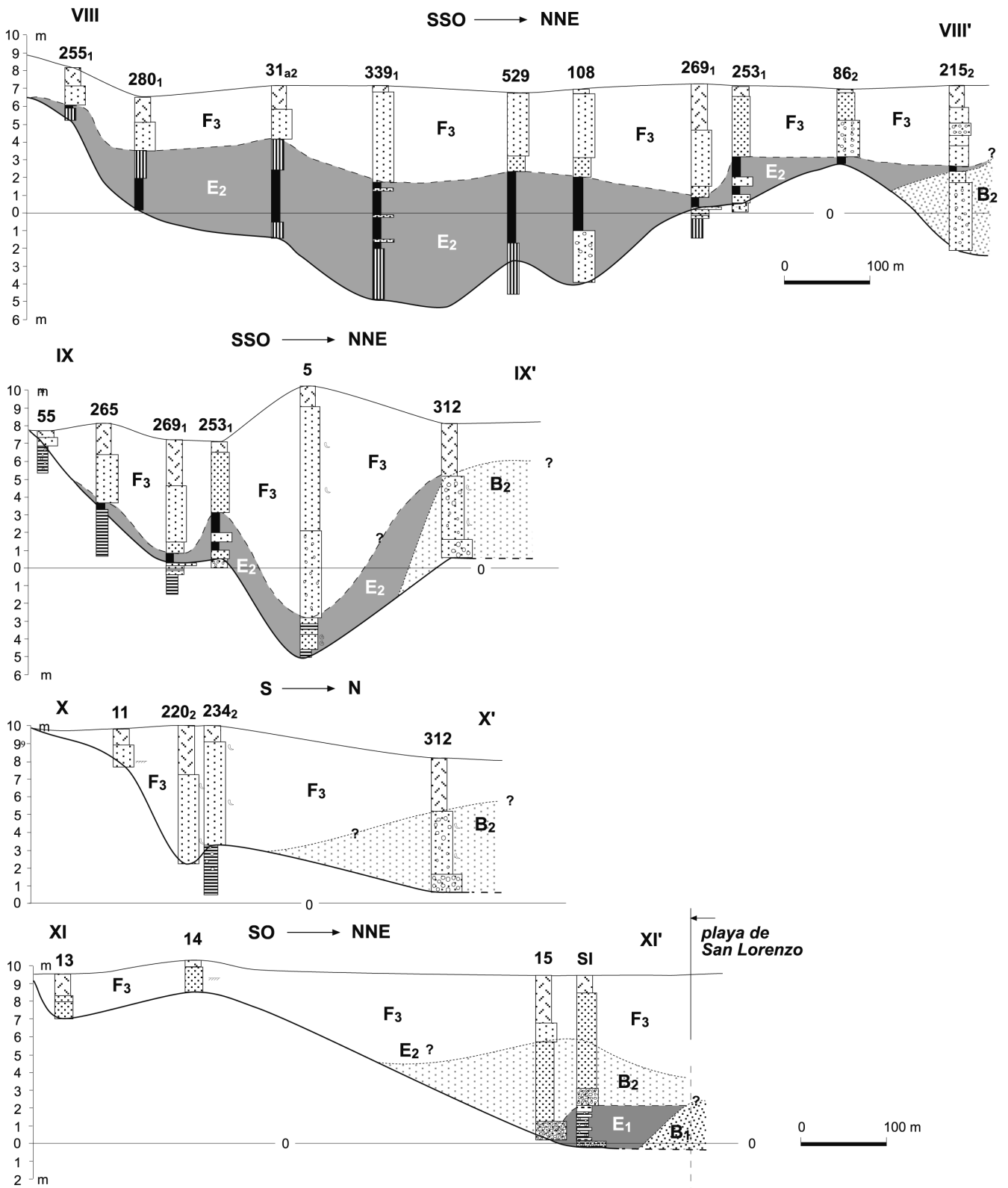


Figura 6. Secciones transversales en el área occidental de La Arena (VIII a XI) en las que se incluyen los cortes estratigráficos localizados en las Figs. 2A y B y los tipos de facies detallados en la Fig. 4.

B). Se tratarían de depósitos de playa producto de un proceso transgresivo (sondeo 21), las basales pertenecientes al intermareal inferior y las suprayacentes a la playa intermareal superior y/o supramareal.

11) Secuencia de carácter decamétrico (algo más de 10 m), constituida por arenas lavadas (facies B y/o C) o con cantos dispersos en la base (mayor potencia de este término), pasando a arenas (facies B y/o C) con un contenido mayor de cantos con arena o bien con arenas ligeramente más groseras (facies B). Forman parte de cuerpos sedimentarios potentes que representan a barreras confinantes en las que estarían incluidos ámbitos de playa diversos, con litologías arenosas dominantes con lechos de cantos intercalados, igualmente de playa.

Combinando las interpretaciones de las facies y asociaciones, junto con los datos granulométricos y de composición carbonatada, se obtienen una caracterización de los medios sedimentarios arenosos (Tabla I). No obstante, solamente se diferencian depósitos dunares, de playas, bancales o barras arenosas, canal mareal y el complejo de la barrera confinante, dentro de la cual deben incluirse las franjas relativas a la playa intermareal expuesta, barra supramareal, bermas de sotavento y playas estuarinas.

Correlaciones

Se llevaron a cabo una serie de correlaciones en sentido N-S en los enclaves desde El Humedal hasta La Arena (Figs. 4 a 9), aprovechando el mayor número de sondeos disponibles localizados en la Fig. 2A y B. De esta manera, se incorpora un mayor número de columnas estratigráficas que las testificadas (Fig. 3) para deducir aquellos aspectos que interesen, incluyendo las estructuras sedimentarias y contenidos biogénicos.

Las correlaciones de las sucesiones cortadas en los sondeos y de las secuencias de facies definidas han permitido establecer tres fases de relleno sedimentario en las áreas de El Humedal y La Arena, que muestran numerosas coincidencias, pero también cada una con sus particularidades propias.

Comoquiera que en la zona centro-occidental de La Arena, el paleorrelieve ha excavado sendas geométricas atribuibles a cabeceras de valle (Fig. 1), la geometría de la cuenca sedimentaria alcanza profundidades superiores a los 20 m y, consecuentemente, el espesor sedimentario es mucho mayor. Además y sólo en esta zona, por esta causa apuntada, se ha desarrollado una

etapa de relleno más antigua. Esta sedimentación más antigua se ha referido como correspondiente a la Fase 1. Desde el punto de vista del medio de depósito, está representada por secuencias de facies estuarinas (E_1) que se cierran por una barrera de arenas en exclusiva o con cantos y arenas (B_1). Las facies estuarinas mejor representadas corresponderían a llanuras fangosas que son drenadas por canales mareales, produciéndose una mayor participación fluvial hacia el costado oriental. La barrera (B_1) alcanza potencias de hasta 15 m en el centro occidental de la zona de La Arena en donde está representada por secuencias positivas con cantos en la base y arena con gravas y cantos en el techo; en otros casos, solamente por arena. Queda perfectamente ilustrado en los cortes XI-XI' (Fig. 6), XII-XII' (Fig. 7), XIV-XIV' (Fig. 7) y XV-XV' (Fig. 8). El espesor mínimo de este conjunto es muy variable, desde 3 m hasta 16 m.

Posteriormente, tuvo lugar un proceso transgresivo lo cual implica que el nuevo conjunto sedimentario, atribuible a la Fase 2, produzca una erosión importante sobre los depósitos subyacentes de la Fase 1. Está representada, igualmente, por facies estuarinas (E_2) y su barrera arenosa confinante (B_2), situándose la línea de costa más hacia el S (tierra adentro). Las facies estuarinas características corresponderían a llanuras fangosas, con una proporción mayor, y marismas bien desarrolladas, surcadas por canales mareales. La barrera prácticamente no se conserva en El Humedal, excepto en su extremo oriental en lo que constituyó una franja umbral rocosa, continuación de la colina de Begoña, con La Arena, donde alcanza un desarrollo notable.

En El Humedal (Fig. 4), las llanuras fangosas y marismas tenían un gran desarrollo superficial, máximo de 1.100 m transversalmente a la línea de costa, y unos 600 m, longitudinalmente; alcanzaban potencias muy variables, con máximos de 7 m. Eran drenadas por canales mareales, relacionados con la existencia de manantiales próximos, como se deduce del trabajo de Luque Cabal *et al.* (2002).

En la zona de La Arena, los canales mareales son importantes y están representados en las zonas central y centro-occidental. Hacia el E se conserva un registro interpretado como canal fluvial, probablemente relacionado con el sistema fluvial que conformaba el canal principal estuarino, como lo atestigua el carácter de los depósitos (una secuencia positiva de 7 m de potencia) y la presencia de abundantes cantos (Fig. 9). Las facies de llanuras fangosas y marismas tienen una mayor extensión y espesor, alcanzando un

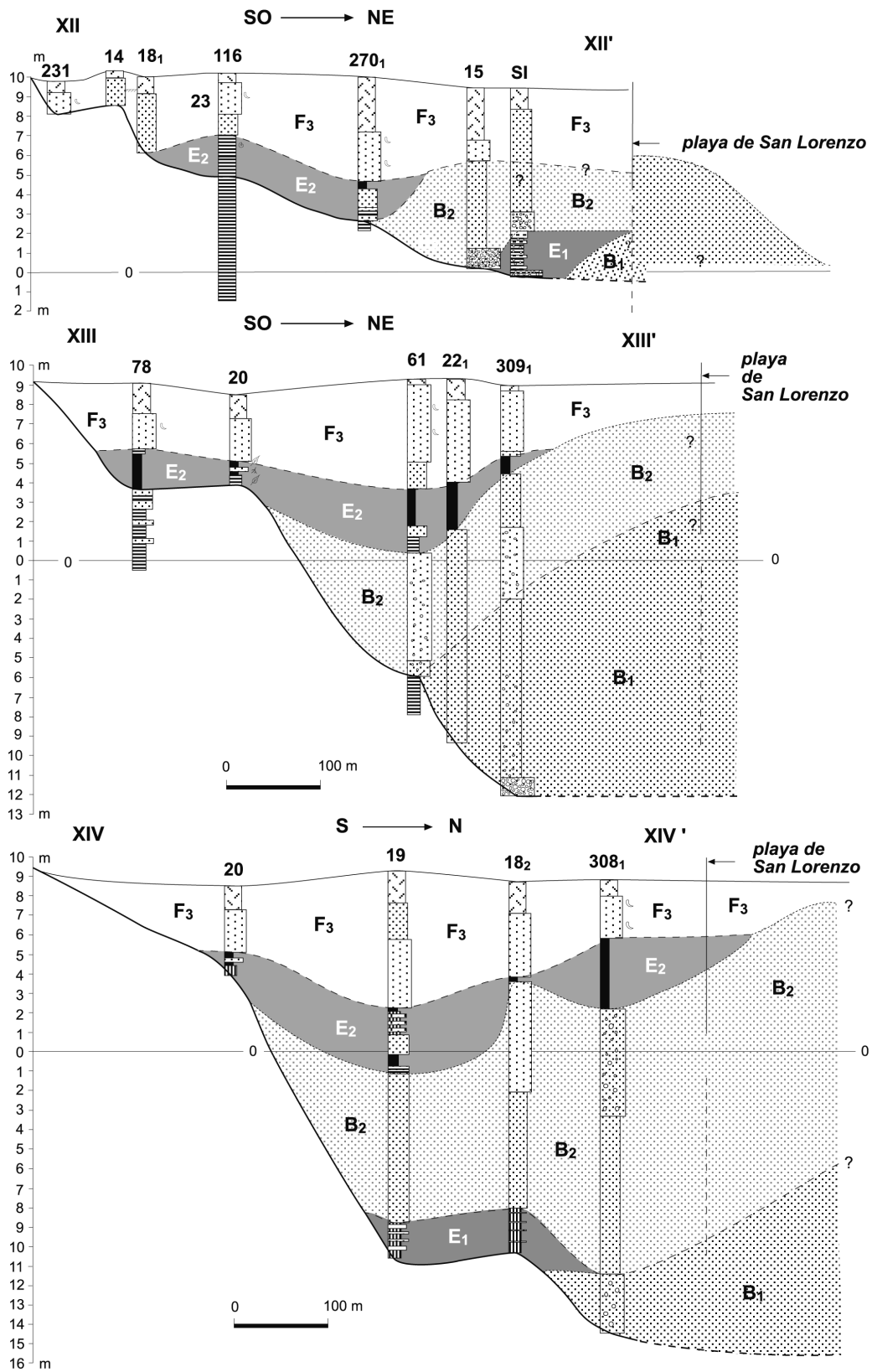


Figura 7. Secciones transversales en el área de La Arena (XII a XIV) en las que se incluyen los cortes estratigráficos localizados en las Figs. 2A y B y los tipos de facies detallados en la Fig. 4.

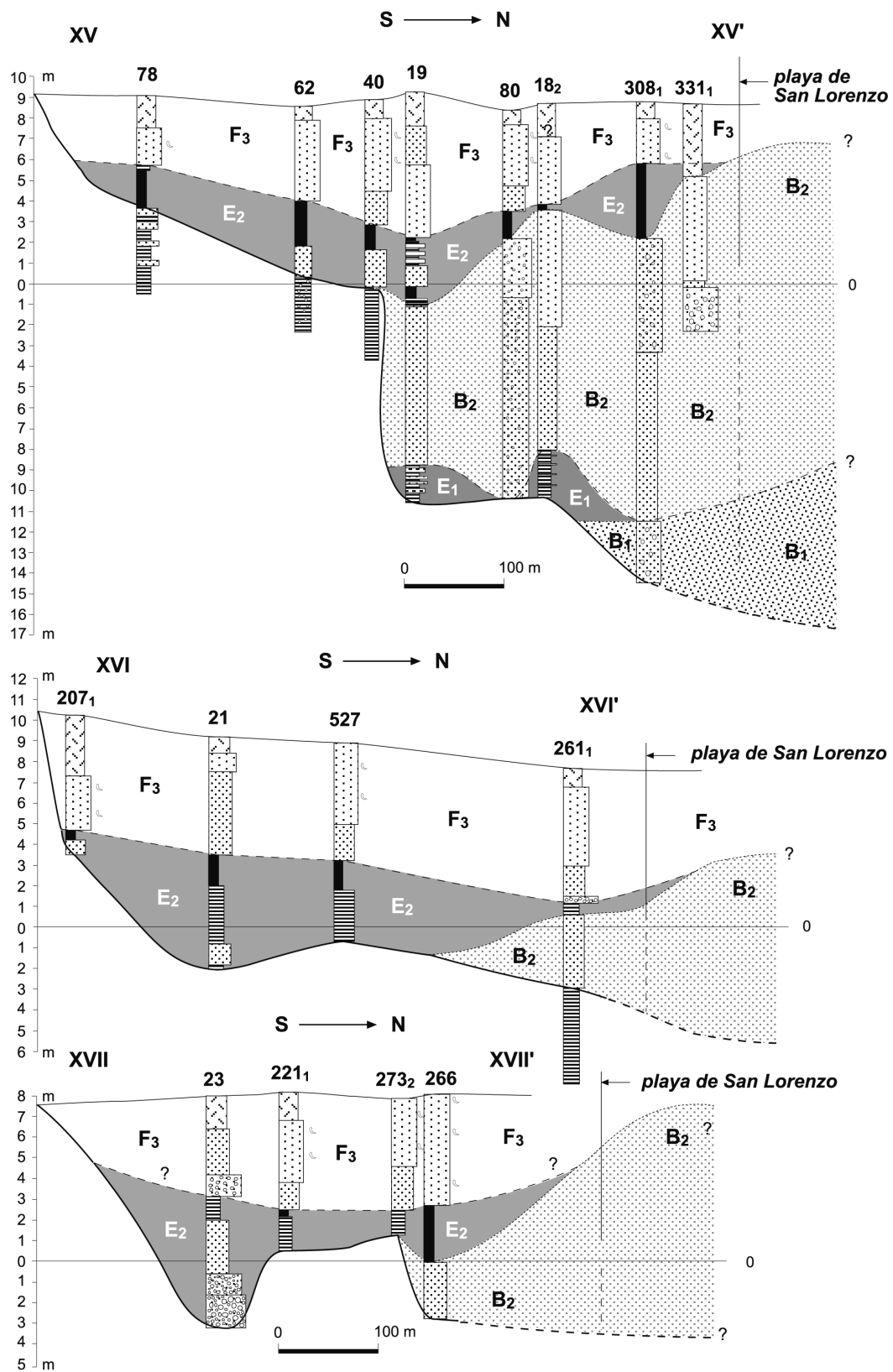


Figura 8. Secciones transversales en el área oriental de La Arena (XV a XVII) en las que se incluyen los cortes estratigráficos localizados en las Figs. 2A y B y los tipos de facies detallados en la Fig. 4.

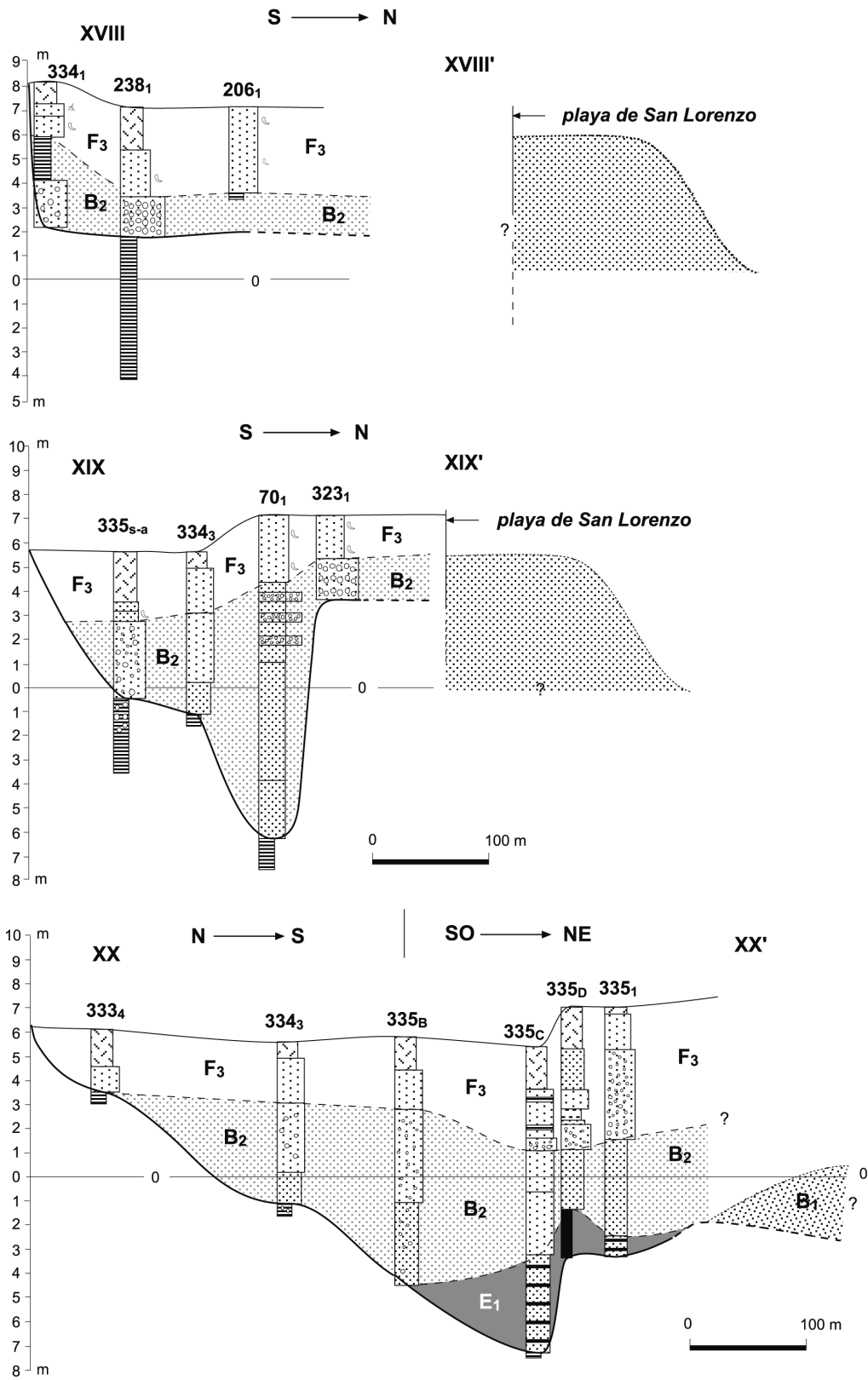


Figura 9. Secciones transversales en el área más oriental de La Arena (XVII a XIV) en las que se incluyen los cortes estratigráficos localizados en las Figs. 2A y B y los tipos de facies detallados en la Fig. 4.

máximo superficial de 900 m, transversalmente a la línea de costa, y 1.714 km, longitudinalmente.

La barrera confinante de estos estuarios alcanzaba potencias muy variables. En la parte occidental de El Humedal, estaba mayoritariamente constituida por arena; en la casi totalidad no se conserva esta barrera y solamente en el extremo nororiental (área SO del cerro de Santa Catalina) está representada por secuencias positivas en su mayor parte, constituidas con cantos en la base y pasando a arena con gravas y cantos hacia el techo: cortes VIII-VIII', IX-IX' y X-X' (Fig. 6). Estas secuencias podrían representar rellenos de canal que pasan lateralmente a las barreras confinantes, mejor caracterizadas por playas expuestas.

En la zona de La Arena, la barrera (B₂) totaliza potencias más elevadas (18 m) que la de la Fase 1, no obstante, cabe matizar que el registro de esta última no está representado en su totalidad en este área. En los sectores centro occidental y central está constituida indistintamente por secuencias positivas y negativas, las primeras con cantos o bien cantos con arena en la base y arena en el techo, mientras que las segundas por arenas o arenas con cantos que culmina con mayor proporción de estas últimas; excepto en la franja central, con una proporción mucho mayor de arenas, en el resto existe una participación importante de cantos y gravas.

En la zona más oriental, este conjunto de estuario y barrera solamente está representado por facies arenosas de playa con su probable barrera confinante ubicada en la porción septentrional, sin que se hayan conservado las correspondientes zonas estuarinas (corte XX-XX', Fig. 9).

El relleno culminante de ambas zonas de El Humedal y La Arena queda definido por la Fase 3, que llega hasta posiciones más meridionales y supone el sellado de los estuarios, excepto en el área oriental donde desemboca el Piles.

En El Humedal, los depósitos de esta fase se extendían sobre una longitud máxima en superficie de 1.100 m, transversalmente a la línea de costa y de unos 700 m, longitudinalmente. Las potencias sedimentarias varían sustancialmente desde 1,5 m hasta 13 m, siendo las secuencias fiables de carácter negativo en aquellas que se sitúan, preferentemente en la franja externa. Los rellenos comparativamente más espesos se localizan en bandas oblicuas y discontinuas a la línea del agua en aquel momento, pero sin una tendencia determinada, debido en todos los casos a la erosión

sobre los materiales subyacentes de la Fase 2, que ha producido una mayor incisión.

Los datos disponibles para la interpretación de estas facies solamente permiten suponer su pertenencia a rellenos de playas arenosas que pudieran culminar con mantos eólicos, algunos como dunas remontantes sobre la ladera oriental del promontorio de Begoña. En cualquier caso, la gran extensión de este relleno induce a pensar que debió producirse como resultado de una primera transgresión con erosión intensa y relleno posterior, seguido de una progradación más o menos continuada. Los registros en los que se correlacionan las columnas estratigráficas se detallan en los cortes I-I' a IX-IX' (Figs. 4 a 6), los orientales de transición a La Arena.

En La Arena, los depósitos alcanzaban una extensión de 900 m transversalmente y unos 1.600 m longitudinalmente a la línea del agua. Comparativamente, los espesores del relleno son menores: máximo de 3 a 8 m, con mayores potencias concentradas regularmente en la zona central, siguiendo una distribución alargada en dirección E-O y otros máximos ubicándose de una manera discontinua.

Los depósitos son mayoritariamente arenosos, salvo en áreas muy localizadas y más ampliamente en la esquina oriental donde cantos y gravas con arenas toman un mayor protagonismo; también en esta última zona se han depositado facies de arcilla y limo.

Las secuencias muestran tendencias mayoritariamente positivas y, solamente en casos esporádicos, de tipo negativo. Dentro de las primeras se detectan numerosas facies arenosas con una proporción destacada de bioclastos y, a techo, niveles de arenas con gasterópodos terrestres y costras débilmente desarrolladas por cementación freática. Se interpretan como depósitos de playa culminando con depósitos dunares eólicos, que, en este último caso, no parece que superen los 2 m de potencia. En el Humedal, cabe deducir un relleno transgresivo, representado por facies playeras que erosionan los depósitos subyacentes, en una primera etapa, y la consiguiente progradación en la que se generan depósitos de playas y dunas progradantes.

En La Arena, las secuencias de cantos y gravas con arenas, culminando con facies arenosas se interpretan como depósitos de canal estuarino (canal principal), que pasa lateralmente a llanuras fangosas (en este registro hacia el O), recubierto transgresivamente por facies de playa. La geometría del relleno sedimentario representado por esta Fase 3 se detalla en los cortes X-X' al XX-XX' (Figs. 6 a 9).

Estos rellenos sedimentarios en los que están involucrados sistemas estuarinos confinados han sido documentados ampliamente, y pueden ser aplicados en estos rellenos de Gijón, bien sea como estadios sucesivos (Roy *et al.*, 1980) o mediante la modelización a lo largo del eje estuarino (Dalrymple *et al.*, 1992), como consecuencia del evento transgresivo. Estos últimos autores prefieren considerar a este tipo de estuarios bajo el término de *dominados por el oleaje* y distinguen secuencias positivas en la mayor parte de las secciones para los ámbitos fluvial y estuarino (bahía central y desembocadura), alternándose con otras de carácter negativo hacia la cola del estuario.

Evolución

El relleno sedimentario registrado de esta cuenca litoral se produjo en tres fases, relacionadas con oscilaciones del nivel del mar del último ciclo finipleistoceno-holoceno hasta culminar con la distribución de las áreas sedimentarias costeras actuales. En la Fig. 10, se muestran las distribuciones de las isopacas representativas de cada una de las tres fases que tuvieron lugar en ambas cuencas costeras a lo largo del tiempo, complementadas por los cambios paleogeográficos en superficie (Fig. 11).

Las dos fases iniciales están representadas por cuencas estuarinas mesomareales independientes, la del Humedal y la de La Arena drenada por el río Piles. Estarían constituidas por una barrera arenosa, situada en una posición más septentrional y probablemente alineada en una dirección similar al borde costero actual; esta barrera permitiría el confinamiento del ámbito estuarino, cuya extensión sería comparativamente mucho mayor que aquélla, como lo revelan las deducciones precedentes.

En la cuenca de El Humedal, las facies de la barrera no se han detectado en los sondeos, salvo en la zona oriental, mientras que en La Arena existen numerosos testimonios de su presencia.

La Fase 1 solamente está representada en La Arena debido a la existencia de un paleorrelieve negativo, el cual está marcado por la existencia de dos incisiones fluviales situadas en la mitad occidental, de las cuales la oriental es mayor y tiene dos ejes de avenamiento; probablemente representen cabeceras fluviales, que serían afluentes por la izquierda del Piles, un río de mayor jerarquía. También debería incluirse la incisión correspondiente a la cuenca de este último río Piles, de la cual no se poseen aún testigos de sondeos, pero que debería ser la más pronunciada y, consecuentemente,

alcanzar los mayores espesores de sedimentos.

Este conjunto sedimentario de la Fase 1 requeriría una cierta estabilización del nivel del mar en una cota determinada y durante un cierto tiempo para que fuera posible la formación y desarrollo del sistema. En la Fig. 11, se muestra la posición estimada de la antigua línea de costa y de la línea límite entre la barrera y el entorno estuarino.

La Fase 2 se inicia por una nueva pulsación de ascenso del nivel del mar, que genera un nuevo espacio de acomodación con el relleno durante la estabilización posterior a lo largo de un periodo más o menos prolongado. Se repite el mismo esquema deposicional

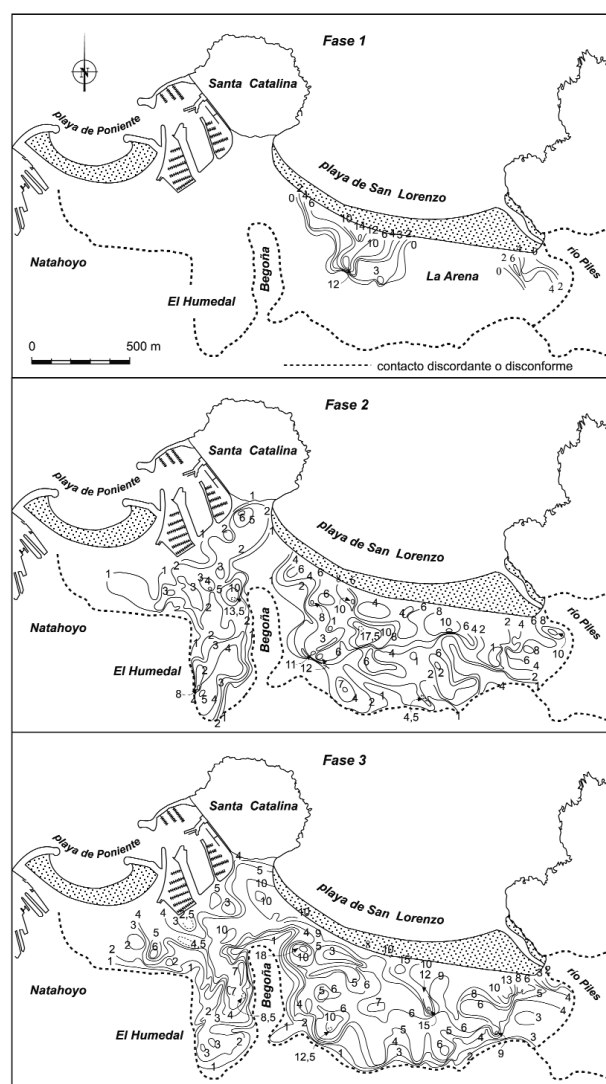


Figura 10. Reconstrucción de las cuencas sedimentarias a lo largo de las tres fases evolutivas, basada en la distribución de las isopacas para cada una de ellas.

que en la fase anterior: estuario-barrera, migrando la línea de costa hacia posiciones meridionales y afectando también, por vez primera, al área de El Humedal. Se alcanza la mayor extensión del sistema tanto superficialmente como con potencias mayores de las facies estuarinas en El Humedal que en La Arena.

En el sondeo 31_{a2} situado en la plaza de Europa de El Humedal (corte VIII-VIII' de la Fig. 6), Luque Cabal *et al.* (2002) consignan una datación realizada en

una turba perteneciente al techo de la Fase 2, basada en la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, que arroja una edad de 5.360 ± 80 B.P.

Los cortes transversales XIV-XIV' (Fig. 7) y XV-XV' (Fig. 8) revelan la existencia de dos barreras superpuestas lateralmente que podrían corresponder a una primera etapa transgresiva (barrera interna), seguida de una progradación, que expansiona el ámbito estuarino hacia el N. Se han reconstruido los mapas de isopacas y trazado las dos líneas representativas del límite barrera-estuario (Figs. 10 y 11), la interna (más antigua) en trazo continuo y la externa (más moderna) en discontinuo, lo cual pone en evidencia la mayor anchura del sistema como consecuencia de la regresión final. En La Arena se detectan facies de canal principal y barras probablemente mareales de cantos y gravas y arenas en las proximidades del Piles (Fig. 11). En esta Fase 2 ya se insinúa el istmo arenoso situado al abrigo meridional del cerro de Santa Catalina, bien desarrollado y documentado históricamente desde la Edad Media.

La Fase 3 se inicia, al igual que las anteriores, ante un nuevo ascenso del nivel del mar. Se diferencian dos rellenos superpuestos, mayoritariamente arenosos, de los cuales el más antiguo es de mayor espesor y de carácter transgresivo, dominando las facies de playa. El segundo es progradacional debido a la estabilización del nivel del mar en que estarían representados conjuntos de playa/dunas, habiéndose observado topografías residuales de forma alomada correspondientes a cordones dunares poco desarrollados (o de escaso relieve).

El máximo transgresivo, situado entre los dos rellenos, estaría relacionado con la transgresión Flandriense, cuya altura máxima se situaría en torno a los +2,5-3,0 por encima de las pleamares vivas medias actuales (Flor, 1995). Si se parte del "0" topográfico actual en que la cota máxima de estabilización de las playas arenosas se establece en alrededor de +5,0 m, los límites superiores de las playas antiguas alcanzarían cotas de +7,5-8,0 m; es posible que las playas energéticas, en este caso San Lorenzo (conectada con La Arena), lleguen a alturas algo superiores que las protegidas, como sería la de La Trinidad (ligada a El Humedal); por su parte, si existieran recubrimientos arenosos eólicos asociados a la playa, alcanzarían alturas algo superiores, dependiendo de la entidad morfológica de la duna.

Las alturas del suelo de la ciudad de Gijón, de una forma muy aproximada, corresponden a las topografías sedimentarias culminantes de esta Fase 3; por ello, analizan-

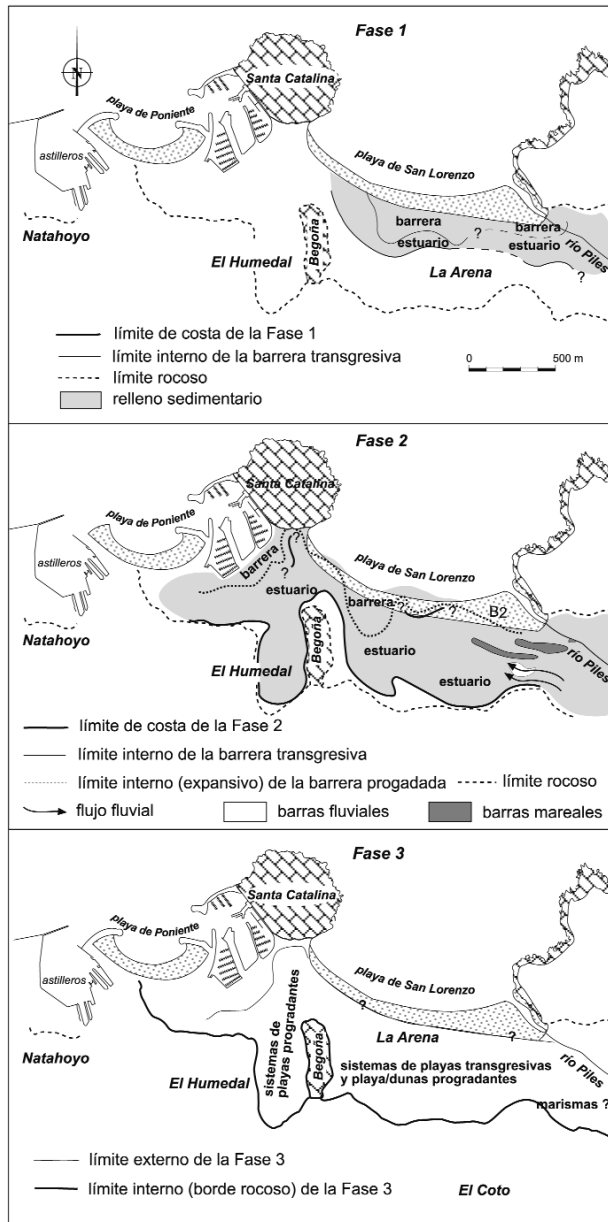


Figura 11. Interpretación de la posición paleogeográfica en planta de los conjuntos de las barreras confinantes y sus correspondientes recintos estuarinos propiamente dichos.

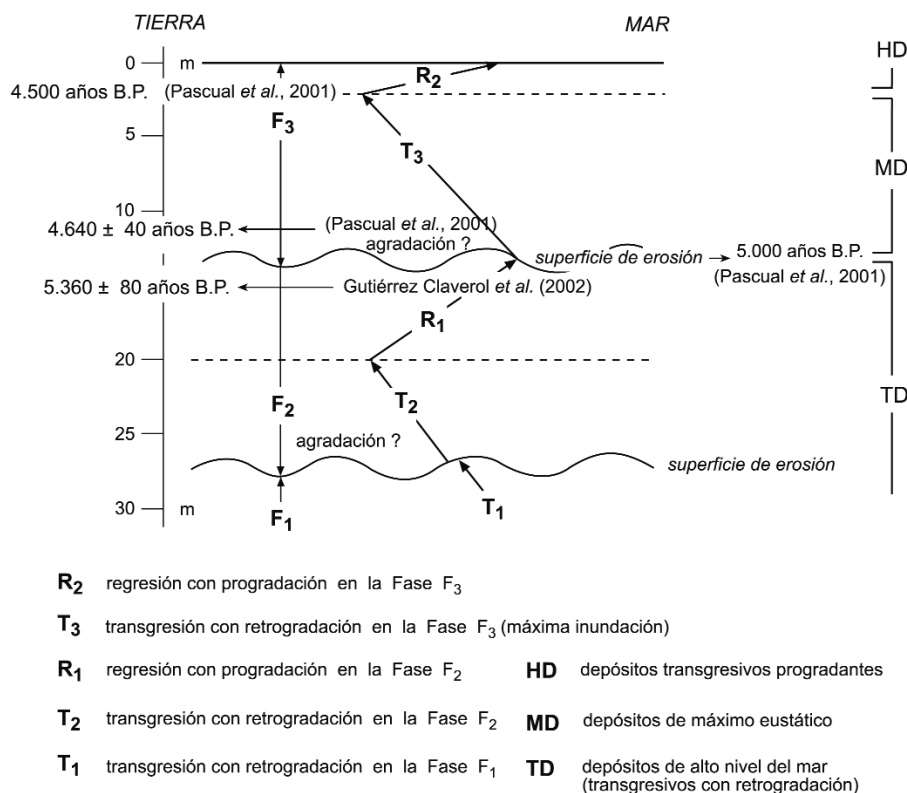


Figura 12. El relleno sedimentario costero de las áreas de El Humedal y La Arena está directamente relacionado con las oscilaciones del nivel del mar (eventos transgresivos generalizados), existiendo la posibilidad de asignar edades absolutas a los últimos eventos que culminan con la progradación final gracias a las dataciones realizadas por diferentes autores en este entorno y en estuarios cantábricos, así como en otros puntos del litoral ibérico atlántico.

do la distribución de las mismas en sentido transversal, podría deducirse algún detalle sobre la presencia/ausencia de depósitos dunares, como culminantes de los sistemas de la posplaya, puesto que el límite superior de las playas tendría una cierta constancia.

En la zona de El Humedal, las cotas del suelo se sitúan a alturas entre 6,8 y 8,0 m, lo cual indicaría que las arenas superiores representarían playas arenosas, con la posibilidad de recubrimientos eólicos tabulares, pero muy poco potentes (espesor métrico), reproduciendo cordones dunares laxos (probablemente en el extremo meridional del corte VII-VII' en la Fig. 5).

En la franja de transición, entre el cerro de Santa Catalina y Begoña, representada por el corte IX-IX' (Fig. 6), se elevan dos crestas, la interna de menor entidad y la externa muy neta de hasta 2,0 m en relación con las áreas laterales (cota también absoluta de +10,0 m), que podría representar una arena dunar culminante (cordón dunar?), la cual se continúa claramente por el costado occidental de La Arena.

En el extremo suroriental de Begoña, se adosarían dunas de tipo remontante, cuya sedimentación estaría

inducida por vientos del NE desde la playa funcional en ese momento, situada en posición más septentrional.

El resto de La Arena conserva elevaciones muy laxas atribuibles a restos de cordones dunares, extensos longitudinalmente, pero con alturas muy reducidas, como ocurre en ámbitos costeros con tasas de sedimentación no demasiado excedentarias y alineaciones oblicuas a los vientos del NE, ya que los del NO dominantes quedan amortiguados por el cabo de Torres.

En referencias históricas de finales del siglo XIX, se hace mención a la existencia de dunas en la primera línea de edificios de El Muro, que corresponderían al sistema natural de playa/cordón dunar más externo, antes de la urbanización definitiva e irreversible.

En el tercio oriental de La Arena solamente se depositarían playas culminantes al disminuir las cotas hasta valores de +8,0 m, que decrecen paulatinamente hacia el Piles.

Sedimentación en relación con los cambios eustáticos

Se parte de los procesos sedimentarios que tienen lugar como consecuencia de los cambios eustáticos sin la inter-

vención de fenómenos de subsidencia, que no se han detectado en esta zona; en este sentido, se podría incluir una cierta tasa de elevación cortical prácticamente inapreciable, de acuerdo con los criterios de Peón (1992).

Las tres fases de relleno se relacionan directamente con cambios relativos de nivel del mar (Fig. 12); la Fase 1 solamente queda caracterizada por una transgresión con retrogradación (T_1) a la que sigue una interrupción sedimentaria. El conjunto representativo de la Fase 2 está marcado, en la base, por una superficie de erosión importante relacionada con una subida del nivel del mar que elimina buena parte de los sedimentos de la Fase 1; la acumulación intensa de sedimentos en la base de las facies arenosas sugiere que se podría incluir una etapa indefinida de acreción, pero sin que existan pruebas concluyentes. En cualquier caso, el proceso dominante consiste en una transgresión con retrogradación (T_2) a la que sigue una etapa corta de relleno/agradación con progradación, debido al volumen de aporte de sedimentos tan intenso que llega al entorno en ese episodio (R_1); ello implica que la cuenca se expanda hasta que se inicie la fase siguiente. Con la Fase 3, se asiste a una nueva etapa transgresiva con retrogradación a partir de una superficie erosiva de gran magnitud; en los primeros momentos también podría reproducirse una cierta acreción (T_3). Se alcanza la máxima inundación eustática con la mayor altura del nivel del mar (transgresión Flandriense) a partir de la cual se produce la regresión con agradación (R_2) hasta el momento presente con los cambios históricos en relación con la antropización del entorno.

Este último proceso final se podría comparar con el que ha generado los amplios complejos sedimentarios actuales representados en los sistemas de playa/dunas de Salinas (Flor, 1995) y Xagó (Flor, 2004), donde se diferencian hasta tres conjuntos dunares (interno, intermedio y externo) en relación con la progradación desde ese máximo eustático (más antiguo a más moderno, respectivamente). En este caso, la imposibilidad de asignar morfologías de complejos dunares, dada la destrucción por urbanización de la ciudad, solamente permite aventurar la existencia de este último proceso progradante de un complejo de playa/dunas; del cordón dunar activo hasta finales del siglo XIX restan evidencias históricas documentadas.

Las tres fases de relleno en que se ha subdividido la sucesión sedimentaria estudiada, se interpretan como tres secuencias deposicionales (parasecuencias), que a tenor de los datos disponibles serían de 6º orden, es decir, con intervalos de recurrencia o periodicidades inferiores a 20 ka (Vera Torres, 1994), con sus discontinuidades características a muro y techo, producto de las oscilaciones relativas del nivel del mar holoceno. No obstante, en los trabajos

desarrollados en los estuarios del Tinto y Odiel y Guadalete (Golfo de Cádiz), donde se sondearon la totalidad de los depósitos de relleno, Dabrio *et al.* (2000) deducen oscilaciones eustáticas de 4º orden, en el que se incluyen al menos dos niveles altos del mar en el Pleistoceno Superior (IS 3) y Holoceno, y ciclos de 5º orden sobrepuestos; este último orden podría corresponder, realmente, al relleno gijónés, por cuanto se puede datar como propiamente holoceno en su mayor parte.

Como describen algunos autores (Vail *et al.*, 1987; Posamentier y Vail, 1988), quedan incluidas dentro de un cortejo transgresivo (TST), constituido por un conjunto de parasecuencias retrogradacionales, de modo que el depósito culminante corresponde a la máxima inundación. Una vez finalizado este evento, le sucede un nuevo cortejo de nivel alto (HST), cuya superficie basal es erosiva, que podría iniciarse con un proceso agradante para terminar con el máximo avance sedimentario y la implantación de dispositivos progradantes.

Este registro sedimentario de la ciudad de Gijón tiene ciertas similitudes, a grandes rasgos, con el propuesto por Hernández-Molina *et al.* (1995) para la sedimentación de la plataforma continental interna en el cabo de Gata (Almería); establecen un modelo teórico, incluyendo como más antiguas, unidades sísmicas representadas por cuerpos sedimentarios transgresivos de terrazas submarinas con sedimentos progradantes en la base y agradantes a techo, que representan un cortejo transgresivo TD (10.000-6.000 años B.P.). Le sucede un cortejo asociado al máximo eustático (MD) de 6.500 años B.P., obviamente transgresivo, de una unidad sísmica agradante y paralela. Finalmente, se depositaron cuerpos progradantes de alto nivel del mar (HD), desde esa última fecha hasta la actualidad.

En el área cantábrica, sobre unas marismas internas del estuario de Guernica (reserva de Urdaibai), Pascual *et al.* (2001) detectaron cambios de nivel del mar que pudieran correlacionarse, tanto en la edad como en los procesos, con las deducidas en este trabajo. Sobre un conjunto limoso arcilloso con laminación horizontal y niveles bioturbados de un ambiente estuarino salobre submareal e intermareal (somerización a techo), se depositaron limos algo más groseros y mayor contenido carbonatado con numerosas conchas de moluscos enteras y fragmentadas, procedentes de la plataforma marina; este episodio, perteneciente a una marisma intermareal baja, se ha datado en 4.640 ± 40 años B.P. Lo hacen corresponder con el final de la fase transgresiva iniciada hace 5.000 años B.P. en el límite entre los estadios Atlántico y Subboreal. Los depósitos posteriores corresponden a la formación de un complejo de marisma que pasa de marisma intermareal baja (a partir de 4.500 años B.P.), a media salobre y, finalmente, a una

colmatación con la aparición de una marisma alta supramareal vegetada.

Aunque no se disponga de un mayor número de niveles datados, especialmente en las Fases 1 y 2, que representan el volumen sedimentario más importante, y que la primera no haya registrado la totalidad del espesor potencial en relación con los subyacentes, se pueden apuntar algunas consideraciones. El espesor sedimentario de cada fase decrece hacia el techo; esto a su vez podría ponerse en relación con una deceleración de la tasa de sedimentación, consecuencia de una menor velocidad de elevación del nivel del mar.

Para el estuario del Guadiana (Boski *et al.*, 2002), a partir de los 9.800 años B.P. comenzaría una fase acelerada de relleno con una tasa de sedimentación de 0,85 m/año; entre 7.500 y 7.000 años B.P. seguiría esta misma tendencia, terminando a los 6.500 años B.P. En este estuario, un ambiente en el que el volumen sedimentario excede considerablemente al del área de Gijón y dentro del que la elevación relativa del nivel depende fuertemente de las aportaciones de sedimento, el estacionamiento del nivel del mar tendría lugar en torno a 5.000 B.P., después de un período de elevación lenta (0,30 m/año).

También Dias *et al.* (2000) documentan para la plataforma continental de Portugal una elevación rápida del nivel del mar entre 10.000 y 8.000 años B.P., atenuándose entre 4.000 y 5.000 años B.P.

Por su parte, Dabrio *et al.* (2000) interpretan, desde el comienzo del Holoceno y con ocasión de la transgresión Flandriense, que la elevación del nivel del mar y, consecuentemente el relleno sedimentario de los estuarios del Odiel, Tinto y Guadalete, fue discontinua con subidas rápidas repetidas, seguidas de estacionamientos o, al menos, tasas muy lentas de elevación con lo que se produjeron acomodaciones; la máxima inundación tendría lugar a los 6.500 años B.P., y con posterioridad la tasa de elevación del nivel del mar decreció y también la sedimentación, debido a los aportes intensos de procedencia fluvial. Desde 4.500 años B.P. estas descargas anulaban la elevación del nivel marino, produciéndose una emersión parcial de las llanuras fangosas y de las barreras arenosas.

En registros sobre sondeos verticales de diferentes estuarios de la costa cantábrica y gallega, Pagés y Alonso (2006) deducen que hace 8.500 años se anegó la parte interna del estuario del Navia y hace 7.500 años la del de Villaviciosa, con tasas de ascenso del nivel del mar entre 5,2 y 5,7 mm/año hasta 6.500 años B.P.; con posterioridad, se ralen-

tizaría entre 6.500 y 5.000 años B.P. hasta 2,0 mm/año. Alrededor de esta última fecha, el nivel del mar se estabilizaría con la formación de barreras arenosas costeras de gran anchura para reanudarse la elevación del nivel del mar y la sedimentación con tasas de 1,4 a 1,8 mm/año, en que se colmatarían los estuarios.

En el caso del relleno de las cuencas de El Humedal y La Arena (Fig. 11), las Fases 1 y 2 corresponderían a dos cuerpos sedimentarios transgresivos de sistemas barrera confinante/estuario propiamente dicho, depositados sucesivamente (cortejo transgresivo TD). La Fase 1 está pobremente representada, razón por la cual el registro solamente permite deducir una transgresión con retrogradación (T1). Ambas corresponden a una sedimentación relativamente rápida, como se desprende de las potencias medias (Fig. 12).

La Fase 2 completa un cortejo de transgresión con retrogradación (T2) y la etapa posterior de relleno/agradación con progradación. Comoquiera que el techo de esta Fase 2 se puede datar en una fecha posterior a 5.360 ± 80 años B.P. (Luque Cabal *et al.*, en 2000), coincide bastante fielmente con la propuesta por Pascual *et al.* (2001) motivada por la transgresión que supone la formación del conjunto perteneciente a la Fase 3, cifrada en los 5.000 años B.P., que coincide con las apreciaciones mencionadas por otros autores (Pagés y Alonso, 2006).

Dabrio *et al.* (2000) deducen cambios acelerados desde 2.500 años B.P. con una intensificación de las tasas de progradación de las barreras estuarinas y agradación vertical, produciéndose una expansión de las llanuras fangosas y un crecimiento rápido de las barreras arenosas. En la plataforma continental portuguesa, el nivel actual se alcanzaría hacia los 3.500 años, mientras que en el Sado y Ría Formosa entre los 5.000 años y 2.500 años B.P. (Dias *et al.*, 2000), lo mismo que ocurre en los estuarios del Golfo de Cádiz, con tasas muy elevadas de sedimentación de origen fluvial, una tendencia diferente a las costas de Galicia y el Cantábrico, donde las plataformas continentales son desnutridas (Fernández-Valdés, 1997) y los ambientes sedimentarios costeros son relativamente escasos.

La Fase 3 podría estar representada en un primer episodio por una agradación dentro de una etapa transgresiva con retrogradación (T3) hasta culminar con depósitos asociados al máximo eustático (MD) en 4.500 años B.P.; esto implica una tasa importante de sedimentación. Posteriormente, se produce la regresión con progradación (R2) similar a las documentadas en Guernica (Pascual *et al.*, 2001) y Avilés (Flor, 1995).

En la evolución de los campos dunares de Salinas, se detectó una interrupción sedimentaria, marcada por un paleosuelo bien desarrollado conteniendo clastos cuarcíticos y fragmentos cerámicos de tamaño grava de tonos oscuros, estos últimos de difícil asignación (Flor, 1995), que se pueden correlacionar con la pulsación positiva del paso del estadio Subboreal al Subatlántico (3.500-2.500 años B.P.), según Cearreta (1992) y Pascual *et al.* (2001), coincidente con el Bronce antiguo/medio. Es posible que este evento quedara registrado en la última etapa R2 de La Arena y que se tendrá la oportunidad de investigar en las próximas testificaciones a realizar en el futuro.

Conclusiones

Gracias a la testificación de numerosos sondeos en los depósitos holocenos del subsuelo de la ciudad de Gijón, se han distinguido facies de cantos y gravas con arenas, arenas medias, arenas finas, limos y arcilla, y turba. Los análisis granulométricos revelan la predominancia de arenas finas, mayoritariamente con calibrados buenos. Los componentes mineralógicos principales son siliciclásticos con escasa participación carbonatada, siempre de origen biogénico.

Antes de su urbanización, los ambientes sedimentarios estaban constituidos por depósitos fluviales, tanto netamente continentales como con influencia mareal, playas arenosas, dunas costeras y entornos de barrera arenosa confinante, que encerraban conjuntos estuarinos representados por canal principal, canal secundario o bancal arenoso, llanuras de fangos y marismas.

A partir de las correlaciones entre los sondeos testificados y la disponibilidad de otro gran número de registros antiguos, se ha podido establecer la geometría del medio deposicional. Se separan dos subcuencas: El Humedal y La Arena, representadas por un relleno sedimentario a lo largo de tres fases: F1 (más antigua) a F3, que supusieron eventos predominantemente transgresivos, separadas por superficies erosivas que culminaron con una progradación neta.

La fase 1 solamente está representada en La Arena debido a la existencia de un paleorrelieve sobre cuya base se apoya, marcado por dos incisiones en el sustrato rocoso, probablemente correspondientes a cabeceras fluviales, lo que ha propiciado la acumulación de los mayores espesores de sedimentos. Dentro de este relleno se distingue un conjunto de estuario (E_1) hacia posiciones meridionales, con facies arenosas y fangosas, en algunos tramos orientales más groseras (gravas) y su barrera confinante (B_1) hacia el N, de carácter arenoso.

Durante la siguiente fase 2, se repite el mismo tipo de dispositivo estuarino, con la barrera migrando hasta posiciones meridionales, y afectando, por vez primera, a El Humedal; se alcanzan la mayor extensión de la cuenca sedimentaria y potencias mayores de las asociaciones de facies estuarinas en El Humedal que en La Arena. Es probable la existencia de dos barreras confinantes distribuidas lateralmente correspondientes a dos eventos distintos, siendo el superior progradante.

La última fase 3 está representada por dos conjuntos superpuestos de carácter mayoritariamente arenoso con asociaciones de facies dominantes de playa, y, finalmente, conjuntos de playa/dunas (cordones) progradantes. En la zona de El Humedal, representarían playas arenosas, con la posibilidad de recubrimientos eólicos tabulares. En la franja de transición, entre el cerro de Santa Catalina y Begoña, corresponderían a un cordón dunar. En el extremo suroriental de Begoña, serían dunas remontantes por vientos del NE. En el resto de la Arena se construirían cordones dunares, tanto por vientos del NO como del NE, produciéndose una pérdida de sus alturas y desaparición paulatina hacia el E.

La fase 1 solamente está caracterizada por una transgresión con retrogradación (T_1). La fase 2 se iniciaría por una etapa de acreción, si bien el proceso dominante consistió en una transgresión con una retrogradación (T_2) (agradación) a la que siguió una etapa corta de transgresión con progradación, lo que implicaba una cierta expansión de la cuenca. La fase 3 correspondió a una nueva etapa transgresiva con retrogradación (T_3) (agradación), cuyos depósitos basales eran probablemente de acreción desde los 5.000 años B.P., alcanzándose la máxima inundación con ocasión de la transgresión Flandriense (4.500 años B.P.) a partir de la cual se produce la regresión con progradación del sistema de playa/dunas.

Gracias a la datación absoluta disponible en la serie de El Humedal, extrapolable a la de La Arena, y al establecimiento de las secuencias deposicionales (parasecuencias), se han podido correlacionar los procesos de relleno descritos con eventos eustáticos recientes registrados en otras áreas del Cantábrico y Golfo de Cádiz. La mayor parte del espesor sedimentario (Fases 1 y 2) se produjo con anterioridad a los 5.000 años B.P. como culminación de depósitos de alto nivel del mar (TD); esta cifra marcó el inicio de los depósitos de máximo eustático (MD) que abarcarían hasta la fecha de 4.500 años B.P. Finalmente y desde entonces hasta la actualidad, los depósitos son progradantes, ligados a una regresión generalizada.

Agradecimientos

Agradecer el apoyo y la colaboración de los Dres. Miguel Torres Alonso y Manuel Gutiérrez Claverol quienes proporcionaron la numerosa base de datos de sondeos antiguos. A D. César Casero

Fernández, geólogo, que facilitó los testigos de sondeos. Al Dr. Germán Flor Blanco por su colaboración desinteresada en las testificaciones. Finalmente, al Dr. Gracia de la Universidad de Cádiz que ha supervisado detalladamente el manuscrito y ha sugerido una serie de recomendaciones permitiendo la mejora del trabajo.

Bibliografía

BOSKI, T., MOURA, B., VEIGA-PIRES, C., CAMACHO, S., DUARTE, D., SCOTT, D.B. AND FERNANDES, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal border. *Sediment. Geol.*, 150, 103-122.

CEARRETA, A. (1992). Cambios medioambientales en la ría de Bilbao durante el Holoceno. *Cuad. Secc. Historia*, 20, 435-454.

DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SIERRA, F.J., BORJA, F., LARIO, J., GONZÁLEZ, J.A. AND FLORES, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Mar. Geol.*, 162, 381-414.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. AND BOYD, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Petrol.*, 62, 1130-1146.

DIAS, J.M.A., BOSKI, T., RODRIGUES, A. AND MAGALHÃES, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Mar. Geol.*, 170, 177-186.

FELICISMO PÉREZ, Á.M. (1989). El clima de Asturias. En: *Enciclopedia Temática de Asturias*, Geografía, 10, 179-208. Ed. Silverio Cañada. Gijón.

FERNÁNDEZ-VALDÉS, J.M. (1997). *Morfología y Sedimentación de la Plataforma Continental Interna de la Zona de Cabo Peñas*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Ingeniería de la Fabricación. Universidad de Oviedo. 232 p.

FLOR, G. (1995). Evolución post-flandriense e histórica en el complejo estuarino de Avilés (Asturias). Actas de la *Reunión sobre el Cambio de la Costa: Los Sistemas de Rías*, 15-18. Vigo.

FLOR, G. (2004). Modelos evolutivos de los grandes campos dunares de Asturias. El factor antrópico. En: R. Blanco Chao, J. López Bedoya y A. Pérez Alberti, Eds. *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral, 167-181.

FOLK, R.L. AND WARD, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27, 3-26.

GUTIÉRREZ CLAVEROL, M., TORRES ALONSO, M. Y LUQUE CABAL, C. (2002). *El Subsuelo de Gijón. Aspectos Geológicos*. CQ Licer, S.L. Librería Cervantes. Oviedo. 462 p.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., SOMOZA, L., VÁZQUEZ, J.T. Y REY, J. (1995). Estructuración de los prismas litorales del Cabo de Gata: respuesta a los cambios climático-eustáticos holocenos. *Geogaceta*, 18, 79-82.

LHARTI, S. (2002). *Estratigrafía y Sedimentología del Recubrimiento Costero de la Ciudad de Gijón*. Trabajo de Investigación de Doctorado (inédito). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 39 p.

PAGÉS, J.L. Y ALONSO, Á. (2006). Evolución holocena del paisaje litoral del noroeste de la península Ibérica. En: A. Pérez Alberti y J. López Bedoya, Eds. *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Geomorfología y Territorio*, 443-456. Pub. Univ. Santiago de Compostela.

PASCUAL, A., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., WEBER, O. Y JOUNNEAU, J.M. (2001) Cambios paleogeográficos durante el Holoceno en las marismas de Forua, Reserva de la Biosfera de Urdaibai. *Geogaceta*, 30, 191-194.

PEÓN, A. (1992). *Evolución Morfogenética del Relieve de Asturias*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 275 p.

POSAMENTIER, H.W. AND VAIL, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II.- Sequence and System Tracts. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds. *Sea-Level Changes- An Integrated Approach*. *S.E.P.M.*, 42, 125-154.

ROY, P.S., THOM, B.G. Y WRIGHT, L.D. (1980). Holocene sequences on an embayed energy coast: an evolutionary model. *Sediment. Geol.*, 26, 1-19.

TORRES ALONSO, M. (1983). Datos geotécnicos previos sobre los depósitos arcillosos de Gijón (Asturias). *Bol. Cien. Nat. IDEEA*, 32, 173-181. Oviedo.

TORRES ALONSO, M. (1984). Características geológico-geotécnicas de los materiales arcillosos de la zona urbana de Gijón (Asturias). *Bol. Cien. Nat. IDEEA*, 33, 139-155. Oviedo.

TORRES ALONSO, M., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y RODRÍGUEZ BOUZO, L. (1998). Problemática geológica y geotécnica de una urbe marítima singular: la ciudad de Gijón (NO de España). Actas del *X Cong. Latinoamer. y VI Cong. Nac. Geol. Económ.*, 1, 359-364. Buenos Aires (Argentina).

VAIL, P.R., COLIN, J.P., CHENE, R.J. DU, KUCHLY, J. M., MEDIAVILLA, F. ET TRIFILIEFF, V. (1987). La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, III, 1301-1321.

VALENZUELA, M. (1988). *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía del Jurásico de Asturias*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 1.433 p

VERA TORRES, J.A. (1994). *Estratigrafía, Principios y Métodos*. Ed. Rueda. Madrid. 806