

T. 11-60 (1)



UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha ..14/7/03
ENTRADA NUM. ..2232

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento 616606553
Nº Copia 17963965

**MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DELTAICA EN LAS CUENCAS
NEÓGENAS DE LA CORDILLERA BÉTICA
(SECTORES CENTRAL Y ORIENTAL)**

Directores de la tesis

Fdo. Juan Fernández Martínez

Fdo. César Viseras Alarcón

Tesis que presenta el doctorando Fernando
García García (Junio – 2003)

Fdo. Fernando García García

UNIVERSIDAD DE GRANADA
30 JUN. 2003
COMISION DE DOCTORADO



UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA

**MODELOS DE SEDIMENTACIÓN DELTAICA EN LAS CUENCAS
NEÓGENAS DE LA CORDILLERA BÉTICA
(SECTORES CENTRAL Y ORIENTAL)**

TOMO I

ÍNDICE

Resumen.....	10
1. INTRODUCCIÓN	15
1.1. Selección de afloramientos.....	15
1.2. Objetivos	16
1.3. Deltas de grano grueso	18
1.3.1. Concepto y base doctrinal	18
1.3.2. Descripción de ambientes y procesos sedimentarios	18
1.3.3. Clasificaciones	20
1.3.4. Factores de control	21
1.3.5. Aclaración de la terminología utilizada en la memoria.....	22
1.3.6. Antecedentes sobre deltas en la Cordillera Bética	23
1.4. Metodología de estudio	26
1.4.1. Métodos de campo	26
1.4.2. Métodos de gabinete.....	26
1.5. Encuadre geográfico de los afloramientos estudiados	27
1.6. Comentario a los antecedentes de los sectores estudiados.....	28
2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL.....	30
2.1. La Cordillera Bética	30
2.2. Cuencas Neógeno-Cuaternarias	31
3. ESTRATIGRAFÍA GENERAL.....	34
3.1. Síntesis estratigráfica del <i>Neógeno reciente</i> de las cuencas de la Cordillera Bética	34
3.1.1. Tortoniense.....	34
3.1.2. Messiniense	35
3.1.3. Plioceno	36
3.2. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía de los afloramientos	37
3.2.1. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Tortoniense.....	37
3.2.2. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Plioceno.....	38
4. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS SISTEMAS DELTAICOS. GENERALIDADES	41
4.1. Estratigrafía.....	41
4.1.1. Jerarquía secuencial	41
4.2. Sedimentología.....	42
4.2.1. Análisis de facies simples	42

4.2.2.	Litología, madurez y naturaleza de los clastos.....	43
4.2.3.	Análisis de paleocorrientes.....	44
5.	DELTAS TORTONIENSES	49
5.1.	Afloramientos de la Cuenca de Granada.....	51
5.1.1.	Antecedentes	51
5.1.2.	Localización de los cortes estudiados	52
5.1.3.	Análisis estratigráfico.....	54
5.1.3.1.	Límites de la sucesión deltaica.....	54
5.1.3.2.	Unidades litoestratigráficas	56
5.1.3.3.	Organización secuencial.....	62
5.1.4.	Análisis sedimentológico	66
5.1.4.1.	Litología, madurez y naturaleza de los clastos.....	66
5.1.4.2.	Análisis de paleocorrientes.....	68
5.1.4.3.	Evolución de las cuencas de drenaje	69
5.1.4.4.	Asociaciones de facies	69
5.1.4.5.	Análisis secuencial: Secuencias de facies y ambientes sedimentarios.....	77
5.1.4.5.1.	Secuencia de frente deltaico proximal	77
5.1.4.5.2.	Secuencia de frente deltaico medio.....	82
5.1.4.5.3.	Secuencia de frente deltaico distal	86
5.1.4.5.4.	Secuencia de pequeños deltas Gilbert	87
5.1.4.6.	Modelo sedimentario del sistema.....	87
5.1.5.	Relación entre espacio de acomodación (batimetría) y aportes	89
5.1.5.1.	Patrón de apilamiento.....	89
5.1.5.2.	Migración de la línea de costas	91
5.1.5.3.	Evolución de la batimetría del margen de la cuenca a lo largo de la sucesión deltaica.....	92
5.1.6.	Tectónica y sedimentación	93
5.1.7.	Paleogeografía.....	93
5.2.	Afloramientos de la Cuenca de Guadix.....	107
5.2.1.	Antecedentes e introducción a los afloramientos estudiados.....	107
5.2.2.	Sector suroriental.....	109
5.2.2.1.	Análisis estratigráfico.....	109
5.2.2.1.1.	Antecedentes	109
5.2.2.1.2.	Esquema estratigráfico	110
5.2.2.1.3.	Arquitectura estratigráfica de la sucesión deltaica.....	112
5.2.2.1.3.1.	Organización secuencial.....	112
5.2.2.1.3.2.	Geometría, límite y potencia de las secuencias.....	113
5.2.2.2.	Análisis sedimentológico	117

5.2.2.2.1.	Asociaciones de facies	117
5.2.2.2.2.	Ambientes y medios sedimentarios.....	124
5.2.2.2.3.	Distribución de ambientes y medios sedimentarios en las secuencias.....	133
5.2.2.2.4.	Litología, madurez y naturaleza de los clastos.....	143
5.2.2.2.5.	Análisis de paleocorrientes.....	145
5.2.2.2.6.	Evolución de las cuencas de drenaje	146
5.2.2.3.	Distribución de las secuencias deltaicas y tendencia arquitectural de la sucesión deltaica.....	147
5.2.2.3.1.	Distribución relativa de las secuencias.....	147
5.2.2.3.2.	Tendencia arquitectural de la sucesión: Patrón de apilamiento	148
5.2.2.4.	Tectónica y sedimentación	150
5.2.2.4.1.	Fallas y pliegues	150
5.2.2.4.2.	Discordancias	153
5.2.2.4.3.	Sismitas	154
5.2.2.4.4.	Principales eventos tectónicos.....	154
5.2.2.5.	Paleogeografía.....	155
5.2.3.	Sector suroccidental	165
5.2.3.1.	Análisis estratigráfico.....	165
5.2.3.1.1.	Antecedentes	165
5.2.3.1.2.	Esquema estratigráfico	165
5.2.3.1.3.	Arquitectura estratigráfica de la Unidad III.....	167
5.2.3.2.	Análisis sedimentológico	168
5.2.3.2.1.	Litología, tamaño y naturaleza de los clastos.....	168
5.2.3.2.2.	Análisis de paleocorrientes.....	169
5.2.3.2.3.	Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios	169
5.2.3.2.4.	Análisis secuencial	174
5.2.3.2.5.	Modelo sedimentario del sistema.....	177
5.2.4.	Sector norte	180
5.2.4.1.	Análisis estratigráfico.....	180
5.2.4.1.1.	Antecedentes	180
5.2.4.1.2.	Esquema estratigráfico	181
5.2.4.1.3.	Arquitectura estratigráfica de la Unidad III.....	182
5.2.4.2.	Análisis sedimentológico	183
5.2.4.2.1.	Litología, tamaño y naturaleza de los clastos.....	183
5.2.4.2.2.	Análisis de paleocorrientes.....	184
5.2.4.2.3.	Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios	184
5.2.4.2.4.	Análisis secuencial	191
5.2.4.2.5.	Modelo sedimentario del sistema.....	194

5.2.4.3.	Paleogeografía.....	196
5.3.	Afloramientos de la Cuenca de Tabernas: Sector occidental.....	201
5.3.1.	Antecedentes e introducción al afloramiento estudiado.....	201
5.3.2.	Análisis estratigráfico.....	202
5.3.2.1.	Esquema estratigráfico.....	202
5.3.2.2.	Arquitectura estratigráfica y organización secuencial de la sucesión deltaica.....	203
5.3.3.	Análisis sedimentológico.....	206
5.3.3.1.	Litología, tamaño y naturaleza de los clastos.....	206
5.3.3.2.	Análisis de paleocorrientes.....	206
5.3.3.3.	Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios.....	207
5.3.3.4.	Distribución de facies y ambientes sedimentarios en la sucesión deltaica.....	216
5.3.3.4.1.	Llanura costera.....	216
5.3.3.4.2.	Secuencia deltaica 1.....	217
5.3.3.4.3.	Secuencia deltaica 2.....	218
5.3.3.4.4.	Secuencia deltaica 3.....	220
5.3.3.4.5.	Secuencia deltaica 4.....	222
5.3.3.4.6.	Secuencia deltaica 5.....	223
5.3.3.5.	Modelo sedimentario.....	224
5.3.3.5.1.	Deltas.....	224
5.3.3.5.2.	Relación entre rocas carbonatadas y deltas.....	225
5.3.4.	Cambios relativos del nivel del mar.....	227
5.3.5.	Tectónica y sedimentación.....	228
5.3.6.	Paleogeografía.....	229
6.	SÍNTESIS DE LOS DELTAS TORTONIENSES.....	238
6.1.	Correlación estratigráfica a escala de las secuencias deltaicas.....	238
6.2.	Factores alocíclicos que controlaron la génesis y evolución de los deltas... ..	239
6.3.	Estratigrafía secuencial.....	239
6.3.1.	Análisis cualitativo de las etapas transgresiva y regresiva.....	239
6.3.1.1.	Borde nordeste de la Cuenca de Granada.....	240
6.3.1.2.	Bodurria.....	241
6.3.1.3.	Lopera y Alicún.....	242
6.3.1.4.	Alboloduy.....	243
6.3.2.	Análisis cuantitativo de las etapas transgresiva y regresiva.....	243
6.3.2.1.	Borde nordeste de la Cuenca de Granada.....	244
6.3.2.2.	Bodurria.....	245
6.3.2.3.	Lopera.....	246
6.3.2.4.	Alicún.....	249

6.3.3.	Cortejos sedimentarios establecidos a partir de la curva de cambios del nivel del mar local.....	250
6.3.4.	Comparación entre la curva de cambios del nivel del mar local y la curva Exxon: Control eustático de la sedimentación.....	253
6.4.	Tectónica regional y sedimentación deltaica.....	255
6.4.1.	Bordes tectónicamente activos donde se adosaron los sistemas deltaicos.....	255
6.4.2.	Regresión forzada por el levantamiento tectónico regional del sector central de la Cordillera Bética a finales del Tortonense.....	256
6.4.3.	Relación entre los principales eventos tectónicos regionales y la sedimentación deltaica.....	259
6.5.	Cortejos sedimentarios eustáticos y tectónicos.....	261
6.6.	Contexto climático y su expresión en los deltas.....	262
7.	DELTAS PLIOCENOS.....	265
7.1.	Delta de Adra.....	266
7.1.1.	Antecedentes e introducción al afloramiento estudiado.....	266
7.1.2.	Estratigrafía.....	267
7.1.2.1.	Esquema estratigráfico del sector.....	267
7.1.2.2.	Arquitectura estratigráfica de la Unidad deltaica.....	269
7.1.3.	Análisis sedimentológico.....	273
7.1.3.1.	Litología, tamaño y naturaleza de los clastos.....	273
7.1.3.2.	Análisis de paleocorrientes.....	273
7.1.3.3.	Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios.....	274
7.1.3.4.	Análisis secuencial y modelo sedimentario.....	283
7.1.3.4.1.	Secuencia de playa.....	284
7.1.3.4.2.	Secuencia del topset.....	284
7.1.3.4.3.	Secuencia del foreset.....	285
7.1.4.	Paleogeografía.....	289
7.2.	Delta de Alhama de Almería.....	296
7.2.1.	Antecedentes e introducción al afloramiento estudiado.....	296
7.2.2.	Análisis estratigráfico.....	297
7.2.2.1.	Esquema estratigráfico del sector.....	297
7.2.2.2.	Arquitectura estratigráfica de los depósitos estudiados.....	299
7.2.3.	Análisis sedimentológico.....	299
7.2.3.1.	Litología, tamaño y naturaleza de los clastos.....	299
7.2.3.2.	Análisis de paleocorrientes.....	301
7.2.3.3.	Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios.....	302
7.2.3.4.	Análisis secuencial y modelo sedimentario.....	311
7.2.3.4.1.	Análisis geométrico de las cliniformas.....	314
7.2.4.	Paleogeografía.....	317

8. SÍNTESIS DE LOS DELTAS PLIOCENOS	323
8.1. Paleogeografía de los sectores próximos a la Sierra de Gádor en el Plioceno Inferior.....	323
8.2. Factores que controlaron la génesis y evolución de los deltas.....	325
8.2.1. Eustatismo	325
8.2.1.1. Cortejos sedimentarios de Adra y Alhama.....	325
8.2.1.2. Comparación de la curva Exxon con la curva de cambios del nivel del mar local.....	327
8.2.2. Tectónica y sedimentación.....	328
8.2.3. Clima y eventos de inundaciones y/o tormentas	329
9. COMPARATIVA DE LOS DELTAS ESTUDIADOS.....	334
9.1. Clasificación de los deltas.....	334
9.2. Cuencas de drenaje.....	335
9.2.1. Litologías y morfologías de los clastos.....	335
9.2.2. Madurez de las cuencas de drenaje.....	336
9.3. Litofacies, procesos sedimentarios y subambientes sedimentarios.....	337
9.4. Biofacies asociadas a los distintos subambientes deltaicos	338
9.5. Arquitectura de los deltas: Geometría de las cliniformas y patrón de apilamiento	340
10. CONCLUSIONES	346
REFERENCIAS	350

RESUMEN

En las Cuencas neógeno-cuaternarias de la Cordillera Bética se desarrollaron, a lo largo de la historia de su relleno sedimentario, abundantes medios deltaicos marinos en diferentes contextos tectónicos, eustáticos y climático. El Tortoniense superior y Plioceno inferior representan los dos periodos de tiempo durante los cuales la construcción deltaica fue más importante en estas cuencas. Los sistemas deltaicos tortonienses del nordeste de la Cuenca de Granada; de Bodurria, Alicún y Lopera, en la Cuenca de Guadix, y de Alboloduy, en la Cuenca de Tabernas, tienen en común, a excepción del delta de Alicún, que las cuencas de drenaje de sus sistemas alimentadores están instaladas sobre los relieves que conforman la alineación estructural de Sierra Nevada y Filabres. Los sistemas deltaicos pliocenos de Alhama de Almería y Adra tienen instaladas, al menos parcialmente, las cuencas de drenaje de sus sistemas alimentadores sobre los relieves de Sierra de Gádor.

La sucesión deltaica del borde nordeste de la Cuenca de Granada está multiconstruida por cinco secuencias que muestran un patrón de apilamiento progradacional. Los sistemas deltaicos son de grano muy grueso con características de abanicos deltaicos, a excepción de la última secuencia deltaica representada por deltas fluviales con geometrías Gilbert. Los *brink points* de los deltas de las secuencias I a IV están colonizados por parches arrecifales.

La sucesión deltaica de Bodurria también está multiconstruida por cinco secuencias separadas por discordancias. Las tres primeras secuencias desarrollan un patrón de apilamiento retrogradacional mientras que las dos últimas muestran un patrón progradacional. Cada una de las secuencias está construida por sistemas deltaicos hacia el borde de la cuenca que transicionan distalmente a sistemas de plataforma marina somera y margas de cuenca pelágica. Abanicos deltaicos, deltas fluviales con geometrías Gilbert y deltas de tipo *shoal* son los diferentes tipos de deltas que se depositaron en este sector. Los deltas de la secuencia I y los de la secuencia III están limitados a techo por depósitos carbonatados, calcarenitas de plataforma y biostromas de algas rojas, respectivamente. En ambos casos se han interpretado como facies de abandono deltaico.

El delta de Alicún es un delta con geometría Gilbert que distal y lateralmente transiciona a depósitos de alternancia de arenas y margas de una plataforma marina somera. Ambos medios sedimentarios se depositan sobre margas de cuenca pelágica de la unidad estratigráfica infrayacente (Unidad II de la Cuenca de Guadix). A la base de los depósitos de plataforma y erosionando las margas aparecen grandes canales de conglomerados. El delta está construido por cinco unidades de progradación correlacionables con otras tantas unidades de agradación de la

plataforma. Las clinofomas deltaicas decrecen de altura desde la primera a la última unidad de progradación.

El delta de Lopera es un delta con geometría Gilbert formado por clinofomas con alturas inferiores a los 15 m. Se deposita al pie del último sigmoide plataforma-talud de la unidad estratigráfica precedente (Unidad II de la Cuenca de Guadix) y prograda sobre las margas de cuenca pelágica de dicha unidad estratigráfica.

La sucesión deltaica de Alboloduy está multiconstruida por cinco lóbulos deltaicos que se apilan en la vertical con un patrón agradacional sobre los depósitos de llanura costera con los que se inicia la sucesión. Dos sistemas deltaicos se interdigitan, un sistema longitudinal cuyos deltas migran hacia el oeste rellenando una bahía, y un sistema transversal cuyos deltas progradan hacia el sur. El sistema longitudinal (Secuencias I a IV) está formado por deltas con geometrías Gilbert alimentados por un río que erosiona los conglomerados rojos de la unidad estratigráfica infrayacente. Los depósitos del topset de estos deltas están dominados por el oleaje con desarrollo de playas conglomeráticas. Limitando a techo los lóbulos deltaicos aparecen parches arrecifales colonizando limos de bahía interdistributaria y el techo de barras de desembocadura. También aparecen, limitando a techo los deltas, barras de calcarenitas de algas rojas. En ambos casos se interpretan como facies de abandono deltaico. En los sedimentos de bahía interdistributaria de los topsets también precipitaron carbonatos estromatolíticos. Los deltas del sistema transversal (parte de la Secuencia I, y Secuencia V) son de menores dimensiones y tienen características de deltas de alta energía y grano muy grueso e inmaduro propias de abanicos deltaicos. Estos tienen sus cuencas de drenaje instaladas en los cercanos relieves de Sierra Nevada. Los deltas transversales acaban imponiéndose al ser inundados por el mar los deltas del sistema longitudinal.

Los deltas tortonienses registran dos etapas desde el punto de vista de la migración de la línea de costas. Una primera etapa de tipo transgresivo durante la cual se depositaron los deltas de Alboloduy y las tres primeras secuencias deltaicas de Bodurria. Una segunda etapa de tipo regresivo en la cual se diferencian dos fases de regresión normal separadas por un evento de regresión forzada. La primera fase de regresión normal aparece registrada en la sucesión deltaica de Granada y en la secuencia deltaica IV de Bodurria, así como en los sistemas progradantes plataforma-talud (Unidad II de las Cuencas de Granada y Guadix). El depósito de este cortejo sedimentario coincide con el cortejo sedimentario de alto nivel del mar T.B.3.2. de la curva Exxon. Al final de esta primera fase regresiva tiene lugar una caída del nivel del mar que se ha cuantificado en 200 m en el sector de Lopera y 50 m en el de Bodurria. La discontinuidad que separa las margas de cuenca pelágica (Unidad II), por debajo, de los depósitos deltaicos (Unidad

III), por encima; los canales de conglomerados relacionados con esa superficie de discontinuidad (delta de Alicún), y los cortejos de cuñas de la regresión forzada (deltas de Bodurria) representan la manifestación sedimentaria de este evento de caída del nivel del mar. La no-correspondencia de esta caída con una bajada eustática implica una regresión, ligada a la misma, forzada por factores tectónicos de tipo regional. El levantamiento tectónico se circunscribió al sector central de la cordillera (Cuencas de Granada y Guadix) pues en la sucesión deltaica de Alboloduy no se registra esta caída sino una drástica profundización. En el sector central de la cordillera, los deltas de Lopera, Alicún y las últimas secuencias deltaicas de Granada y Bodurria (Unidad III de las Cuencas de Granada y Guadix) progradaron en un mar residual de profundidad alrededor de 15 m provocando una regresión normal que finalizaría con la definitiva continentalización de las cuencas de Granada y Guadix. Estos últimos deltas marinos de ambas cuencas representan los cortejos de cuña de bajo nivel del mar.

La tectónica ha sido otro factor de control que ha influido de manera decisiva en la sedimentación deltaica. La etapa transgresiva de la sucesión deltaica de Bodurria ha estado condicionada por un contexto extensional puesto de manifiesto por fallas normales y anticlinales de compensación, además de rasgos en la sedimentación como capas licuefactadas. La etapa regresiva ha estado condicionada por el inicio de la formación del gran anticlinal que conforma la actual estructura de Sierra Nevada y Filabres. El desplazamiento de las secuencias deltaicas hacia el centro de la cuenca y el desplazamiento de sus cuencas de drenajes hacia áreas más externas de estos relieves, desde los materiales del Complejo Nevado-Filábride del núcleo hasta los marginales del Complejo Alpujárride indican un ensanchamiento, a la vez que levantamiento, de estas sierras.

El sistema deltaico plioceno de Alhama prograda sobre un sistema de plataforma marina litoral. Este sistema deltaico está formado por dos cuerpos deltaicos que convergen distalmente, uno cuya dirección de migración es paralela a las directrices del Corredor del Andarax, sistema longitudinal, y el otro perpendicular, sistema transversal. El sistema longitudinal está representado por un delta con geometría Gilbert y clinofomas oblicuas. Está alimentado por un sistema fluvial que tiene sus cuencas de drenaje en los relieves de Sierra Nevada. Las facies más representativas de este delta son las frecuentes capas con estratificaciones cruzadas buzando contrapendiente en el foreset. El sistema transversal está formado por un abanico deltaico con geometría Gilbert y clinofomas sigmoidales. La cuenca de drenaje del delta transversal está instalada en los materiales de Sierra de Gádor.

El sistema deltaico plioceno de Adra está formado por varios lóbulos deltaicos que migran hacia el sur rellenando una bahía que lo protegía de las grandes olas. Sistemas de acantilado y de

playa conglomerática se desarrollaron en la costa de la bahía configurando un litoral semejante al actual. Diferentes lóbulos de abanicos deltaicos y fluvio-deltaicos, con diversos sentidos de migración y separados por discordancias, construyen este sistema deltaico mostrando un patrón progradante. Las geometrías de las clinofomas varían en ciclos desde oblicuas, construidas por conglomerados de grano grueso, a sigmoidales construidas por conglomerados de menor tamaño y arenas. Las facies más característica de los foresets son capas de acumulación de lamelibranquios y balanus, y capas con estratificaciones cruzadas buzando contrapendiente. Entre los dos últimos lóbulos deltaicos hay una caída en vertical de varias decenas de metros de la posición de los topsets. Los deltas desarrollados en Adra durante el Cuaternario hasta la actualidad, así como los ríos que los han alimentado, son herederos del sistema deltaico plioceno y sus sistemas alimentadores.

Los deltas pliocenos progradaron tras la transgresión con la que se inicia el ciclo eustático de tercer orden T.B. 3.4. El cortejo transgresivo está representado por sistemas de plataforma litoral en Alhama donde bioconstrucciones de serpúlidos y lamelibranquios marcan la superficie de máxima inundación. Contemporáneo a la formación de estos sistemas transgresivos se produce un pulso de levantamiento en Sierra de Gádor que tiene su manifestación en la sedimentación por una discordancia progresiva en el sector de Alhama. El final de la sedimentación deltaica pliocena en Adra evidencia una regresión forzada eustática de varias decenas de metros entre los dos últimos lóbulos deltaicos. La sedimentación de tipo catastrófica, ligada a tormentas e inundaciones, sobre todo en el delta de Adra, tuvo especial relevancia en la construcción de los mismos.

1. INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

Hasta la fecha, los conocimientos que tenemos de la evolución de las Cuencas Neógenas de la Cordillera Bética provienen principalmente de estudios estratigráficos y tectónicos. Salvo contados casos, los estudios sedimentológicos han tenido un protagonismo secundario, quedando circunscritos a ejemplos muy localizados.

Nuestro estudio pretende conferir una nueva perspectiva más regional que la que hasta ahora se le ha dado a la sedimentología en la Cordillera Bética. Con ese fin, hemos seleccionado una serie de sistemas deltaicos, de cuyo estudio sedimentológico confiamos obtener nuevas aportaciones de carácter regional. Además el estudio monográfico que aquí se lleva a cabo para este tipo de medios sedimentarios servirá para perfeccionar los modelos deltaicos establecidos.

1.1. SELECCIÓN DE AFLORAMIENTOS

¿Por qué precisamente escoger como objeto de estudio los sistemas deltaicos del Tortoniense Superior y del Plioceno Inferior de las Cuencas Neógenas del sector central y oriental de la Cordillera Bética?, y ¿por qué, de entre todos los ejemplos de esas edades, se han seleccionado los que se han seleccionado y no otros?

La elección de sistemas deltaicos correspondientes a esos dos momentos concretos en la evolución sedimentaria de las Cuencas Neógenas de la cordillera responde al hecho de que, y así lo atestigua el análisis del relleno sedimentario de dichas cuencas desde su individualización, los medios deltaicos mejor desarrollados en la Cordillera Bética son de edad Tortoniense Superior alto y Plioceno Inferior. Por supuesto que hay desarrollo de lóbulos deltaicos en otros momentos de la evolución sedimentaria de estas cuencas, por ejemplo en el Tortoniense Superior bajo, antes datado como Tortoniense Inferior (Martín-Pérez, 1997); sin embargo, no son los deltas los sistemas de margen de cuenca más representativos para esta época, caracterizada más por el desarrollo de plataformas epicontinentales (Rodríguez-Fernández, 1982). También en el Messiniense hay desarrollo de deltas pero son los abanicos aluviales, en aquellas cuencas continentalizadas, y los arrecifes (Braga y Martín, 1998), en las cuencas marinas, los medios sedimentarios de margen de cuenca más característicos aunque estos últimos a veces se instalaran sobre lóbulos deltaicos (Martín *et al.*, 1992). En cuanto a la evolución sedimentaria más reciente de las cuencas perimediterráneas, las únicas todavía parcialmente marinas durante el Plioceno Superior y parte del Cuaternario, los deltas han sido tan representativos, junto con las playas, como pudieron serlo durante el Plioceno Inferior. Actualmente, en la desembocadura de algunas ramblas, las inundaciones esporádicas de tipo catastrófico generan cuerpos deltaicos que

pueden llegar a migrar la línea de costas órdenes de hasta centenares de metros en poco tiempo (p. ej. Deltas de las ramblas de Albuñol y Huarea en las inundaciones de 1973). En el caso de estos, las condiciones de afloramiento (generalmente cubiertos por invernaderos), y las técnicas y metodologías a aplicar en su estudio, muy diferentes a las utilizadas en ejemplos más antiguos, nos llevaron a desestimar su estudio para esta tesis aunque con la mente puesta en acercarme a ellos en un futuro.

Respecto a la segunda pregunta responderemos aquello de que *son todos los que están; pero no están todos los que son*. Se han escogido ejemplos representativos cuya posición estratigráfica en el relleno sedimentario de las cuencas y su bioestratigrafía estuviesen bien establecidas, además de que la calidad y condiciones de afloramiento fueran las exigibles para abarcar su estudio desde un punto de vista eminentemente sedimentológico. El nexo de unión que se ha buscado en los diferentes ejemplos, además de su sincronía, ha sido la relación de los diferentes sistemas deltaicos a un mismo área fuente, por evidentes motivos a la hora de establecer los controles en la sedimentación de esos sistemas, y muy especialmente el control tectónico. La dispersión espacial de los afloramientos estudiados responde al hecho de observar el registro de los factores de control sedimentario aloestratigráficos en sectores relativamente alejados unos de otros.

1. 2. OBJETIVOS

El estudio estratigráfico y sedimentológico de los sistemas de margen de cuenca, en este caso los sistemas deltaicos, nos permite conocer, dada la sensibilidad que estos muestran a los cambios en los factores alocíclicos y autocíclicos que controlan su sedimentación, los principales eventos tectónicos, eustáticos y climáticos. Discernir entre control tectónico y control eustático, entre factores de control intrínsecos a cada cuenca y aquellos otros que superan los límites de la misma, en un contexto como el de la Cordillera Bética, arroja una información de especial importancia a la hora de realizar modelos de evolución sedimentaria en el relleno de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias. La discriminación del efecto de los diferentes mecanismos de control sobre la organización estratigráfica resultante servirá para modelizar la arquitectura estratigráfica de los depósitos de margen de cuenca en diferentes contextos geológicos. En ese sentido, hemos pretendido perseguir objetivos de tres tipos: estratigráficos, sedimentológicos y de análisis de cuenca.

Objetivos desde un punto de vista estrictamente estratigráfico:

- Realizar la arquitectura estratigráfica de los sistemas deltaicos estudiados.
- Análisis de los aspectos geométricos, incluso tridimensionales cuando las condiciones de

afloramiento lo permitan.

- Levantamiento de columnas estratigráficas que sintetizen la evolución vertical de los conjuntos sedimentarios estudiados.

Desde un punto de vista más estrictamente sedimentológico, se pretende conocer la dinámica de estos medios sedimentarios, los procesos sedimentarios que tienen lugar en ellos, su evolución vertical y lateral. De esta manera no sólo tendremos un mejor conocimiento de cada uno de los ejemplos trabajados sino que estableceremos criterios que permitan el perfeccionamiento de los modelos sedimentarios existentes. Estos modelos serán muy útiles para su aplicación a otros ejemplos de similares características, superando así este estudio su aplicabilidad al estricto ámbito de la Cordillera Bética. Para conseguir esto, los objetivos sedimentológicos perseguidos han sido:

- Establecer una jerarquía de conjuntos sedimentarios que permita ordenar los procesos implicados en la dinámica de cada sistema en función de su categoría y naturaleza.
- Análisis detallado de facies sedimentarias simples y asociaciones de facies.
- Elaboración de mapas de facies y otros donde se representen los diferentes ambientes y medios sedimentarios.
- Integrar el estudio de facies en la dinámica de elementos sedimentarios de mayor rango: subambientes, ambientes y, finalmente, medios sedimentarios y sus interrelaciones.
- Elaboración de modelos sedimentarios.

Desde la óptica del análisis de cuenca, el estudio desarrollado, aunque parcial tanto temporal como espacialmente, servirá para precisar la paleogeografía de estas cuencas para las edades de los sistemas estudiados. Las relaciones establecidas entre espacio de acomodación y aporte sedimentario también constituirán un instrumento de especial importancia para los estudios de la historia de la subsidencia (*backstripping*) que puedan aplicarse a dichas cuencas en el futuro. Con este fin, los objetivos propuestos desde la perspectiva del análisis de cuenca son:

- Estudio de la tendencia y polaridad evolutiva entre las diferentes secuencias sedimentarias diferenciadas dentro de los sistemas deltaicos.
- Elaboración de gráficos que reflejen la historia de la subsidencia.
- Perfilar los mapas paleogeográficos de las cuencas donde se integran los ejemplos deltaicos estudiados.

- Determinar los factores de control de la sedimentación y el rango de actuación espacial de los mismos.

1. 3. DELTAS DE GRANO GRUESO

Siendo ésta una tesis monográfica dedicada por entero a sistemas deltaicos, todos los cuales encajarían dentro de la denominación de deltas de grano grueso, he creído conveniente hacer una introducción de carácter doctrinal y puesta al día de antecedentes sobre este tipo de sistemas deposicionales.

1.3.1. CONCEPTO Y BASE DOCTRINAL

Desde el punto de vista sedimentario, un delta de grano grueso es un sistema deposicional generado en la transición entre medios subaéreos y subacuáticos como consecuencia del aporte de sedimento grueso (arenas, gravas y bloques) suministrado por un sistema alimentador de alta energía (abanico aluvial o río) en un cuerpo de aguas calmas (mar, lago o *lagoon*).

El interés sobre este tipo de deltas es relativamente reciente; de hecho hasta finales de los ochenta y principios de los noventa, los modelos y clasificaciones de deltas se hacían a partir de los deltas fluviales, mejor conocidos debido a que frecuentemente son de mayores dimensiones, y por consiguiente, de mayor interés económico (especialmente en cuanto a la explotación de sus yacimientos de hidrocarburos y minerales, y en cuanto a la riqueza, ya descubierta en tiempos del Egipto faraónico, de sus sedimentos para la agricultura). Con el propósito de establecer una base doctrinal para estos sistemas deltaicos y proponer unos modelos integradores con los deltas previamente conocidos, aparecieron una serie de monografías dedicadas exclusivamente a los deltas de grano grueso (Coleman y Prior, 1980; Nemec y Steel, eds., 1988; Colella y Prior, eds., 1990; Dabrio *et al.*, eds., 1991; Chough y Orton, eds., 1995).

1.3.2. DESCRIPCIÓN DE AMBIENTES Y PROCESOS SEDIMENTARIOS

En líneas generales, en sentido proximal – distal, se reconocen tres ambientes sedimentarios en un medio deltaico: llanura deltaica, frente deltaico y prodelta (Fig. 1a). Si la geometría del perfil deltaico es de tipo Gilbert (delta cuyo perfil se caracteriza por mostrar una llanura deltaica y prodelta horizontales, y frente deltaico muy pendiente ($>20^\circ$)), cada uno de los ambientes sedimentarios mencionados se les denomina con los términos *topset*, *foreset* y *bottomset*, respectivamente (Gilbert, 1885, fig. 1b). Estos términos tienen un sentido morfológico y específico de los deltas de tipo Gilbert, mientras que las denominaciones genéricas tienen un sentido medioambiental.

La llanura deltaica se sitúa en la interfase entre el sistema subaéreo y submarino, lo que hace

de este ambiente el más sensible a las oscilaciones del nivel del mar. Los rasgos caracterizadores varían desde la llanura deltaica superior, por encima de la acción marina, a la llanura deltaica inferior, afectada por los agentes marinos. Sus características dependerán de la naturaleza del sistema alimentador (abanico aluvial, llanura fluvial o río solitario), desarrollando canales distributarios (trenzados, meandriiformes y/o anastomosados) separados por bahías interdistributarias de variables características según las condiciones climáticas (lagos, marismas, zonas palustres...). El tipo de sistema alimentador y la energía de los flujos harán que estos tengan un comportamiento diferente, desde flujos newtonianos a flujos de sedimento por gravedad.

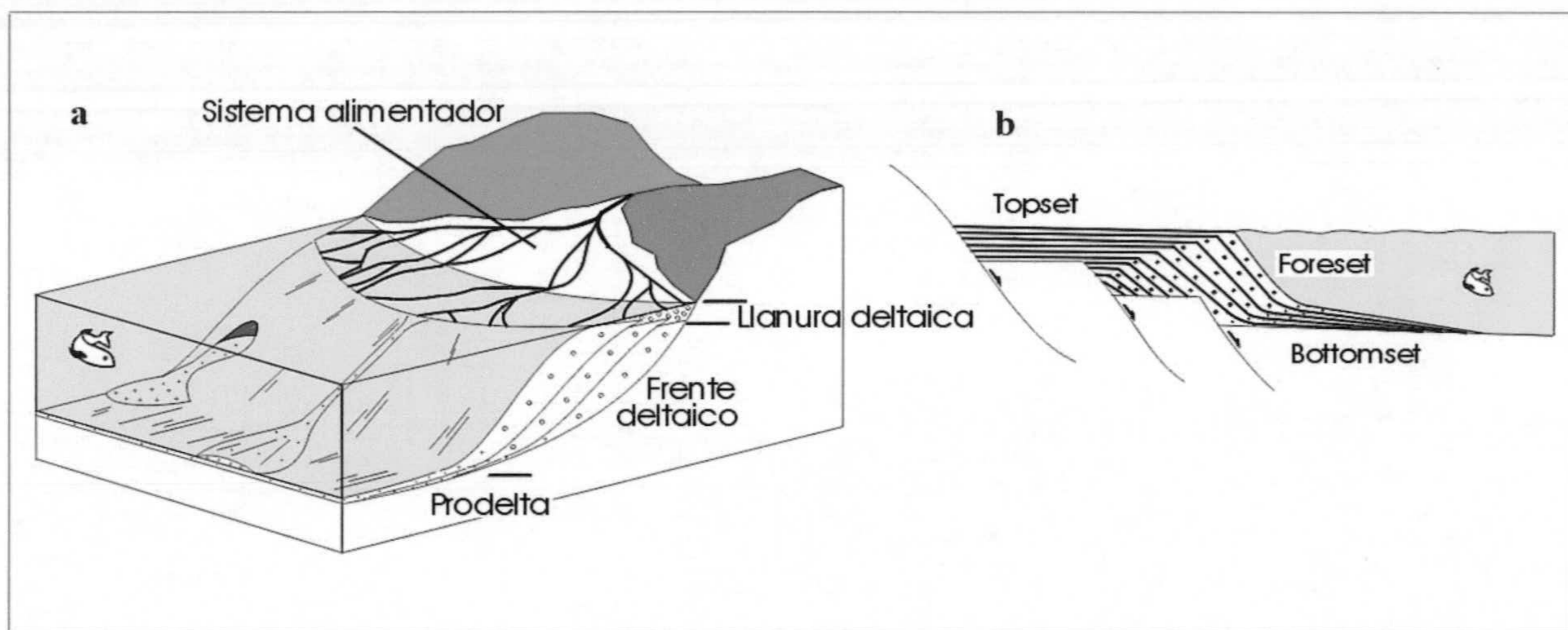


Fig. 1. a. Bloque diagrama en el que se muestran los diferentes ambientes sedimentarios que componen un delta, b. Delta con perfil de tipo Gilbert.

El frente deltaico tiene una pendiente de varios grados hacia la cuenca, llegando incluso a los 40° , por encima de los cuales tiende a desestabilizarse. Entre la llanura deltaica y el frente deltaico se da la zona de mayor energía en la dinámica de los agentes de cuenca (oleaje), siendo además donde se concentra generalmente el sedimento de mayor granulometría. Esta zona de transición entre los dos ambientes deltaicos, donde si se dan las condiciones adecuadas se desarrollan parches de coral, se denomina *offlap break* o *brink point*. En el frente deltaico proximal, de mayor pendiente, dominan los procesos de desestabilización mientras que en el frente deltaico distal, de menor pendiente, dominan los procesos deposicionales. En general, desde el frente deltaico proximal al distal, los flujos van perdiendo cohesividad, llegando incluso a transformarse en flujos turbulentos de gran energía.

El prodelta es el más distal y profundo de los ambientes deltaicos, en transición entre el frente deltaico distal y los depósitos de plataforma, sistemas de abanicos submarinos ligados al talud y/o cuenca pelágica. La granulometría del sedimento es muy fina, dominando los procesos de

decantación y el depósito de flujos turbulentos de baja energía. Excepcionalmente, el sedimento de grano grueso del frente deltaico puede llegar a resedimentarse en el prodelta tras su desestabilización asociada a diferentes eventos (tormentas, terremotos...) (Postma y Roep, 1985).

Otro tipo de procesos sedimentarios ligados a los sistemas deltaicos lo constituirían los procesos de deformación sinsedimentarios, muy abundantes como consecuencia de las condiciones del depósito (Coleman y Prior, 1980), y los procesos asociados a la fase de abandono de un delta.

1.3.3. CLASIFICACIONES

Son numerosas las clasificaciones propuestas para los deltas, desde las que utilizan criterios elementales como la naturaleza del sistema alimentador (abanicos deltaicos, deltas de llanura trezada y deltas fluviales, según sea el sistema alimentador un abanico aluvial, una llanura con sistemas distributarios trezados o un río solitario, respectivamente), a las más complejas clasificaciones basadas en la combinación de una gran variedad de criterios. Esta gran variabilidad de clasificaciones tiene su origen en la frecuente utilización de criterios de tipo genético y no de tipo descriptivo, como sería deseable para el estudio de deltas en el registro fósil por parte del sedimentólogo de campo.

Las primeras clasificaciones sobre deltas de grano grueso *-fan deltas*, según los autores (Ethridge y Wescott, 1984; Massari y Colella, 1988) diferencian tres categorías como reflejo del diferente contexto tectono-fisiográfico del borde de la cuenca: abanicos deltaicos tipo plataforma (*shelf-type fan delta*), tipo talud (*slope-type fan deltas*) y tipo Gilbert (*Gylbert-type fan deltas*), los cuales muestran un gradiente creciente del margen de la cuenca.

La primera clasificación donde se incluye a los deltas de grano grueso junto con el resto de los deltas es la de Orton (1988) (Fig. 2). En esta clasificación se extiende el diagrama ternario propuesto por Galloway (1975) a partir del tipo de sistema alimentador, a un diagrama cuaternario en el que la nueva coordenada es el tamaño de grano.

Con el fin de ponderar los criterios de tipo descriptivo respecto a los de tipo genético, Postma (1990) establece 12 prototipos de deltas a partir de criterios como el carácter del sistema alimentador (distributivo), la profundidad de la cuenca y los diferentes mecanismos de distribución de sedimento en el frente deltaico (Fig. 3). A partir de estos criterios podemos clasificar tanto los deltas modernos como los antiguos. En su clasificación, se enfatiza como principal criterio el estudio de la fisiografía y facies de los diferentes ambientes deltaicos, dejando en un segundo plano la naturaleza del sistema alimentador. En estos dos rasgos que describen el régimen de un delta, morfología y distribución de facies, se va a poder reconocer las

características del área fuente y la dinámica del sistema alimentador así como las características de la cuenca receptora y la dinámica de los agentes que actúan en ella.

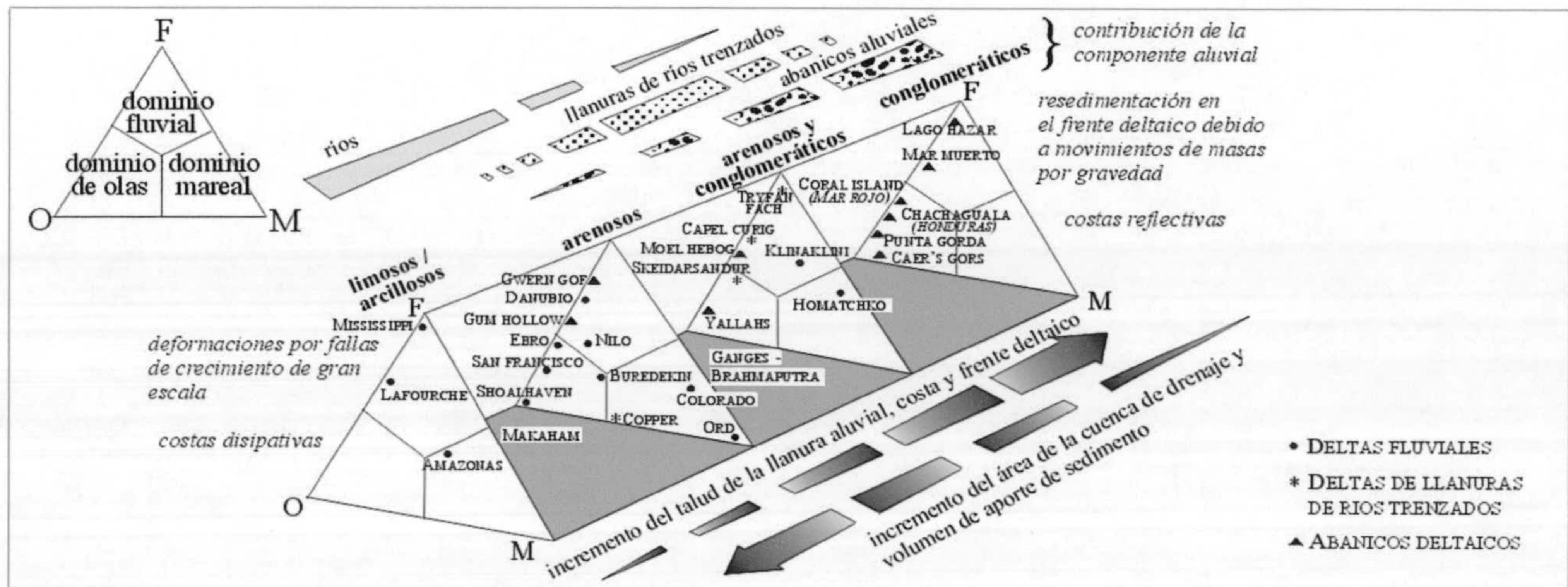


Fig. 2. Clasificación de deltas basada en los procesos dominantes (fluvial, oleaje y mareas), en la distribución de sedimento en el frente deltaico y el tamaño de grano del sedimento (traducido de Orton, 1988).

Sistema alimentador	Tipo A	Tipo B	Tipo C	Tipo D
Deltas de aguas someras	TIPO HJULSTROM Perfil de aguas someras		 Perfil de aguas someras	
	 Perfil clásico de tipo Gilbert		 Perfil tipo Gilbert	
Deltas de aguas profundas	TIPO GILBERT Conos de derrubios Tipo Gilbert modificado gravitacionalmente		TIPO BARRA DE DESEMBOCADURA Sistema de rampa submarina con alimentación deltaica Sistema de canal - lóbulo con alimentación deltaica	

Fig. 3. Clasificación de deltas según Postma (1990).

1.3.4. FACTORES DE CONTROL

Estos sistemas deposicionales, dada su posición sobre los márgenes de las cuencas, son especialmente sensibles a las variaciones de los factores que controlan la sedimentación en dichas cuencas y la erosión del área fuente donde están instaladas sus cuencas de drenaje (Fig. 4).

Los deltas de grano grueso registran en su arquitectura las variaciones que hayan podido darse en las condiciones tectónicas, climáticas y del nivel de base durante su depósito. Discernir entre los efectos de la tectónica, de las variaciones climáticas y del nivel de base ha sido y es un

objetivo primordial desde que los investigadores comenzaron a interesarse por estos sistemas. Así lo atestigua el hecho de que las aportaciones de diferentes investigadores a las monografías anteriormente mencionadas se dividan en capítulos dedicados a deltas modernos y antiguos, o bien dedicados a deltas controlados por la tectónica, el clima o el nivel de base (oscilaciones del nivel de base y actuación de los agentes marinos: oleaje y mareas). Incluso, dado el papel preponderante que tiene el control tectónico, se ha llegado en algún monográfico a clasificar las aportaciones en virtud del régimen tectónico dominante.

Las muy diferentes condiciones y contextos donde se han descrito estos tipos de deltas evidencia la necesidad de un estudio detallado para lograr conocer su medio de depósito. Se conocen ejemplos en condiciones climáticas húmedas y secas; en situaciones de nivel del mar estable y en regresión (rara vez en situaciones transgresivas, si no hay intervención de otros factores de control), y en todos los contextos tectónicamente activos sea cual fuere su régimen: extensional, compresivo o transcurrente.

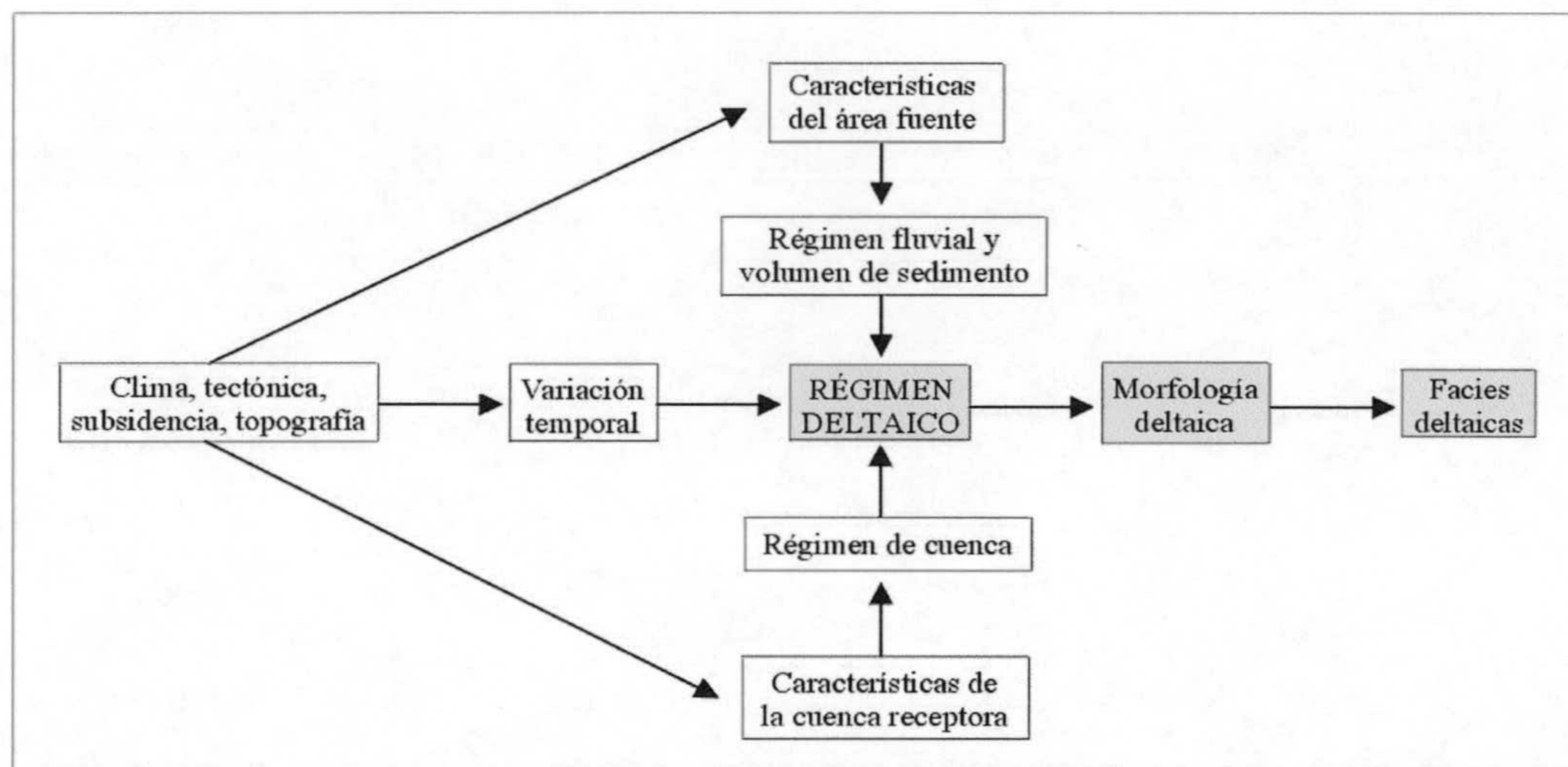


Fig. 4. Modelo conceptual donde se representa la interacción de las variables que controlan el desarrollo deltaico (tomado de Elliott, 1986).

1.3.5. ACLARACIÓN DE LA TERMINOLOGÍA UTILIZADA EN ESTA MEMORIA

Según la definición arriba dada para los deltas, estos sistemas deposicionales se pueden desarrollar tanto en medios marinos como en medios lacustres o *lagoon*. En este trabajo tan sólo se han abordado los deltas formados en medio marino, y cualquier referencia que en esta memoria se haga al término delta llevará implícito el adjetivo marino.

La indeterminación o ambigüedad de algunos conceptos de la nomenclatura deltaica ha llevado a equívocos en su aplicación a ejemplos concretos. Un caso especialmente llamativo es el de abanico deltaico. Un abanico deltaico se define como un delta cuyo sistema alimentador es

un abanico aluvial (Nemec y Steel, 1988). Sin embargo, a menudo, se ha aplicado el término a ejemplos del registro geológico en un sentido morfológico, incluyendo como tales a cualquier delta de grano grueso, sin un previo estudio de su sistema alimentador. Esta acepción del término abanico deltaico, además de no corresponder a su definición, redundaría en el sentido morfológico del concepto delta, empleado por vez primera en el año 450 por Herodoto para describir la similitud entre la forma de la llanura deltaica del Nilo y la letra griega Δ . De este confucionismo terminológico, no se han librado los deltas de la Cordillera Bética, asignados algunos de ellos a abanicos deltaicos por su forma de pequeños abanicos de grano grueso, independientemente de las características de sus sistemas alimentadores.

1.3.6. ANTECEDENTES SOBRE DELTAS EN LA CORDILLERA BÉTICA

El interés que ha despertado el estudio de los sistemas deltaicos en los últimos tiempos queda demostrado en las numerosas publicaciones que recientemente han tratado en detalle diferentes ejemplos y aspectos referentes a estos sistemas deposicionales. Algunos de estos ejemplos, con calidades de afloramiento y condiciones de preservación realmente excepcionales, pertenecen a las Cuencas Neógenas de la Cordillera Bética y su estudio estratigráfico y sedimentológico, a veces sólo parcial, ha quedado plasmado en una serie de publicaciones (Fig. 5).

De especial mención son los trabajos eminentemente sedimentológicos de la escuela holandesa, enfocados sobre todo a la descripción a escala de procesos sedimentarios. Los ejemplos escogidos por estos investigadores han sido primordialmente de edad pliocena: Delta del Espíritu Santo en la Cuenca de Vera (Postma y Roep, 1985), Delta de Abrijoja en el Corredor del Andarax (Postma, 1983, 1984a y 1984b) y Delta de El Barranquete en la Cuenca de Almería (Boorsma, 1992). Los tres ejemplos han sido descritos como deltas de tipo Gilbert, en el caso del Delta del Espíritu Santo como un delta de tipo Gilbert modificado (depósitos del foreset son redepositados en el bottomset). Mientras que en los dos primeros ejemplos no se determinan claramente los controles de la sedimentación, en el Delta de El Barranquete Boorsma relaciona el apilamiento de una serie de deltas con la tectónica sinsedimentaria de una cuenca de tipo transcurrente.

Otro trabajo que estudia desde una perspectiva sedimentológica ejemplos deltaicos de la Cordillera Bética ha sido el dedicado a los abanicos deltaicos pliocenos del Corredor de Polopos entre las Cuencas de Sorbas y Carboneras (Mather, 1993) donde se hace especial énfasis en su control tectónico. En la línea del trabajo realizado por Boorsma para el delta de El Barranquete, el apilamiento de deltas de tipo Gilbert de edad Serravaliense – Tortoniense de la Cuenca de

Abarán se ha ligado a la tectónica sinsedimentaria de una cuenca en régimen transcurrente (Van der Straaten, 1990).

Curiosamente, las aportaciones de investigadores españoles al conocimiento de la sedimentación deltaica se han centrado en los ejemplos de edad Tortonense. A menudo el estudio llevado a cabo ha sido hecho desde una perspectiva paleontológica, enfocado en los organismos colonizadores de los depósitos deltaicos, fundamentalmente corales y algas: Deltas de Tíjola y Armuña de Almanzora (Braga y Martín, 1988) donde se presta especial atención al importante desarrollo de rodolitos, y los deltas del borde nordeste de la Cuenca de Granada (Braga *et al.*, 1990) donde los arrecifes de coral que colonizan los materiales deltaicos constituyen el principal objeto de estudio. En esa línea de investigación cabría mencionar los trabajos sobre estromatolitos y trombolitos en ambientes deltaicos messinienses de la Cuenca de Sorbas, también llevados a cabo por el mismo grupo de investigadores (Martín *et al.*, 1992).

La escasez de estudios sedimentológicos sobre deltas en la Cordillera Bética por parte de investigadores nacionales abunda en la necesidad de desarrollar esta investigación. Entre los contados trabajos realizados cabe destacar el de los deltas del borde nordeste de la Cuenca de Granada (Dabrio *et al.*, 1978), probablemente el pionero de todos los estudios sobre deltas en la Cordillera Bética realizados desde la óptica de la sedimentología detrítica, junto con el trabajo del Delta de Purchena en el Corredor del Almanzora (Dabrio y Polo, 1988) aunque en este caso esté más enfocado en los corales que colonizan los deltas. El importante desarrollo de cuerpos deltaicos de grano grueso en el Corredor de Almanzora hizo que Guerra (1992) incluyese en su tesis un capítulo aparte exclusivamente dedicado a estos sistemas deposicionales. En este capítulo se describen, clasifican y analizan los factores que controlan la génesis y evolución de los deltas. Entre los factores de control reconoce la tectónica, tanto la que actúa sobre los relieves desmantelados como sobre la cuenca receptora, como el principal control, sin ignorar otros factores que influyen de forma secundaria en las características de los deltas, tal es el caso de la litología del área fuente. Más recientemente, se han desarrollado una serie de trabajos sobre ejemplos deltaicos del sector central de la cordillera. En la Cuenca de Guadix, se han realizado publicaciones dedicadas a los Deltas de Bodurria (Fernández y Guerra-Merchán, 1996; García García *et al.*, 2000), al Delta de Alicún de Ortega (Soria *et al.*, 2003) y al Delta de Lopera (García *et al.*, 2001), este último en el sector suroccidental de la cuenca. En la Cuenca de Granada, los deltas del borde nordeste también han sido objeto de estudio desde el punto de vista de la sedimentología de medios detríticos (García García *et al.*, 1999). En estos últimos trabajos citados, además del estudio sedimentológico, se realiza un primer acercamiento a la arquitectura estratigráfica, organización secuencial y factores de control del depósito deltaico.

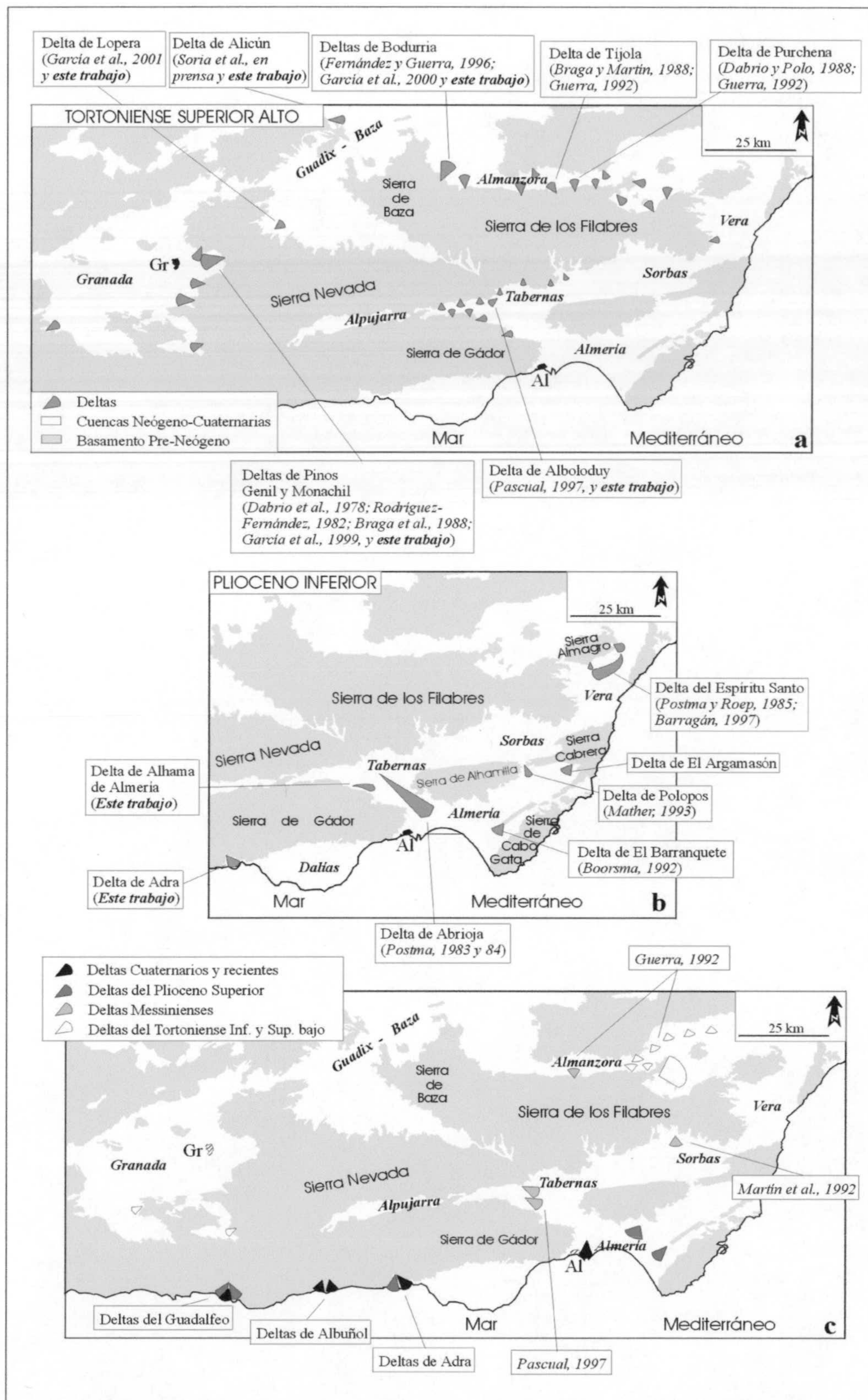


Fig. 5. Situación geográfica y referencias bibliográficas de los principales cuerpos deltaicos en las cuencas del sector central y oriental de la Cordillera Bética: a- Tortoniano Superior alto, b- Plioceno inferior y c- resto de edades.

1.4. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

La práctica totalidad del volumen de datos que se manejan en este trabajo corresponde a información recogida directamente en el campo. Su elaboración se ha llevado a cabo siguiendo una metodología propia de estudios de campo de carácter estratigráfico y sedimentológico.

No obstante, con anterioridad al trabajo de campo, se llevó a cabo una minuciosa revisión de los antecedentes, en especial los trabajos regionales con énfasis estratigráfico realizados en las cuencas Neógeno-Cuaternarias del sector central y oriental de la Cordillera Bética con el fin de realizar una selección precisa de los afloramientos donde se iban a concentrar los estudios.

1.4.1. MÉTODOS DE CAMPO

Las técnicas de campo de índole estratigráfica utilizadas han sido:

- Cartografía geológica de detalle de los sectores estudiados sobre fotografía aérea de escala 1:20.000 así como sobre mapa topográfico de escala 1:10.000 y 1:5.000.
- Levantamiento de columnas estratigráficas y perfiles verticales de detalle (escalas 1:100 y 1:50) donde se ha pretendido reflejar las características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de los materiales apreciables a escala de afloramiento.

Los métodos de campo más puramente sedimentológicos han consistido en:

- Representación en las cartografías geológicas de la distribución de los diferentes medios y ambientes sedimentarios deltaicos o relacionados con los mismos, así como de las secuencias deltaicas reconocidas.
- Confección de paneles de facies a partir de fotomosaicos o fotocomposiciones de aquellos cortes donde la calidad de afloramiento se ha estimado óptima para su posterior interpretación en términos geométricos y de análisis secuencial. Los fotomosaicos han sido también utilizados para la realización de paneles de correlación.
- Aplicación de técnicas de análisis de elementos arquitecturales (análisis de geometrías bidimensionales y tridimensionales de cuerpos sedimentarios de distintas escalas). Esta técnica ha sido complementada con la elaboración de códigos de facies y asociaciones de facies en elementos de orden mayor, así como por la utilización de fotomosaicos.

1.4.2. MÉTODOS DE GABINETE

Finalmente, hay que reseñar la labor de gabinete desarrollada antes, después y siempre paralela a las jornadas de trabajo de campo:

- Organización de la información obtenida en las campañas de estudio, e integración de los datos en el contexto de los conocimientos previos sobre la materia.
- Elaboración de columnas estratigráficas y cortes geológicos, paneles de correlación, mapas de facies y paleogeográficos.
- Elaboración de curvas de historia de la subsidencia (*backstripping*) para algunos sectores.
- Diseño de ilustraciones (gráficos y tablas), redacción, procesamiento y montaje de la información, con la ayuda del ordenador, para la elaboración final de esta memoria de tesis.

A partir de toda esta información se han establecido una serie de hipótesis que en forma de conclusiones se encuentran al final de la presente memoria.

1. 5. ENCUADRE GEOGRÁFICO DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Los sectores estudiados en este trabajo están todos localizados en las provincias de Granada (Pinos Genil, Monachil, Lopera, Alicún y Bodurria) y Almería (Alboloduy, Alhama de Almería y Adra). Los nombres asignados a los afloramientos estudiados y, por extensión, a los propios sistemas deltaicos provienen de los municipios donde se dan las mejores condiciones de exposición (en el caso de Bodurria su nombre corresponde al de una aldea abandonada en las proximidades del municipio de Caniles) (Fig. 6).

Según la actual fisiografía, todas las zonas de estudio se encuentran al pie de sierras que conforman algunas de las mayores elevaciones de la Cordillera Bética, e incluso de la Península Ibérica. Los afloramientos de Granada, Lopera y Monachil, al oeste, y Alboloduy, al sur, orlan los relieves de Sierra Nevada. Bodurria se sitúa al norte de las sierras de Baza y de los Filabres, mientras que el delta de Alicún de Ortega se desarrolló adosado a los relieves subbéticos (Montes Orientales) situados al norte de la depresión de Guadix. Alhama de Almería y Adra bordean al este y al sur, respectivamente, la Sierra de Gádor. Los ejemplos estudiados se encuentran al pie de las mencionadas sierras y en los bordes de una serie de depresiones cuya fisiografía actual es consecuencia de la evolución geológica como cuencas sedimentarias: Cuenca de Granada, en cuyo borde noreste se disponen los afloramientos de Pinos Genil, Dúdar y Monachil (Hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 de La Peza - 1010, Güéjar-Sierra - 1027 y Padul - 1026); Cuenca de Guadix, con el afloramiento de Alicún de Ortega en el borde norte de la cuenca (Hoja de Cuevas del Campo - 971), y los afloramientos de Lopera (Hoja de La Peza - 1010) y Bodurria en el borde sur, sector suroccidental y suroriental, respectivamente (Hoja de Baza - 994); Cuenca de Tabernas, con los afloramientos de Alboloduy

(Hoja de Gérgal - 1029) y Alhama de Almería (Hoja de Alhama de Almería - 1044) en su extremo occidental, al norte y al sur, respectivamente, y Campo de Dalías, en cuyo sector noroeste se localiza el afloramiento del delta de Adra (Hoja de Adra - 1057), siendo este último el más cercano a la actual posición de la línea de costas de todos cuantos afloramientos han sido estudiados. Los depósitos analizados se exponen en cortes creados por el encajamiento en tiempos recientes de cursos de agua (ríos o ramblas).

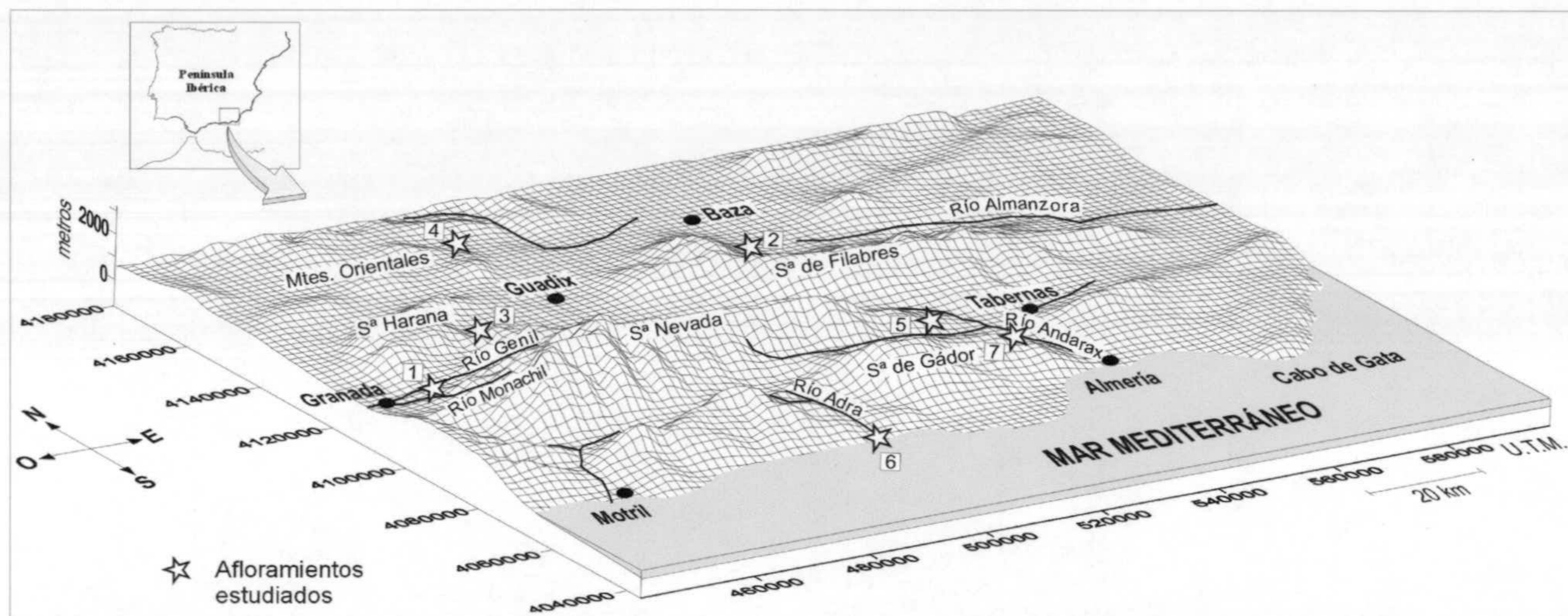


Fig. 6. Localización geográfica de los afloramientos estudiados: 1.- Granada; 2.- Alicún de Ortega; 3.- Lopera; 4.- Bodurria; 5.- Alboloduy; 6.- Alhama de Almería, y 7.- Adra

1.6. COMENTARIO A LOS ANTECEDENTES DE LOS SECTORES ESTUDIADOS

Se ha creído conveniente analizar los antecedentes de manera individualizada para cada una de las cuencas donde se enmarcan los afloramientos estudiados. Así, al comienzo de cada uno de los capítulos dedicado a las mismas, se hace un repaso de los antecedentes tanto de aquellos con un carácter regional como los que de forma local han aportado información sobre los afloramientos que se han incluido en este estudio.

No es el objetivo de este trabajo la enumeración exhaustiva de todas las publicaciones realizadas hasta la fecha sobre el contexto geológico donde se enmarcan los sectores aquí estudiados. En lugar de remontarse a las primeras publicaciones aparecidas a finales del siglo XIX y hacer mención de todas cuantas referencias geológicas se tienen noticia, se ha preferido seleccionar aquellas que a nuestro juicio han supuesto una aportación dentro de su marco histórico. A su vez, se han ponderado especialmente aquellos trabajos dedicados a los sectores de estudio dentro del marco disciplinar de la Estratigrafía y la Sedimentología. En este sentido, hay una serie de trabajos que analizan la evolución geológica de las cuencas Neógeno-Cuaternarias

de la Cordillera Bética en su conjunto: Montenat, 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 1992; Vera, 2000.

2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. LA CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética conforma junto con el Rif el denominado Orógeno Bético-Rifeño, el elemento más occidental del conjunto de cadenas alpinas peri-mediterráneas originadas básicamente por el estrechamiento del Tethys, debido a la convergencia entre las placas Euroasiática, Ibérica y Africana (Sanz de Galdeano, 1990). Queda limitada al norte por la Meseta Ibérica y su cobertera (dominio de antepaís) y al sur por la Cuenca de Alborán (retrofosa del Orógeno Bético-Rifeño). En ella pueden separarse varios dominios estructurales que han evolucionado independientemente durante las etapas eoalpina y nealpina. En las posiciones más meridionales se encuentran las Zonas Internas, también denominadas Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1986, 1987) constituidas por un apilamiento alóctono de unidades mayores separadas por superficies de cabalgamiento. Rodeando en gran parte de la cordillera a las Zonas Internas se sitúa el Complejo del Campo de Gibraltar o Surco de los "Flysch", otro dominio alóctono integrado por varias unidades tectónicas de complicada relación estructural (Martín Algarra, 1987). Al norte se ubican las Zonas Externas o Paleomargen Sudibérico, que aunque en posición parautoctona, presentan una estructura general en grandes mantos de corrimiento vergentes hacia el norte. Tanto las Zonas Internas como las Zonas Externas fueron afectadas por compresión y colisión hasta el Mioceno inferior, dando lugar a un significativo engrosamiento cortical.

Paralela y posteriormente a la colisión, el Dominio de Alborán estuvo sometido a una etapa extensional, con movimientos de despegue que dieron lugar a un adelgazamiento cortical. El primero de estos episodios extensionales se produjo durante el Mioceno inferior dando lugar a la formación de la cuenca de Alborán (Comas *et al.*, 1992; García-Dueñas *et al.*, 1992; Vissers *et al.*, 1995). Otros episodios extensionales tuvieron lugar durante el Mioceno medio, resaltando el episodio Serravaliense, directo causante de la destrucción de las cuencas del Neógeno antiguo, de la distribución actual de los complejos que conforman el Dominio de Alborán y de la paleogeografía del Neógeno más reciente de la cordillera. La individualización de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias instaladas sobre las Zonas Internas a comienzos del Mioceno superior (Cuencas de Guadix, Granada y Tabernas, entre otras) está íntimamente ligada a este episodio extensional del final del Mioceno medio.

Finalizado el proceso de colisión y las principales fases de estructuración de la cordillera, a partir del Tortoniense superior, se produjo una rotación en la dirección del eje principal de esfuerzos desde ONO-ESE a NNO-SSE (Sanz de Galdeano, 1990). Esta nueva directriz de esfuerzos

provocó movimientos, en muchos casos de desgarre, que jugaron un papel primordial en la individualización de las cuencas sedimentarias, así como la formación de los grandes anticlinales que constituyen la actual estructura de la mayoría de las sierras situadas en las Zonas Internas (Sierra Nevada y Sierra de Filabres, Sierra de Gádor y Alhamilla, entre otras). Este levantamiento vertical de la cordillera tuvo en el Tortonense Superior y en el Plioceno sus dos episodios más importantes.

2.2. CUENCAS NEÓGENO-CUATERNARIAS

Atendiendo a la posición estructural de las diferentes cuencas Neógeno-Cuaternarias en la Cordillera Bética se diferencia una cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir), y otras depresiones o cuencas intramontañosas en el interior de la cordillera, bien sobre las Zonas Externas, bien sobre las Zonas Internas (p. ej. Cuenca de Tabernas y Campo de Dalías) o bien sobre el contacto entre ambos dominios estructurales (p.ej. Cuencas de Granada y Guadix, Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000) (Fig. 7). Los afloramientos estudiados se encuentran en algunas de estas cuencas Neógeno-Cuaternarias situadas sobre las Zonas Internas o sobre el contacto de Zonas Externas e Internas (Fig. 8).

En cuanto al relleno sedimentario de las cuencas Neógeno-Cuaternarias de la Cordillera Bética, los estratígrafos se ponen de acuerdo en separar los materiales del Neógeno antiguo (muy deformados, con escasos afloramientos y cuya historia geológica es menos conocida) del Neógeno llamado reciente. El límite temporal entre ambos parece situarse a finales del Serravaliense (Mioceno medio) o principios del Tortonense (Mioceno superior), coincidiendo con el final del principal episodio extensional que afectó a las Zonas Internas de la cordillera. Este episodio extensional tuvo especial importancia en la individualización de las cuencas tal y como hoy las conocemos, destruyendo la paleogeografía previa, de complicada reconstrucción salvo casos excepcionales como el del Corredor de la Alpujarra (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1990).

Desde el Mioceno superior, por tanto, quedó establecida la configuración de las cuencas instaladas sobre el Dominio de Alborán, comunicadas entre sí por estrechos corredores (Corredores de Almanzora y Alpujarras, entre otros) y cuyos bordes, fuertemente controlados por la tectónica, quedaron perfilados por bloques de basamento correspondiente a los materiales de las Zonas Internas que durante la evolución marina de las cuencas constituyeron una serie de islas.

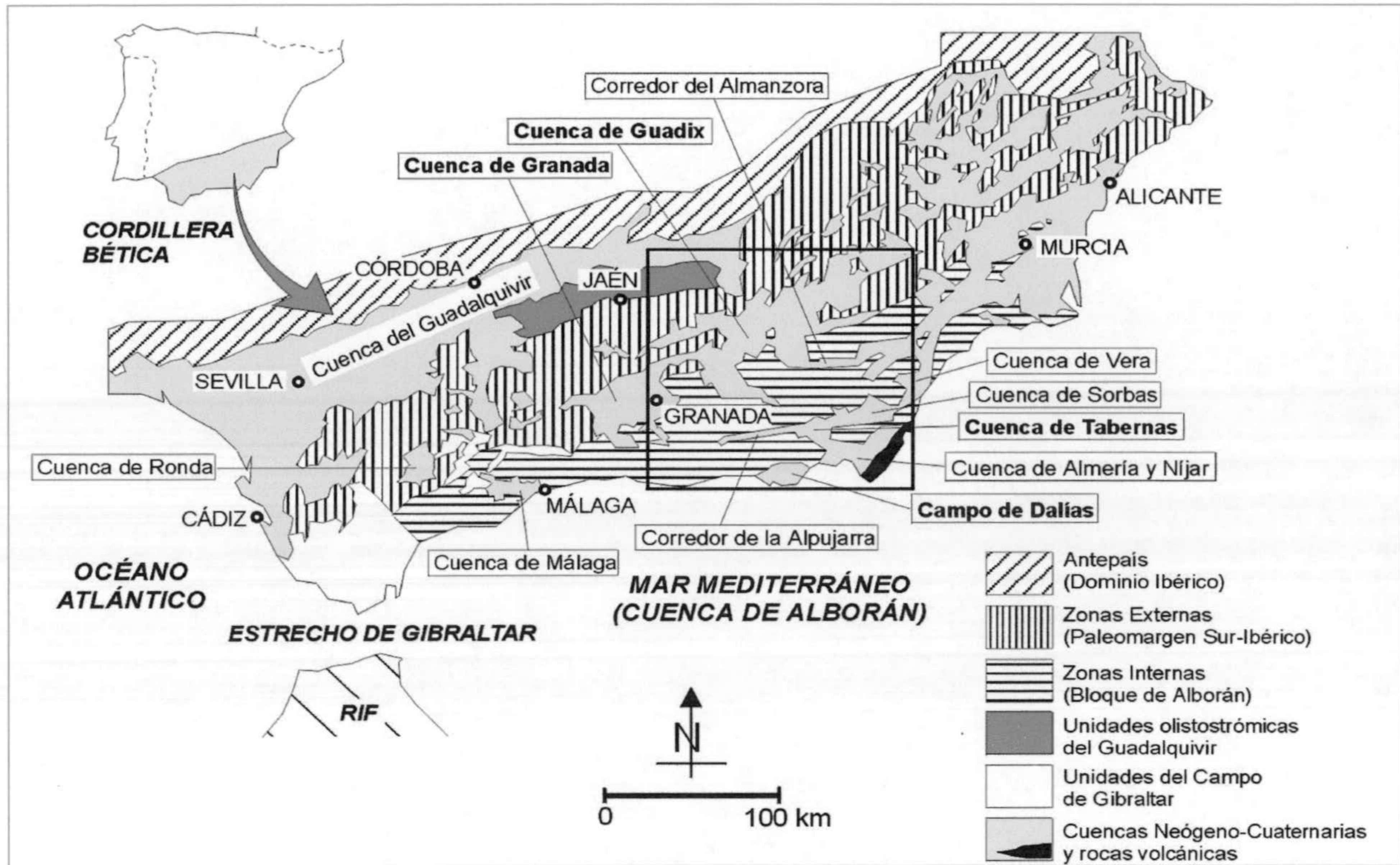


Fig. 7. Esquema geológico de la Cordillera Bética y situación de las principales Cuenas Neógeno-Cuaternarias. El área enmarcada corresponde a parte de los sectores central y oriental de la cordillera donde se ha realizado este estudio y que aparece representado en la figura siguiente. En negrita están resaltadas las cuencas que albergan a los afloramientos estudiados.

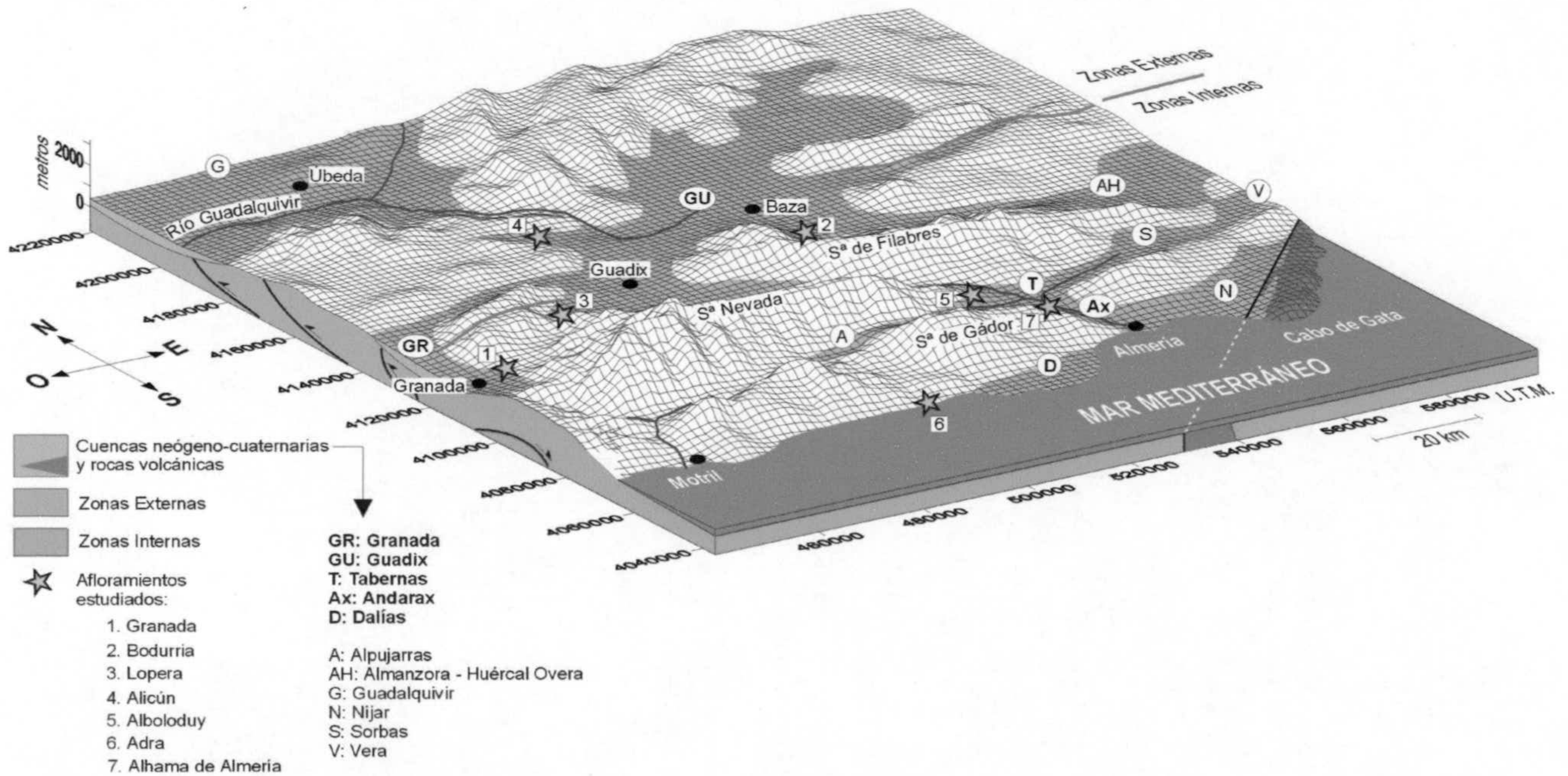


Fig. 8. Modelo digital del relieve del sector central y oriental de la Cordillera Bética enmarcado en la figura precedente, donde se localizan algunas de las cuencas neógeno-cuaternarias y la posición de los afloramientos estudiados.

3. ESTRATIGRAFÍA GENERAL

3. ESTRATIGRAFÍA GENERAL

3.1. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA DEL NEÓGENO RECIENTE DE LAS CUENCAS DE LA CORDILLERA BÉTICA

La individualización de las Cuencas Neógenas de la Cordillera Bética, tal y como hoy las conocemos, tuvo lugar a comienzos del Tortoniense (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). Estas cuencas (o sus equivalentes pre-Mioceno Superior) tuvieron una evolución sedimentaria previa. Esta etapa sedimentaria anterior quedó prácticamente destruida por la intensa actividad tectónica extensional que afectó a la cordillera en el Mioceno Medio (García-Dueñas *et al.*, 1992). Dicha etapa tectónica diferencia el relleno neógeno de estas cuencas en un Neógeno antiguo representado por los sedimentos muy deformados previos a la misma y un Neógeno reciente cuya sedimentación se produjo tras esa etapa extensional.

En la evolución a grandes rasgos del Neógeno reciente de las cuencas cabría destacar una historia marina y otra continental, a excepción de la Cuenca de Alborán que en la actualidad sigue manteniendo su carácter marino. La continentalización definitiva de las cuencas no ha sido sincrónica, así en las cuencas del sector central de la cordillera (Cuencas de Granada y Guadix, en nuestro caso) y siendo éste quizás su rasgo más característico, la retirada definitiva del mar tuvo lugar a finales del Tortoniense (Rodríguez-Fernández, 1982), mientras que las cuencas del sector oriental y perimediterráneas, aunque quedaron parcialmente emergidas durante el Messiniense fueron nuevamente inundadas por el mar con la transgresión pliocena (sector meridional de la Cuenca de Tabernas, Corredor del Andarax, Cuenca de Almería y Campo de Dalías) (Fourniguett, 1975, 1977; Aguirre, 1995; Pascual, 1997). Las cuencas perimediterráneas (Campo de Dalías y Cuenca de Almería) estuvieron parcialmente sumergidas por el mar en tiempos Plio-Cuaternarios (Dabrio *et al.*, 1984).

La evolución sedimentaria a gran escala de las Cuencas Neógenas de los sectores de la Cordillera Bética que nos ocupan, presenta caracteres diferenciadores para el sector central (Fig. 9) y el sector oriental (Fig. 10), sobre todo a partir de finales del Tortoniense y comienzos del Messiniense:

3.1.1. TORTONIENSE

La sedimentación tortoniense tiene dos etapas bien diferenciadas separadas por el denominado evento compresivo intratortoniense (Estévez *et al.*, 1982). La primera etapa corresponde a una sedimentación en un contexto de ascenso relativo del nivel del mar. El espectacular levantamiento de los relieves, en especial del núcleo Nevado-Filábride, como consecuencia del

mencionado evento compresivo dio lugar a una segunda etapa de sedimentación en un contexto regresivo.

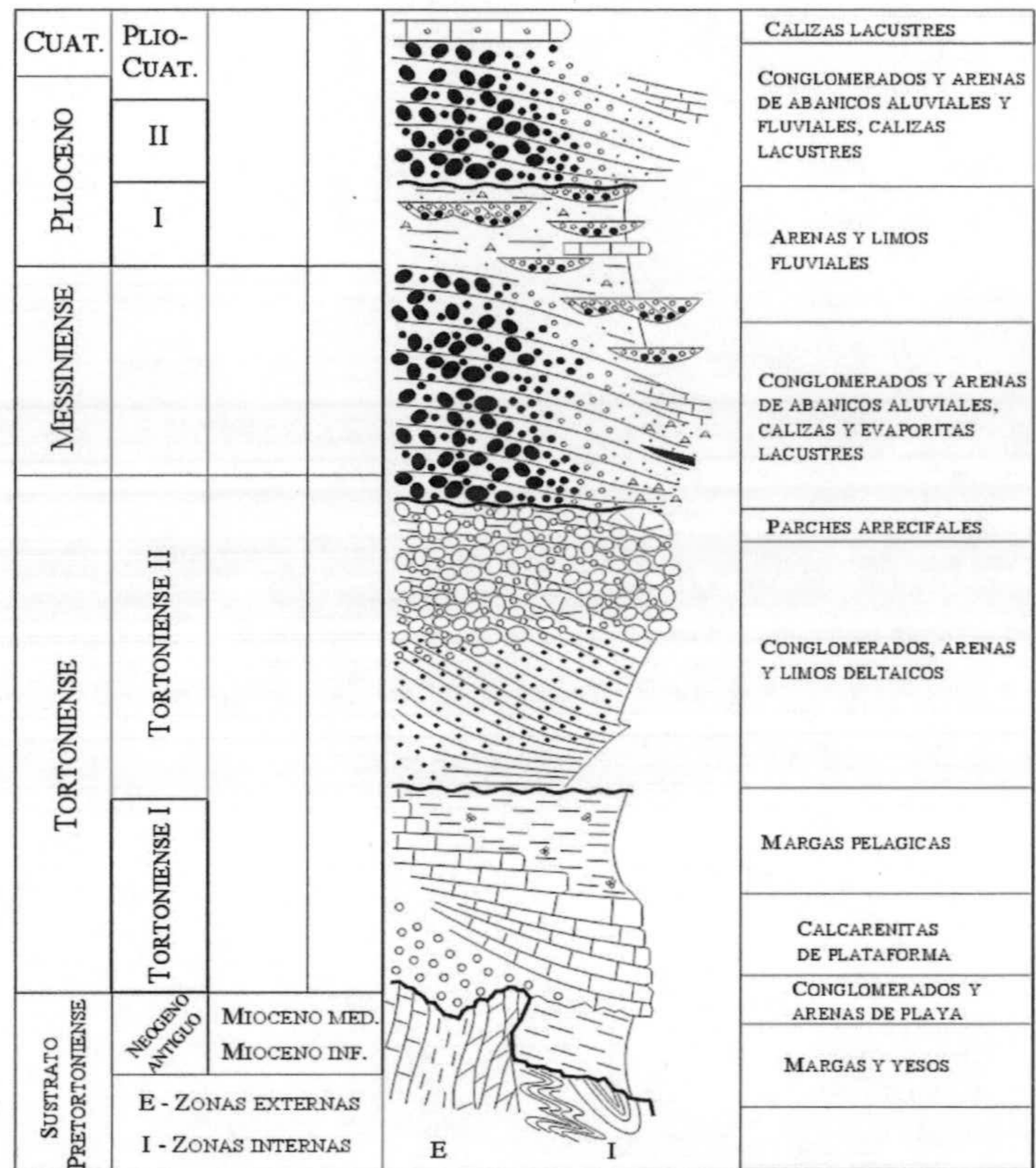


Fig. 9. Columna estratigráfica sintética del Neógeno reciente de la Cordillera Bética central.

El rejuvenecimiento de los relieves y su consiguiente denudación produjo la progradación de dispositivos deltaicos, generalmente de grano muy grueso, entre los que se encuentran los ejemplos tortonienses recogidos en esta memoria.

Durante el tortoniense, hubo conexión entre el Mediterráneo y el Atlántico a través de las cuencas de la Cordillera Bética, no produciéndose la desconexión hasta la continentalización de las cuencas del sector central de la cordillera a finales del Tortonense (Rodríguez-Fernández, 1982). A partir de este momento sí hay una clara diferenciación en la evolución sedimentaria de las cuencas del sector central y oriental. En las cuencas con afinidad mediterránea se dio en el Tortonense superior el primer episodio arrecifal (Braga *et al.*, 1990).

3.1.2. MESSINIENSE

En el centro de las cuencas definitivamente continentalizadas en el sector central de la cordillera, se instalaron lagos con sedimentación evaporítica (Dabrio *et al.*, 1982) que fueron haciéndose cada vez más someros y a los que llegaban grandes aportes siliciclásticos a través de sistemas de abanicos aluviales y fluviales.

En las cuencas todavía marinas, las más meridionales y orientales, en el tránsito Tortoniense-Messiniense se dio el depósito de carbonatos templados, también conocidos por los autores franceses como calizas con algas (Montenat, 1990), en discordancia con los sedimentos infrayacentes. Tras su depósito, aconteció un nuevo episodio de calizas arrecifales previo al episodio evaporítico messiniense (Braga y Martín, 1996) que se manifestó con acumulaciones discontinuas de depósitos yesíferos en las áreas más subsidentes de las cuencas. Este episodio evaporítico se dio en las cuencas de la cordillera posteriormente al depósito de las evaporitas del Mediterráneo asociadas a la Crisis de Salinidad Messiniense (Braga y Martín, 1998). Con la inundación de las cuencas por la subida del nivel del mar tras la Crisis de salinidad tuvo lugar un nuevo episodio de sedimentación arrecifal (Martín *et al.*, 1992).

Fig. 10. Columna estratigráfica sintética del Neógeno reciente de la Cordillera Bética oriental (tomado de Montenat *et al.*, 1987).

CUAT.	PLIO-CUAT.				
PLIOCENO	II				LIMOS ROJOS Y CONGLOMERADOS CONTINENTALES CON CALICHES
	I				CALIZAS ARENOSAS BIOCLASTICAS LITORALES
MESSINIENSE	SUP.				MARGAS PELAGICAS O CALIZAS LITORALES
	MED.				CALIZAS LITORALES CON OOIDES Y ESTROMATOLITOS, MARGAS Y LIMOS CON FORAMINIFEROS
	INF.				YESO Y LAMINITAS
TORTONIENSE	TORTONIENSE II				MARGAS PELAGICAS Y ARRECIFES OLISTOLITOS Y DIATOMITAS
					CALIZAS DE ALGAS, ARENAS O CONGLOMERADOS
	TORTONIENSE I				MEGABRECHA Y MARGAS PELAGICAS
					TURBIDITAS Y MARGAS PELAGICAS, ARRECIFES Y CONGLOMERADOS
SUSTRATO PRETORTONIENSE	NEOGENO ANTIGUO	S SERRAVAL.			ARENAS BIOCLASTICAS
		L LANGUIENSE		TURBIDITAS	
	B BURDIG. INF.		MARGAS Y ARENAS YESIFERAS		
	MANTOS BETICOS INTERNOS		CONGLOM., ARENAS Y LIMOS ROJOS		
				TURBIDITAS Y MARGAS PELAGICAS	
				M - MALAGUIDE A - ALPUJARRIDE N - NEVADO-FILARRIDE	

3.1.3. PLIOCENO

Durante este periodo, el estilo sedimentario de las cuencas continentalizadas no varió mucho respecto al Messiniense. Los lagos que ocupaban los depocentros de las cuencas fueron quedando cada vez más restringidos y los sistemas de abanicos aluviales y fluviales fueron evolucionando en madurez, pudiendo reconocerse un sistema longitudinal y unos sistemas transversales al eje de las mismas (Fernández y Soria, 1986; Viseras, 1991; Fernández *et al.*, 1996b)

Las cuencas periféricas al Mar de Alborán fueron afectadas por la transgresión del Plioceno inferior, desarrollándose potentes cuerpos deltaicos cuyo espesor se debió en gran medida a la alta tasa de subsidencia tectónica (Postma 1984a). La retirada del mar en estas cuencas durante el Plioceno superior transformó los cuerpos deltaicos en abanicos aluviales sin variar en gran medida el estilo sedimentario.

3.2. BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DE LOS AFLORAMIENTOS

La posición en la escala bioestratigráfica de los afloramientos estudiados no ofrece lugar a dudas si nos atenemos a las asociaciones de foraminíferos planctónicos, y en algunos casos, también de nanoplancton calcáreo reconocidas en los recientes muestreos llevados a cabo en los depósitos distales de nuestros sistemas deltaicos. Muchos de estos estudios han servido como instrumento fundamental para establecer la estratigrafía y asignar edades concretas a las unidades aloestratigráficas (Secuencias deposicionales o UTS) en las que se ha dividido el relleno sedimentario de las cuencas (Guerra, 1992; Aguirre, 1995; Pascual, 1997).

3.2.1. BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL TORTONIENSE

La edad asignada a los afloramientos tortonienses estudiados en este trabajo es la siguiente (Tabla 1):

Nordeste de la Cuenca de Granada: Entre los foraminíferos planctónicos que se han reconocido en estos cortes están la *Globorotalia suterae* (González-Donoso, 1978) y *Neogloboquadrina humerosa* (Martín Pérez, 1997), ambos característicos del Tortoniense superior. El estudio de nanofósiles sitúa la sección dentro de la Zona NBN-12 de Martín Pérez (1997) correspondiente al Tortoniense superior alto, caracterizada por la presencia de *Discoaster quinqueramus*.

Bodurria (Cuenca de Guadix): A partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos (Guerra-Merchán, 1988) y nanoplancton calcáreo (Martín Pérez, 1997), se han asignado los depósitos deltaicos de este corte al Tortoniense superior alto (Zona NBN-12 de Martín Pérez, 1997) sin llegar al Messiniense, como muestra el hecho de que entre las asociaciones de nanoplancton calcáreo se hayan reconocido ejemplares de *Discoaster quinqueramus* y no aparezcan ejemplares de *Amaurolithus*.

Lopera (Cuenca de Guadix): En las asociaciones de foraminíferos planctónicos encontradas en las margas sobre las que se deposita el delta estudiado está representada la subzona de *G. suterae* y no aparece la *Globorotalia mediterránea* (Rodríguez-Fernández, 1982). Este autor asigna a esas margas y depósitos coetáneos una edad de Tortoniense Superior alto, por lo que al delta, algo más moderno, debiera asignársele una edad finitortoniense.

Alicún de Ortega (Cuenca de Guadix): En su tesis doctoral, Soria (1993) asigna, a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, una edad de Tortoniense superior alto (subzona de *G. suterae*) a la unidad aloestratigráfica en la que incluye este afloramiento.

Alboloduy (Cuenca de Tabernas): Los depósitos deltaicos de este corte son algo más antiguos que los anteriores, habiéndose depositado hacia el techo de la zona de *Neogloboquadrina humerosa* (Serrano, 1979) según la biozonación de foraminíferos planctónicos, sin llegar a la de *Globorotalia suterae*. En cuanto al nanoplancton calcáreo, el haberse reconocido la presencia de *Discoaster quinqueramus* y la ausencia del género *Amaurolithus*, sitúa estos depósitos entre las zonas NBN-11 y NBN-12 de Martín Pérez (1997) (Pascual, 1997).

M. a.	Edad		Zonación	Bioeventos		1 2 3		
				Foraminíferos Planctónicos	Nanoplancton calcáreo	a	b	c
7,12	Messiniense			— <i>Gt. mediterranea</i>	— <i>Amaurolithus</i>			
				↳ <i>Neogloboquadrina</i>	— <i>D. quinqueramus</i>			
8,5	Tortoniense	Sup.	NBN-12	— <i>N. humerosa</i>	— <i>D. neorectus</i>			
			NBN-11	— <i>N. acostaensis</i>				
11,2		Inf.	NBN-10					
	Serravaliense							

—	Primera aparición	<i>Gt</i> - Globorotalia	<i>D</i> - Discoaster
↳	Cambio de enrollamiento a siniestrorso	<i>N</i> - Neogloboquadrina	

Tabla 1. Cuadro de correlación para el Tortoniense de edades absolutas (Berggren *et al.*, 1995), foraminíferos planctónicos (Serrano, 1979 y 1992), nanofósiles y biozonación (tomado de Martín Pérez, 1997). Distribución temporal de los depósitos deltaicos estudiados (1-Cuenca de Granada; 2-Cuenca de Guadix: a. Lopera, b. Alicún, c. Bodurria, y 3-Cuenca de Tabernas).

3.2.2. BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL PLIOCENO

El relleno sedimentario del Plioceno de la provincia de Almería ha sido dividido en dos unidades denominadas Plioceno 1 y Plioceno 2 separadas por una discordancia (Montenat, 1990). Ambas unidades sedimentarias vienen a coincidir temporalmente con el Plioceno inferior y superior respectivamente (Aguirre, 1998).

La edad asignada a los afloramientos pliocenos estudiados en este trabajo es la siguiente (Tabla 2):

Alhama de Almería (Cuenca de Tabernas): La presencia entre los foraminíferos planctónicos de *Globorotalia margaritae* y *Globorotalia puncticulata* (Pascual, 1997) en depósitos deltaicos

equivalentes a los estudiados en el Corredor del Andarax, los haría corresponder con la zona MPI-3 de Cita (1975) en la parte alta del Plioceno inferior.

Adra (Campo de Dalías): Fourniguet y Le Calvez (1975) datan los depósitos deltaicos como Plioceno medio. Según los estudios bioestratigráficos llevados a cabo por Aguirre (1997) en la sección de Balanegra, situada al E del afloramiento deltaico de Adra, la base de la unidad 1 que reconoce en este afloramiento correspondería con la parte alta de la zona MPI-3 de Cita (1975) y el techo de esta unidad, donde aparecen sedimentos de influencia deltaica, estaría localizado en la zona MPI-4 de Cita (1975) correspondiente a la parte baja del Plioceno superior.

M. a.	Época	Zonación	Unidades	1	2
1,8	Pleistoceno				
3,5	Plioceno	Sup.	MPI-6	II	■ ■
			MPI-5		
		MPI-4	I		
		MPI-3			
		MPI-2			
5,3					
	Mioceno				

Tabla 2. Cuadro de correlación para el Plioceno de edades absolutas (Cande y Kent, 1992), biozonación (Cita, 1975) y unidades sedimentarias del Plioceno de Almería (tomado de Aguirre, 1995). Distribución temporal de los depósitos deltaicos estudiados (1-Alhama de Almería, 2- Adra).

**4. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS SISTEMAS DELTAICOS.
GENERALIDADES.**

4. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS SISTEMAS DELTAICOS

4.1. ESTRATIGRAFÍA

4.1.1. JERARQUÍA SECUENCIAL

En los afloramientos estudiados se han diferenciado varios órdenes de secuencialidad deltaica. El mayor o menor orden en esta jerarquía está dado por el espesor y por la extensión areal de las superficies de discontinuidad y/o discordancia que los limita. Lógicamente la extensión local, cuencal o regional de las superficies que delimitan los diferentes órdenes de secuencialidad deltaica está en relación con el factor que controló esas discontinuidades y/o discordancias. Así, los factores autocíclicos (dinámica deltaica, fisiografía previa a la sedimentación deltaica, subsidencia tectónica local...) van a controlar la secuencialidad de orden menor mientras que los factores alocíclicos (eustatismo, clima y tectónica regional) harán lo propio con la secuencialidad de mayor orden.

Hasta cuatro órdenes de secuencialidad deltaica se han establecido en algunos de los afloramientos estudiados. En los diferentes órdenes de secuencialidad no sólo se incluyen a los deltas (aunque por ser el objeto de estudio de esta memoria se les da preponderancia), también se incluyen los medios sedimentarios coetáneos y genéticamente relacionados con ellos (plataforma, cuenca pelágica...). De menor a mayor orden se ha establecido la siguiente jerarquía secuencial: lóbulo o cuerpo deltaico, secuencia deltaica menor, secuencia deltaica y sucesión deltaica.

El elemento básico que se repite en los afloramientos estudiados es el lóbulo deltaico. Se trata de un aparato deltaico con un sentido de migración definido, alimentado por un sistema alimentador concreto y cuya historia deposicional no se ha alterado con cambios en los factores de control autocíclicos ni alocíclicos.

Por encima del lóbulo deltaico en la jerarquía secuencial que se establece en esta memoria están las secuencias deltaicas menores. Desarrollan espesores, generalmente, métricos y, excepcionalmente, decamétricos. Están formadas por varios lóbulos deltaicos separados por facies de abandono deltaico o discordancias debidas a la dinámica interna de los deltas (p. ej. Cambios en el sentido de migración o en los puntos de aportes de sedimento a la cuenca). Las secuencias menores están formadas por lóbulos deltaicos que

en conjunto presentan un mismo patrón espacial caracterizado por una tendencia progradante, retrogradante o agradante. Los límites de las secuencias menores están representados por superficies en las que cambia el patrón espacial de los lóbulos deltaicos. Esas superficies están controladas por factores de control autocíclico (p. ej. Subsistencia tectónica local).

Las secuencias deltaicas están formadas por varias secuencias deltaicas menores o bien por una sola secuencia menor. En estos casos habría coincidencia entre secuencia deltaica y secuencia deltaica menor. El espesor de las secuencias deltaicas suele ser decamétrico. Están limitadas por superficies de discontinuidad y/o discordancias con un rango que se extiende más allá del sector de la cuenca hasta el rango cuencial y, excepcionalmente, regional (p. ej. Sector central de la Cordillera Bética). Los factores de control de las secuencias deltaicas y, lógicamente, de las superficies que las limitan son alocíclicos. Aquellas secuencias deltaicas de extensión cuencial o regional tienen su equivalencia en los cortejos sedimentarios, bien eustáticos (Posamentier *et al.*, 1988) o tectónicos (Sopeña y Sánchez-Moya, 1997).

Finalmente, una o más secuencias deltaicas constituyen la sucesión deltaica, que representa el mayor orden jerárquico en la secuencialidad deltaica establecida en esta memoria. Las sucesiones deltaicas están limitadas por superficies de discontinuidad y/o discordancias de rango regional (ejm. Toda la Cordillera Bética) o global controladas por factores alocíclicos. Esas superficies pueden registrar la inundación de una cuenca por el mar o la continentalización de una cuenca.

4.2. SEDIMENTOLOGÍA

4.2.1. ANÁLISIS DE FACIES SIMPLES

Un primer paso en el estudio sedimentológico ha sido el análisis de facies simples. Este se ha realizado de manera particular para cada uno de los afloramientos estudiados; sin embargo, el origen deltaico de todos ellos hace que se vayan a repetir litotipos, y por ello se presentan aquí de modo global.

Evidentemente, en toda síntesis se corre el riesgo de simplificación, en este caso de los procesos sedimentarios descritos en el código de facies, pero la gran variabilidad de facies hace necesaria su unificación. La combinación de dos o más facies van a constituir

asociaciones de facies simples sobre las cuales se aborda el posterior análisis de los procesos sedimentarios realizado en los capítulos correspondientes a cada sistema deltaico.

La descripción de cada una de las facies simples diferenciadas en los sedimentos deltaicos, su código, textura y fábrica, estructuras sedimentarias, potencias de estratos, la interpretación y subambiente al que se han asignado, se recoge de forma resumida en la tabla 3. El código de facies simples utilizado está basado en el de Postma (1990), desarrollado para sistemas deltaicos. Algunas de las litofacies se han conservado del original, otras han sido modificadas y se han añadido nuevos litotipos necesarios para clasificar algunas de las facies reconocidas en el campo y que no encajaban con ninguna de las previamente establecidas por ese autor.

4.2.2. LITOLOGÍA, MADUREZ Y NATURALEZA DE LOS CLASTOS

El análisis de la composición petrológica de los clastos a lo largo de la sucesión se ha llevado a cabo mediante la realización de una serie de muestreos puntuales en cada uno de los cuerpos deltaicos diferenciados. En cada uno de los muestreos realizados se han escogido al azar 10 clastos, a partir de los cuales se han obtenido una serie de porcentajes de abundancia relativa de las distintas litologías.

La madurez mineralógica de los clastos se ha obtenido a partir del predominio de las cuarcitas, mientras que la madurez textural se ha obtenido a partir del tamaño de los clastos y de los índices de esfericidad y redondeamiento por comparación con las correspondientes tablas.

El objetivo principal del estudio petrológico de los clastos ha sido el reconocer, a partir de la naturaleza de los mismos, la posición en cada momento de las cuencas de drenaje deltaicas. La información que arrojará este estudio indicará sobre qué materiales estaban en cada momento instaladas las cuencas de drenaje de los deltas, al tiempo que nos informarán, junto con los estudios de paleocorrientes analizados en el siguiente epígrafe, sobre la madurez de las mismas en función del número de puntos de entrada de aportes a la cuenca. Esta información es también de especial importancia para conocer las características del sistema alimentador de los deltas y discernir entre sistemas de abanicos y fluviales. Los primeros se caracterizan por una mayor energía en su transporte por lo que se

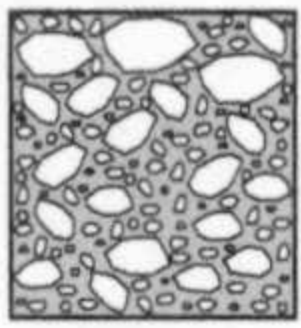
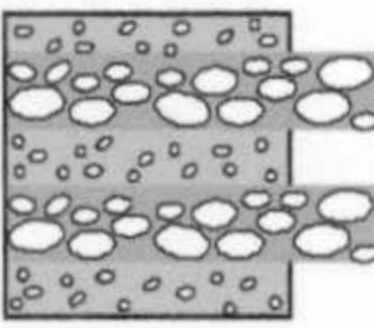
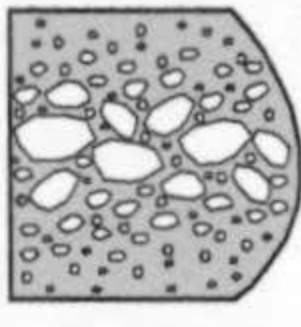
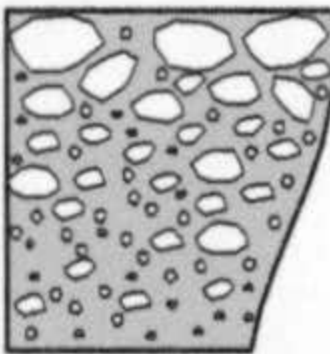
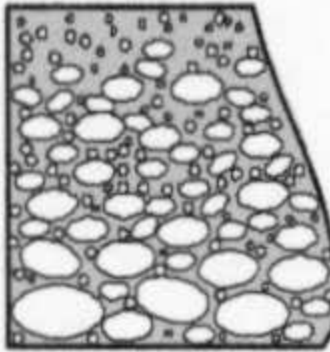
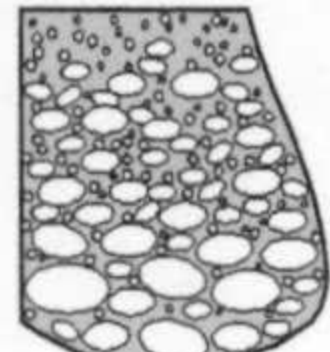
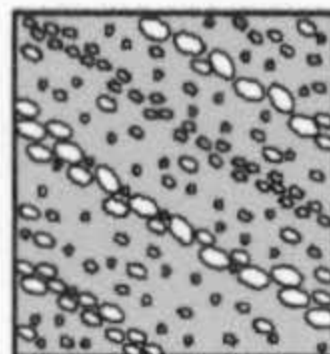
manifestará en un mayor tamaño de los clastos que aportan y una menor madurez textural y mineralógica que los ríos puesto que el periodo de transporte es más reducido.

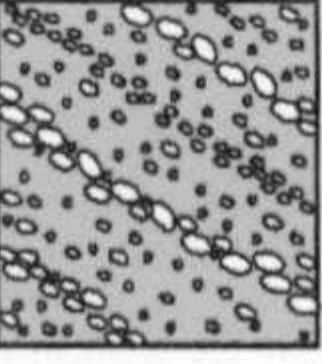
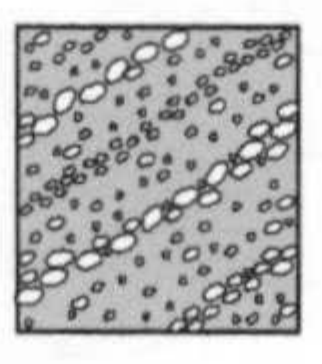

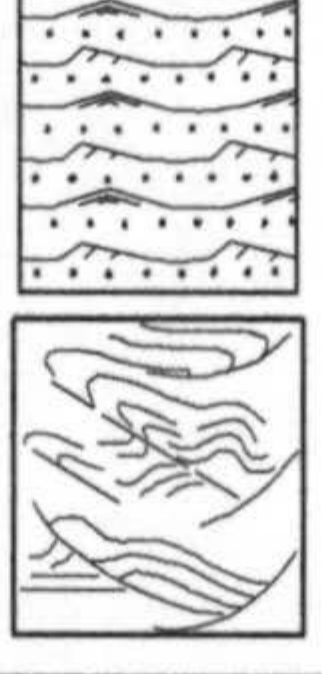


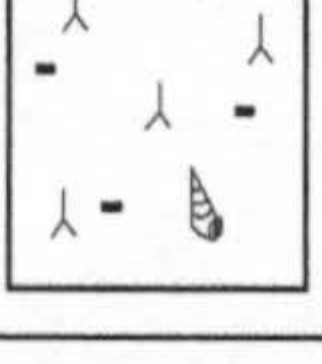
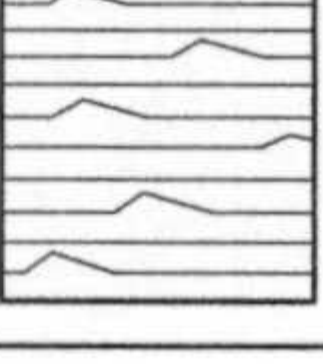
4.2.3. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES

Los sistemas deltaicos representan medios donde confluye una gran variabilidad de agentes que van producir la migración de cuerpos en un amplio abanico de direcciones. Esta variabilidad en la orientación de las paleocorrientes se pone especialmente de manifiesto en la llanura deltaica. En este ambiente sedimentario interaccionan, por un lado, los agentes de cuenca (acción directa del oleaje e indirectamente a través de corrientes de deriva litoral, y acción mareal) y, por otro lado, los sistemas alimentadores y distributarios (flujos tractivos debidos a la hidrodinámica de aquellos y flujos gravitatorios de sedimento). Es común que la orientación de las paleocorrientes que muestran la migración de un cuerpo sedimentario en la llanura deltaica no coincida en absoluto con la orientación del vector principal de migración del lóbulo deltaico. Este es el caso de aquellos sistemas en los que los agentes de cuenca, corrientes litorales, mareales y de deriva tienen gran energía para removilizar el sedimento aportado a la cuenca por los distributarios. Por esta razón, el sentido de migración de los lóbulos deltaicos, en lugar de obtenerlo a partir de datos de paleocorrientes en la llanura deltaica, se ha obtenido a partir de las paleocorrientes medidas en los frentes deltaicos. Aunque en el frente deltaico también se produce gran dispersión en las paleocorrientes, estas son debidas al depósito pendular de los deltas y en mucha menor medida a un retrabajamiento por los agentes de cuenca. El tratamiento de estos datos de paleocorrientes permitirá conocer el vector principal de migración de los lóbulos deltaicos, de especial importancia para conocer la configuración paleogeográfica de la zona.

Esencialmente la imbricación de clastos, las estratificaciones cruzadas y las marcas de muro han sido los criterios que han aportado la mayor parte de los datos de paleocorrientes medidos. Sin embargo, dada la complejidad de agentes que interactúan durante la sedimentación deltaica, no basta con la medida de la paleocorriente. En este caso es imprescindible reconocer el agente causante de esa estructura y ponderar la información que en cada cuerpo sedimentario nos están aportando dichos criterios.

El ángulo de dispersión de las paleocorrientes medidas también va a ser de gran valor, especialmente en la reconstrucción de la morfología deltaica y en el reconocimiento del número de puntos de entrada de sedimento en la costa.

	Tipo de litofacies	Gráfico	Descripción	Interpretación	Subambiente
FACIES DE GRAVAS	Gravas desorganizadas (Gms)		Espesores de orden métrico (50 cm a 7 m); clastos de tamaño <i>pebble</i> a <i>boulder</i> y algunos megaclastos (70 cm – 3 m); soportados por la matriz (arena media-gruesa), a veces soportados por los clastos; masivos o con tenue gradación inversa; mal clasificados	<i>Debris flow</i> (Lowe 1979, 1982)	Llanura y frente deltaico proximal
	Gravas estratificadas (Gh)		Capas de espesor decimétrico (< 1 m) bien estratificadas; soportadas por clastos de tamaño <i>pebble</i> ; imbricación de clastos; disposición paralela a la estratificación de clastos planares (<i>layering</i>); gradación negativa	<i>Debris flow poco cohesivos</i> (Postma, 1984, 1986; Nemeč, 1990)	Frente deltaico distal
	Gravas con gradación inversa a normal (Gmm)		Espesores de orden métrico (50 cm a 7 m); clastos de tamaño <i>pebble</i> a <i>boulder</i> y algunos megaclastos (60 cm – 1,5 m); soportados por la matriz (arena media-gruesa), a veces soportados por los clastos; masivos; mal clasificados	<i>Debris flow poco cohesivos</i> (Lowe, 1982; Nemeč y Steel, 1984; Postma, 1986; Kim <i>et al.</i> , 1995) y amalgamación con corrientes de turbidez conglomeráticas de alta concentración	Frente deltaico
	Gravas con gradación inversa (Gmi)		Espesores de 50 cm a 2 m; poca continuidad lateral; gravas tamaño <i>pebble</i> , <i>cobble</i> y excepcionalmente tamaño <i>boulder</i> a techo; matriz soportados; base neta; geometría de lóbulos (base planar, techo convexo hacia arriba)	<i>Debris flow poco cohesivos</i> (Postma, 1983, 1984, 1986; Nemeč, 1990; Kim <i>et al.</i> , 1995)	Llanura y Frente deltaico
	Gravas con gradación normal (Gc)		Espesores de 20 a 70 cm; gravas tamaño <i>pebble</i> soportadas por clastos; imbricación de clastos; pobres en matriz; bases erosivas; a menudo los clastos mayores se disponen a techo	Corrientes de turbidez conglomeráticas de alta concentración	Frente deltaico distal
	Gravas con gradación normal canalizadas (Gci)		Disminución de espesor lateralmente desde órdenes de 1 m; gradación positiva; soportados por clastos; superficie basal erosiva	Relleno de canal (Miall, 1977, 1978)	Canal distributivo (Llanura deltaica)
	Conglomerados redondeados (Gro)		Capas conglomeráticas, a menudo ligadas a las facies Ca; clastos de tamaño <i>pebble</i> con relativa madurez textural y mineralógica (dominan cuarcitas); soportados por clastos con matriz, a veces carbonatada (facies Ca); gradación positiva; algunas perforaciones por litófagos en clastos carbonatados	Depósitos conglomeráticos de ambientes muy someros retrabajados por efecto del oleaje	Playa (Llanura deltaica)
	Gravas con estratificación cruzada (Gp1)		Cuerpos de base canalizada con estratificaciones cruzadas inclinadas hacia dentro del canal; capas soportadas por clastos de tamaño bimodal con gradación positiva	Barra de meandro o <i>point bar</i>	Canal distributivo (Llanura deltaica)

	Gravas con estratificación cruzada (Gp2)		Espesores del orden del metro de cuerpos con estratificación cruzada inclinada hacia el mar; capas alternantes en los <i>foresets</i> con gradación positiva; soportada por clastos; estratificación cruzada; superficie basal tipo canal;	Barras de desembocadura	Llanura delnatica – frente deltaico (<i>Brink point</i>)
	Gravas con estratificación cruzada contrapendiente (Gb)		Soportadas por los clastos e imbricadas; estratificación cruzada buzando contrapendiente; superficie irregular y erosiva	<i>Backsets</i> rellenando cicatrices erosivas (<i>slump scar</i>) (Postma, 1984a, Postma y Roep, 1985; Massari y Parea, 1990)	Frente deltaico proximal
FACIES ARENOSAS	Areniscas masivas (Sm)		Capas tabulares de espesor variable entre 10 cm y 1 m; arenas amarillas homogéneas; a veces con gradación positiva y laminación horizontal; tamaño de grano de fino a medio con buena clasificación; clastos dispersos y clastos lodosos embebidos (<i>rip-up mud clasts</i>); bioturbación principalmente vertical	Corrientes de turbidez de alta o baja concentración -secuencia de Bouma- (Bouma, 1962; Middleton & Hampton, 1976; Lowe, 1982); <i>debris flow</i> arenoso (Lowe, 1976)	Frente deltaico distal - prodelta
	Arenas onduladas (Sr)		Espesores centimétricos de 5 a 40 cm; arena media bien seleccionada; laminaciones y estratificaciones cruzadas tabulares (<i>megaripples</i> de corriente y <i>ripples</i> de oscilación);	Flujos tractivos ligados a corrientes y retrabajados por el oleaje	<i>Shoreface</i> superior
	Arenas con estratificación cruzada en surco (St)		Espesores de 1 a 3 m; arena bien seleccionada; estratificación cruzada en surco	Dunas submarinas o <i>megaripples</i>	<i>Shoreface</i> inferior
	Arenas limosas (Shl)		Espesores de 2 a 50 cm; grises y mal clasificadas; parcialmente gradadas; masivas o con laminación horizontal difusa; clastos tamaño <i>pebbles</i> dispersos	Carpetas tractivas o corrientes de turbidez de alta o baja concentración (Bouma, 1962; Middleton y Hampton, 1976; Lowe, 1982)	Prodelta
FACIES DE LUTITAS	Limos arcillosos (Fsc)		Espesores centimétricos (5 – 20 cm); de colores pardo oscuros con manchas de oxidación-reducción (<i>mottling</i>); huellas de raíces y restos de plantas; fragmentos de lignito	Decantación por suspensión sobre áreas de intercanal o bahía interdistributaria con desarrollo de vegetación en condiciones de baja energía	Bahía interdistributaria – lagoon (Llanura deltaica)
	Limos arenosos (Fl)		Espesores de 2 a 15 cm; <i>ripples</i> de oscilación y <i>climbing ripples</i> ; bioturbación	Decantación y tracción de flujos unidireccionales retrabajados por el oleaje	<i>Shoreface</i> - <i>offshore</i>

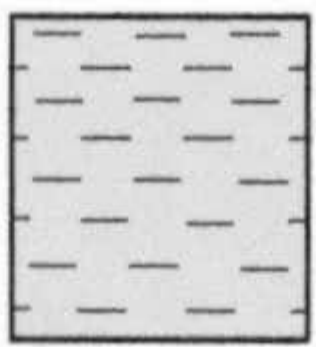
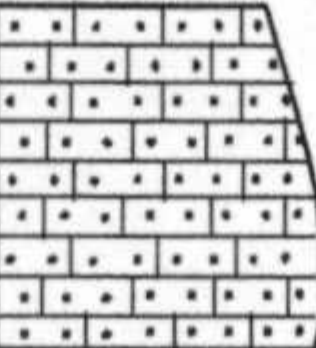
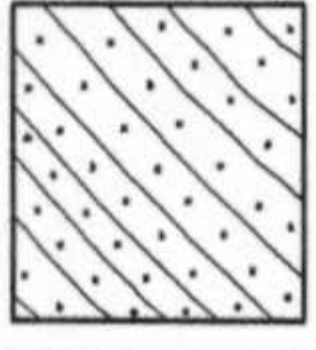
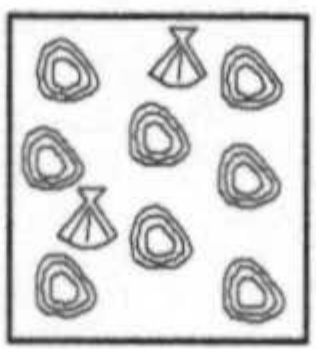
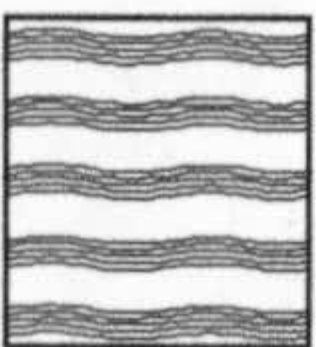
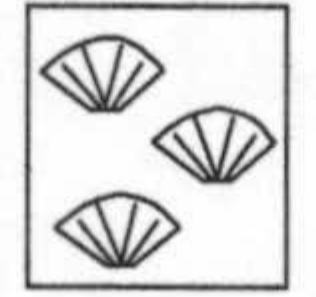
FACIES CARBONATADAS	Margas grises limosas (M)		Gran variabilidad de espesor desde potencias centimétricas a varias decenas de metros; discontinuas lateralmente y con intercalaciones arenosas; bioturbación; contenido faunístico: foraminíferos planctónicos y bentónicos y nanoplancton calcáreo (Martín Pérez, 1997 #42)	Decantación por suspensión a partir de la fracción mas fina (Pickering <i>et al.</i> , 1986) en forma de plumas de lejanas avalanchas sedimentarias	Cuenca
	Calcarenitas con gradación normal (Cn)		Espesor variable entre 0,5 y 4 m; arena media a gruesa con clastos tamaño <i>pebble</i> aislados; abundante macrofauna, a menudo rota y desarticulada: lamelibranquios (ostreidos y pectínidos), equinodermos, braquiópodos, corales solitarios, placas de halimedes y algas rojas, y huellas de bioturbación, fundamentalmente horizontales	Siliciclastos cementados por el carbonato producido por precipitación ligado a la abundante macrofauna.	Plataforma
	Calcarenitas con estratificación cruzada (Cp)		Espesor variable entre 0,5 y 2 m; arena media a gruesa con clastos tamaño <i>pebble</i> aislados; estratificaciones cruzadas tabulares, a veces deformadas	Barras submarinas (<i>sandwaves</i>) que migran sobre el fondo ligadas a fuertes temporales tanto perpendiculares como paralelos a la costa	Plataforma
	Carbonatos algales (Cr)		Capas tabulares de espesor variable entre 0,5 y 8 m y continuidad lateral de varias decenas de metros; textura <i>grainstone</i> ; contenido faunístico: algas rojas (sobre todo en forma de rodolitos, también ramosas <i>-branching-</i>) y macrofauna (lamelibranquios <i>-dominando la especie clamix</i> y en menor medida los ostreidos, equinodermos, briozoos, corales ahermatípicos y braquiópodos)	Bioestromas de algas rojas	Llanura deltaica - litoral
	Carbonatos microbianos (Cl)		Paquetes tabulares de espesores entre 10 y 20 cm; textura fenestral y laminación algal de tipo estromatolítico; carofitas (tallos y oogonios)	Precipitación de carbonato por algas y cianobacterias verde-azules y caráceas	Bahía interdistributaria - lagoon (Llanura deltaica)
	Carbonatos arrecifales (Ca)		Parches con formas de domo de 2 a 4 m de espesor y varias decenas de extensión lateral, textura <i>framestone</i> ; compuestos por corales hermatípicos y otros organismos (algas coralinas, estromatolitos, lamelibranquios, briozoos, braquiópodos...)	Precipitación de carbonato inducido por la actividad de corales	Arrecifes de coral

Tabla 3. Cuadro de facies simples.

5. DELTAS TORTONIENSES

5. DELTAS TORTONIENSES

Cuatro de los cinco ejemplos de deltas tortonienses estudiados, deltas de Granada, Bodurria, Lopera y Alboloduy, se encuentran situados a los pies de los relieves de Sierra Nevada y su continuación estructural hacia el Este, Sierra de los Filabres (Fig. 11). El delta de Alicún es el único cuerpo deltaico cuyas cuencas de drenaje no están instaladas en estas sierras. La influencia que tiene en la morfología, e incluso dimensiones, de los deltas ya no sólo el tamaño de grano del sedimento (Orton, 1988) sino también su composición litológica (Guerra, 1992) justifica hablar someramente sobre las litologías del sustrato donde se instalaron las cuencas de drenaje de los sistemas deltaicos. La estructura actual que se reconoce en las sierras que fueron área fuente de los deltas también será de gran interés pues algunos de los rasgos tectónicos se produjeron de forma contemporánea a la sedimentación deltaica.

Sierra Nevada y Sierra de los Filabres constituyen actualmente un gran antiforme formado por rocas del Complejo Nevado-Filábride en el núcleo y de unidades inferiores e intermedias del Complejo Alpujárride en sus bordes. Ambos complejos están separados por un despegue ligado a la etapa extensional que tuvo lugar durante el Mioceno medio en la Cordillera Bética (Jabaloy *et al.*, 1992). En el extremo occidental está ampliamente representada la Unidad Nevado-Filábride más baja (Manto del Veleta), mientras que hacia el Este, la unidad más alta (Manto del Mulhacén) es la que tiene mayor desarrollo. La Sierra de Baza, donde se localizan los sistemas deltaicos de Bodurria, está formada por materiales pertenecientes a las citadas unidades alpujárrides (Delgado *et al.*, 1980).

El sustrato del sector de la Cuenca de Granada donde se han estudiado los sistemas deltaicos está representado por los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, mientras que el Complejo Maláguide queda en una posición más septentrional, excluido de la posibilidad de que formara parte de las cuencas de drenaje de los sistemas alimentadores de nuestros deltas (Navarro-Vilá y García Dueñas, 1977). Desde posiciones más internas al macizo de Sierra Nevada hasta su borde occidental aparecen representados los Mantos de Veleta y Mulhacén del Complejo Nevado-Filábride y varias de las unidades del Alpujárride. Las litologías predominantes en el Manto de Veleta son micaesquistos oscuros y cuarcitas, mientras que el Manto de Mulhacén presenta una mayor variabilidad litológica: micaesquistos claros, gneises, serpentinitas, anfíbolitas y mármoles.

En el conjunto Alpujárride dominan las litologías carbonatadas (calizas y dolomías, en menor medida los calcoesquistos), en segundo lugar las filitas, cuarcitas y muy minoritariamente los esquistos.

En el sector de Bodurria aflora el manto superior, Manto de Mulhacén, del Complejo Nevado-Filábride formado por litologías principalmente de micaesquistos y micacitas y, en menor medida, mármoles. Más próximos a los materiales Neógenos estudiados en el afloramiento de Bodurria aparecen las litologías carbonatadas (calizas y dolomías, fundamentalmente) y filitas que constituyen los principales tipos de rocas de naturaleza alpujárride en este sector.

El delta de Alicún, sin embargo, está instalado en el borde norte donde la cuenca está limitada por los materiales del dominio de las Zonas Externas que conforman los Montes Orientales de las Sierras Subbéticas. Más concretamente, los relieves que limitan en el sector de Alicún la cuenca están formados por rocas carbonatadas y volcánicas pertenecientes al Subbético medio (Grupos Píñar y Cardela) que aparecen plegados en varios antiformes y sinformes de orientación nordeste-suroeste (Comas, 1978).

En el sector de Lopera, los materiales calizo-dolomíticos del Complejo Alpujárride constituyen las litologías que conforman el sustrato preneógeno del área fuente de este delta localizado en el borde suroccidental de la cuenca de Guadix.

En el sector de Alboloduy, el sustrato está representado por el Complejo Nevado-Filábride y el Complejo Alpujárride, disponiéndose en franjas desde el interior del macizo de Sierra Nevada hacia el borde meridional, donde se sitúa el dispositivo deltaico estudiado (Velandó y Navarro-Vilá, 1977). Desde el interior hacia el borde se encuentran unidades que están en posiciones cada vez más altas en la pila tectónica.

El Complejo Nevado-Filábride está representado por el Manto de Veleta, en posiciones más internas, y el Manto de Mulhacén, sobre el que se dispone un tramo de mármoles conglomeráticos. Los materiales del Manto de Veleta son fundamentalmente micaesquistos oscuros y, en menor medida, cuarcitas. Entre los materiales del Manto de Mulhacén dominan también las litologías de micaesquistos entre los que pueden diferenciarse dos tipos: micaesquistos grafitosos o micaesquistos oscuros y micaesquistos feldespáticos o micaesquistos claros con cuarcitas. El Complejo Alpujárride está representado en el sector de Alboloduy sólo por dos unidades con litologías de micaesquistos, filitas y cuarcitas, y calizas y dolomías.



Fig. 11. Mapa con la situación de los afloramientos deltaicos en relación con las diferentes unidades que componen las sierras donde se instalan las cuencas de drenajes de los sistemas alimentadores de los deltas.

5.1. AFLORAMIENTOS DE LA CUENCA DE GRANADA

5.1.1. ANTECEDENTES

En primer lugar, es necesario mencionar el trabajo de Von Drasche (1879) como el primer estudio de los depósitos deltaicos de la cuenca, a los que engloba con el término *Blockformation* junto al resto de materiales miocénicos de grano muy grueso del borde oriental de cuenca.

Desde el primer trabajo estratigráfico realizado en la Cuenca de Granada (Viennot, 1930) se ha ido perfeccionando el esquema estratigráfico de su relleno sedimentario con posteriores contribuciones (González-Donoso, 1968 y 1978, asigna la edad de Tortoniense Superior a los depósitos deltaicos aquí estudiados) hasta que quedan marcadas las pautas generales de la división litoestratigráfica de la cuenca miocena (Rodríguez-Fernández, 1982). Este autor incluye los depósitos deltaicos aquí estudiados en una unidad litoestratigráfica definida formalmente con el nombre de Formación Dúdar, en honor a una de las localidades donde mejor afloran (Fig. 12). En este trabajo se establece la morfología, límites y correlación de esta formación con otras coetáneas depositadas en otros sectores de la Cordillera Bética. Rodríguez-Fernández *et al.*, (1989) describen la génesis y evolución de la Cuenca de Granada como una cuenca de *pull-apart*. La imposición de la metodología de la Estratigrafía Secuencial para la división del relleno sedimentario de las cuencas hizo que aparecieran una serie de publicaciones dentro de este marco de trabajo, entre las que cabe destacar, por su carácter de síntesis de la arquitectura

estratigráfica e interpretación en cuanto a factores de control sedimentario, la de Fernández *et al.* (1996b). Según estos autores, los depósitos deltaicos aquí estudiados forman parte de la Secuencia deposicional II (S.D. II) del esquema estratigráfico que proponen para las cuencas del sector central de la cordillera. Todos los esquemas estratigráficos propuestos coinciden en la posición del límite basal de la sucesión deltaica. El contraste entre las litofacies calcareníticas y margosas de la formación infrayacente y las litofacies conglomeráticas de la sucesión deltaica no deja lugar a dudas. Sin embargo, la posición del límite superior de la sucesión deltaica no coincide en los esquemas estratigráficos pues las litofacies conglomeráticas de la parte superior de la sucesión deltaica son semejantes a las de la unidad de abanicos aluviales que le viene encima. Ese límite coincide con la definitiva continentalización del borde de la cuenca.

Los dos únicos estudios de carácter eminentemente sedimentológico aparecidos hasta la fecha sobre los sistemas deltaicos del borde nordeste de la cuenca se centran en analizar el comportamiento dinámico de los deltas (Dabrio *et al.*, 1978) y en el análisis de los parches arrecifales que los colonizan (Braga *et al.*, 1990).

Edad	Rodríguez-Fernández (1982)	Fernández et al. (1996)	Martín y Braga (1997)
Messiniense	Fm. Pinos Genil	S.D. III	Unidad de Dúdar - Pinos Genil
Tortoniense Superior	Fm. Dúdar	S.D. II	
	Fm. Quéntar	S.D. I	Unidad de los Maciños
Serravaliense	Fm. La Peza		

Fig. 12. Esquemas estratigráficos del relleno sedimentario miocénico de la Cuenca de Granada propuestos por diferentes autores. En blanco aparecen las unidades estratigráficas donde incluyen cada uno de estos autores a los depósitos deltaicos.

5.1.2. LOCALIZACIÓN DE LOS CORTES ESTUDIADOS

La sucesión deltaica estudiada se encuentra sobre el borde nordeste de la Cuenca de Granada. Las cuencas de drenaje de los sistemas que alimentaron los lóbulos deltaicos estuvieron instaladas sobre los materiales correspondientes a las Zonas Internas que constituyen los actuales relieves de Sierra Nevada en su posición más noroccidental (Fig. 13).

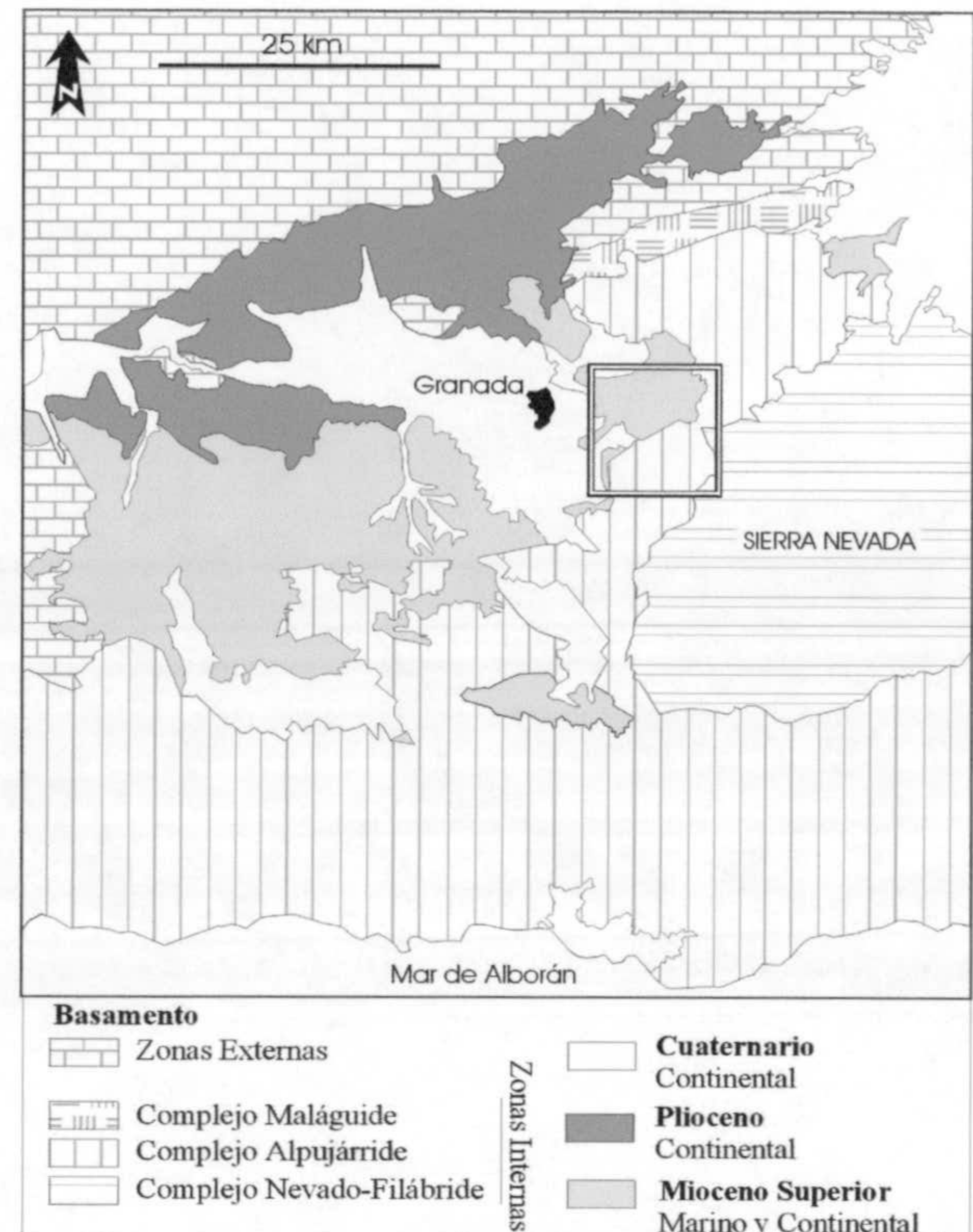


Fig. 13. Mapa geológico sintético de la Cuenca de Granada. El afloramiento estudiado se encuentra enmarcado en el sector nordeste de la cuenca.

La extensión del afloramiento ha obligado a hacer la descripción diferenciando tres sectores. Estos sectores llevan el nombre de los tres ríos a lo largo de los cuales se exponen los principales cortes, y son: Genil, Aguas Blancas y Monachil (Fig. 14). El primero de estos cortes se extiende en dirección aproximadamente este-oeste desde las cercanías del antiguo pueblo de Canales, actualmente inundado por la presa del mismo nombre, hasta la localidad de Pinos Genil. El segundo de los cortes, el que se extiende a lo largo del río Aguas Blancas, se sitúa en una posición algo más hacia el centro de la cuenca. Este corte se extiende a lo largo de una dirección nordeste-suroeste, desde la localidad de Quéntar, al norte, hasta las proximidades de Cenes de la Vega. El tercer y último de los cortes estudiados, se extiende de este a oeste a lo largo del río Monachil a su paso por la localidad que da nombre al río.

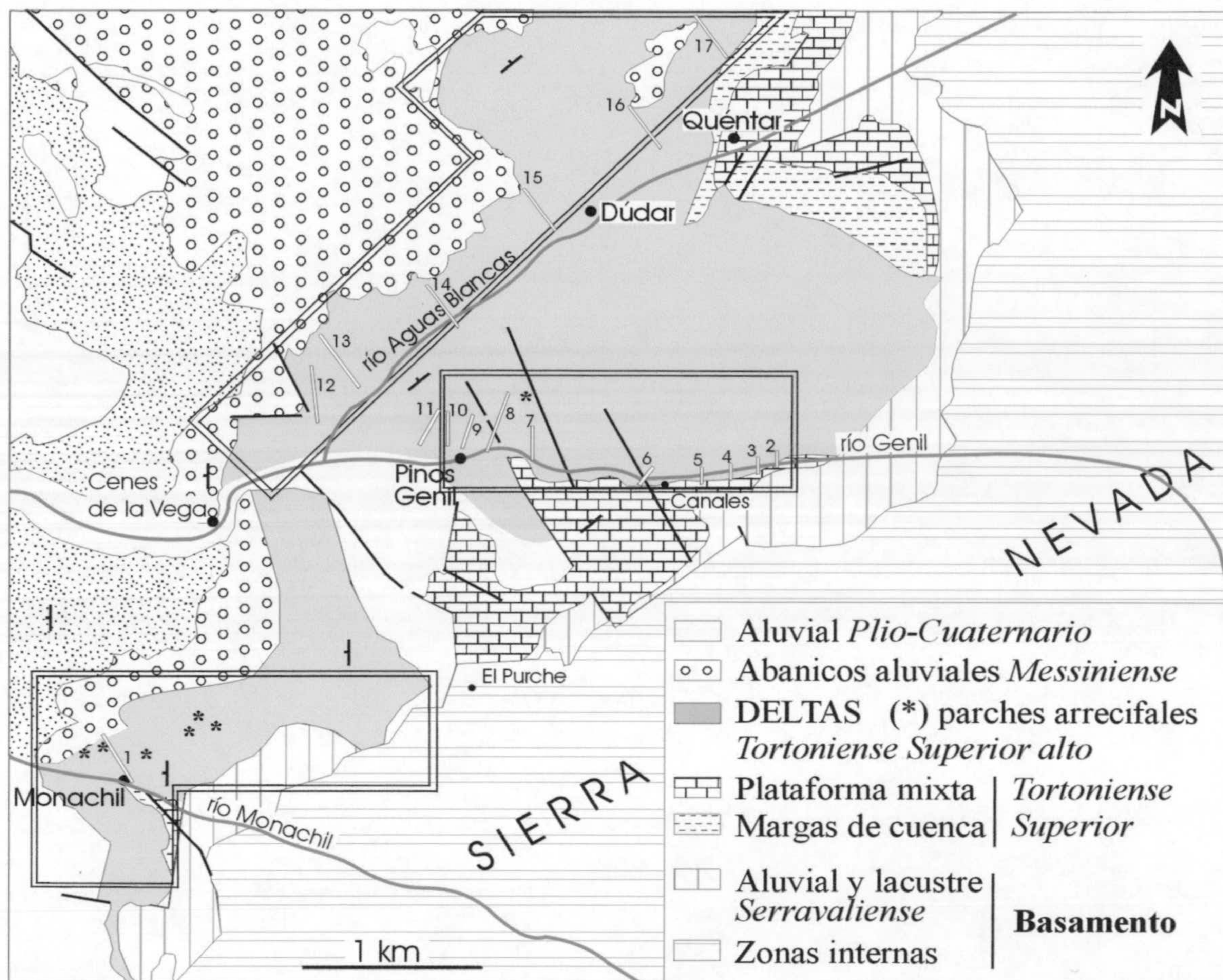


Fig. 14. Cartografía geológica (modificada de Rodríguez-Fernández, 1982) del sector nororiental de la Cuenca de Granada en la que se recogen los tres sectores, a lo largo de los ríos Genil, Aguas Blancas y Monachil, donde se ha centrado el estudio de los sistemas deltaicos tortonienses. Las columnas estratigráficas levantadas aparecen situadas sobre el mapa.

5.1.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

5.1.3.1. Límites de la sucesión deltaica

Límite inferior

Los depósitos deltaicos se superponen discordantes, en el sector más cercano al borde de la cuenca, a los sedimentos lacustre deformados del Mioceno medio (Fm. La Peza, Rodríguez-Fernández, 1982). Hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca se dispone en discordancia angular erosiva, en algunos puntos progresiva o sintectónica, sobre el miembro calcarenítico plegado de la Fm. Quéntar (Rodríguez-Fernández, 1982) y en concordancia sobre el miembro margoso de esta misma formación.

Límite superior

A la sucesión deltaica se le superponen los depósitos netamente continentales interpretados como abanicos aluviales (Fm. Pinos Genil de Rodríguez-Fernández, 1982) que en la vertical y hacia el centro de la cuenca evolucionan a sistemas fluviales (Fm. Cenes-Jun de Rodríguez-

Fernández, 1982). La posición estratigráfica de este límite ha creado cierta problemática a la cual intentaremos dar algo de luz exponiendo los datos estratigráficos y sedimentológicos que ha llevado a situarlo donde se ha situado.

Probablemente las discusiones sobre este límite radican en las características de los sistemas deltaicos como medios sedimentarios de transición, por tanto formados por ambientes sedimentarios marinos (llanura deltaica submarina, frente deltaico y prodelta) y continentales (sistemas alimentadores y llanura deltaica subaérea). En el caso de los sistemas deltaicos estudiados, las últimas capas marinas están representadas por parches arrecifales sobre los cuales se superponen sedimentos de grano muy grueso con desarrollo de paleosuelos rojos (corte de Monachil). Las características sedimentológicas de esos sedimentos, tal y como en el capítulo de sedimentología se analizan de forma más amplia, responden a sistemas de abanicos aluviales. Estos son los sistemas deposicionales que constituyen la unidad estratigráficamente por encima de la sucesión deltaica y, también son, como más adelante se analizará con detalle, los sistemas alimentadores de los deltas. A continuación se describen una serie de características observadas en el campo para la delimitación del techo de la sucesión deltaica.

En el corte del río Monachil, el desarrollo de paleosuelos rojos estratigráficamente por encima del último parche arrecifal y a no más de 3 m en la vertical indica la retirada del mar de esta zona en un momento comprendido entre el desarrollo del último arrecife y el primer paleosuelo. El primer nivel edáfico reconocido en este afloramiento se desarrolla en discordancia angular sobre las capas de los ambientes marinos del delta. Esta discordancia, sin embargo, es local y podría estar en relación con la propia dinámica deltaica que desarrolla discordancia entre los ambientes de frente deltaico y llanura deltaica o entre lóbulos deltaicos con diferente sentido de migración. Unos metros estratigráficamente por encima del primer nivel edáfico, los depósitos conglomeráticos empiezan a estar mejor organizados. Los clastos tienen una mayor madurez textural y empiezan a incluir clastos carbonatados de naturaleza alpujárride. Intercalados con estos depósitos conglomeráticos aparecen capas de arcillas y limos rojos interpretables como depósitos de llanura de inundación. Así, en este corte el límite de la sucesión deltaica se ha puesto unos metros por encima del último parche arrecifal e incluirían los primeros depósitos conglomeráticos con intercalaciones de paleosuelos rojos. Ese límite estaría donde las facies conglomeráticas se hacen más maduras y mejor organizadas intercalando facies de llanura de inundación.

En cualquier caso, en el corte de Monachil todos los depósitos estratigráficamente por debajo del último parche arrecifal y encima de la primera unidad estratigráfica de la cuenca (Fm. Quéntar y S.D. I) se han incluido dentro de la sucesión deltaica. Entre ellos se incluyen los

depósitos de grano muy grueso que se extienden desde la localidad de Monachil hasta El Purche hacia el este.

En el corte del río Genil, todos los depósitos de la ladera norte de este valle, desde la cola del pantano de Canales hasta 200 m antes de llegar a la localidad de Cenes de la Vega, se han incluido dentro de la sucesión deltaica. Incluso los depósitos de grano muy grueso que aparecen estratigráficamente en la posición más alta sobre la localidad de Pinos Genil se incluyen dentro de la sucesión deltaica. Un parche arrecifal desarrollado sobre estos depósitos y las características de estos depósitos que más adelante se describen como originados por flujos submarinos, atestiguan su carácter deltaico.

En el corte del río Aguas Blancas aflora el límite superior de la sucesión deltaica hacia la cota topográficamente más alta de la ladera oeste, a la base de los escarpes más abruptos que coronan estos afloramientos. Aquí el límite se ha situado por encima de las últimas capas con fauna marina y donde las características sedimentológicas de los depósitos cambian. Las características de los depósitos conglomeráticos por encima del techo de la sucesión deltaica son netamente diferentes a los últimos depósitos conglomeráticos de carácter deltaico. Los primeros tienen matriz de color rojiza y los deltaicos grisácea; las facies de los abanicos aluviales en sentido estricto están mejor organizadas con desarrollo de superficies canalizadas e intercalaciones de limos y arcillas rojas atribuibles a depósitos de llanura de inundación. Los conglomerados de los abanicos aluviales que les vienen por encima a la sucesión deltaica muestran una mejor madurez textural que los últimos conglomerados de carácter deltaico y la participación de clastos carbonatados de naturaleza alpujárride es mucho más abundante que en los depósitos deltaicos.

En cualquier caso, se volverá a insistir en la delimitación del techo de la sucesión deltaica cuando se analicen los datos estratigráficos y sedimentológicos a escala de afloramiento e incluso a escala de la cuenca.

5.1.3.2. Unidades litoestratigráficas

Rodríguez-Fernández (1982) incluye los depósitos deltaicos en la unidad litoestratigráfica formalmente definida como Formación Dudar. La formación presenta una megasecuencia granocreciente de 250 m de potencia medida en la vertical. Dentro de esta formación se reconocen tres litofacies que pueden clasificarse por su extensión en otros tantos miembros. La diferenciación de estas tres unidades litoestratigráficas menores es función del tamaño de grano, y son: ruditas, areniscas y lutitas (Figs. 15 y 16). Entre estas tres litofacies se produce una transición gradual con interdigitación entre los depósitos de unas y otras. En el sector más oriental, más cercano al borde de la cuenca, domina el miembro conglomerático formado por

capas inclinadas 30° hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca. Hacia el este, así como en la vertical, de abajo a arriba, estas capas disminuyen gradualmente su buzamiento. El miembro conglomerático disminuye de espesor hacia el oeste interdigitándose con el miembro de areniscas, a la vez que disminuye el buzamiento de las capas. Más hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca, el miembro de areniscas disminuye de espesor interdigitándose con el miembro lutítico en capas subhorizontales. En la vertical, estas tres litofacies se disponen formando una megasecuencia granocreciente construida por cuatro secuencias grano y estratocrecientes de escala decamétrica (I – IV) separadas por superficies de discordancia (Corte de Monachil). Intercaladas puntual y esporádicamente en el miembro conglomerático aparecen capas de litofacies carbonatadas de entre 1 y 5 m de potencia cada una y con extensión lateral de pocas decenas de metros. Estas capas de litofacies carbonatadas aparecen en posiciones topográfica y estratigráficamente altas dentro del miembro conglomerático (Figs. 17 y 18).

Las secuencias de escala decamétrica, a su vez se organizan en varios ciclos granocrecientes de escala métrica. Hasta trece de estos ciclos se han llegado a contar en el corte de Pinos Genil (Fig. 17). Estos ciclos están formados por limos a la base, arenas en la parte media y conglomerados a techo. Hacia el oeste, en el corte del río Aguas Blancas, estos ciclos se repiten; pero en ellos el tamaño de grano es menor y tienden a dominar los limos y las arenas sobre los conglomerados, fundamentalmente en posiciones estratigráficas bajas y medias. La parte estratigráficamente más alta de la sucesión deltaica en el corte del río Aguas Blancas está representado por una megaestratificación cruzada de 15 m de altura formada por litofacies conglomeráticas que hacia el centro de la cuenca pasan a litofacies de arenas y estas a litofacies finas (limos). En este sector, esto representa la última secuencia deltaica.

De la transición en la horizontal y vertical de estas tres litofacies se deduce un cambio de litofacies oblicuo cuya envolvente estaría inclinada hacia el este.



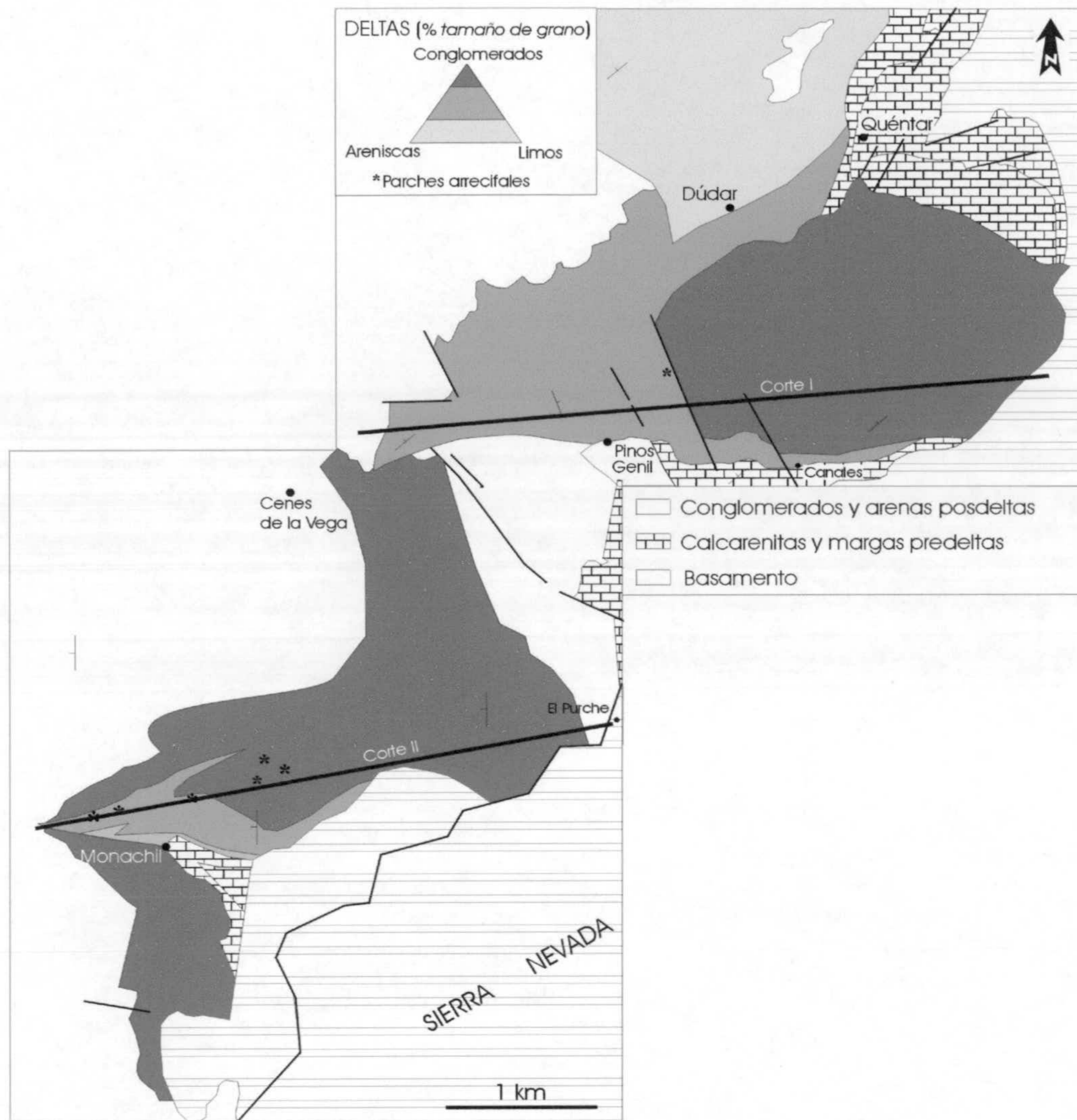


Fig. 15. Mapa de distribución de tamaño de grano en la unidad deltaica. En el mapa aparecen marcadas los dos cortes generales de la figura 16. La distribución de los conglomerados ponen de manifiesto la existencia de dos cuerpos deltaicos independientes, uno en el sector de Pinós Genil, al nordeste, y otro en el sector de Monachil, al suroeste.

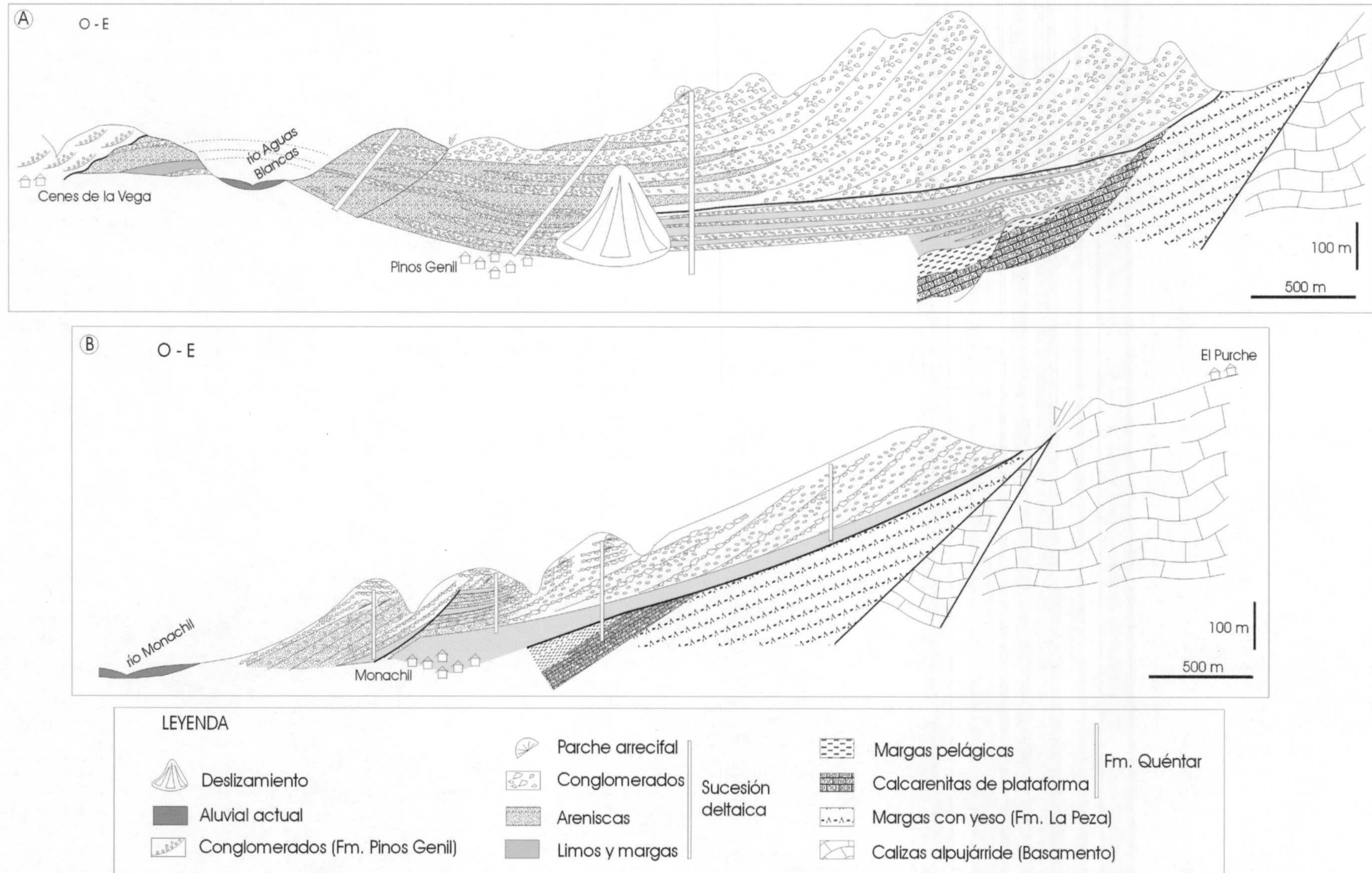


Fig. 16. Cortes generales: A. Corte I a lo largo del río Genil y B. Corte II a lo largo del río Monachil. La posición de las columnas estratigráficas utilizada en los diagramas de correlación de las figuras 17 y 18 aparecen en los cortes I y II, respectivamente.

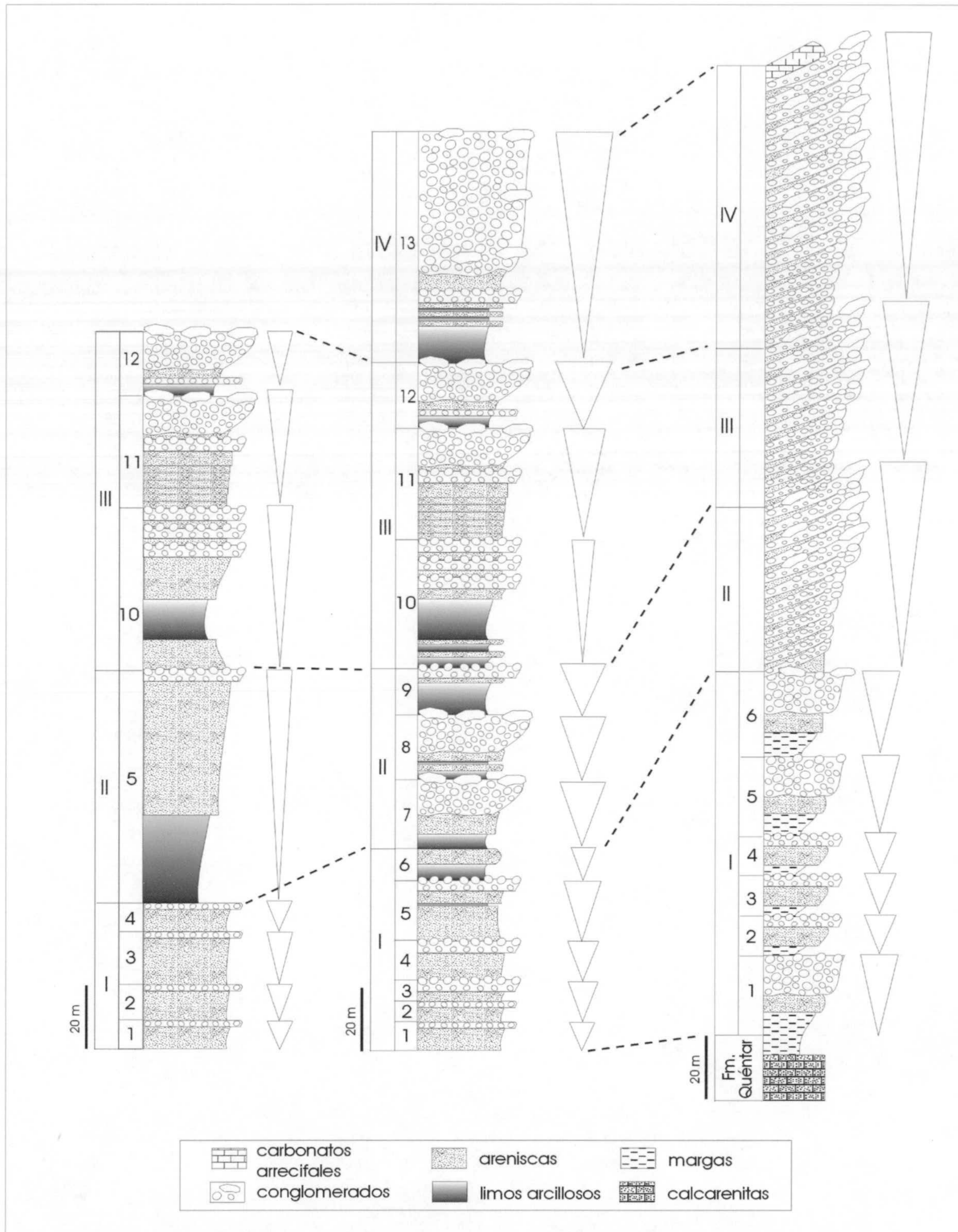


Fig. 17. Columnas estratigráficas sintéticas levantadas en el corte de Pinos Genil donde se han diferenciado hasta 13 ciclos grano y estratocrecientes (1-13) organizados en cuatro secuencias de escala decamétrica (I- IV)

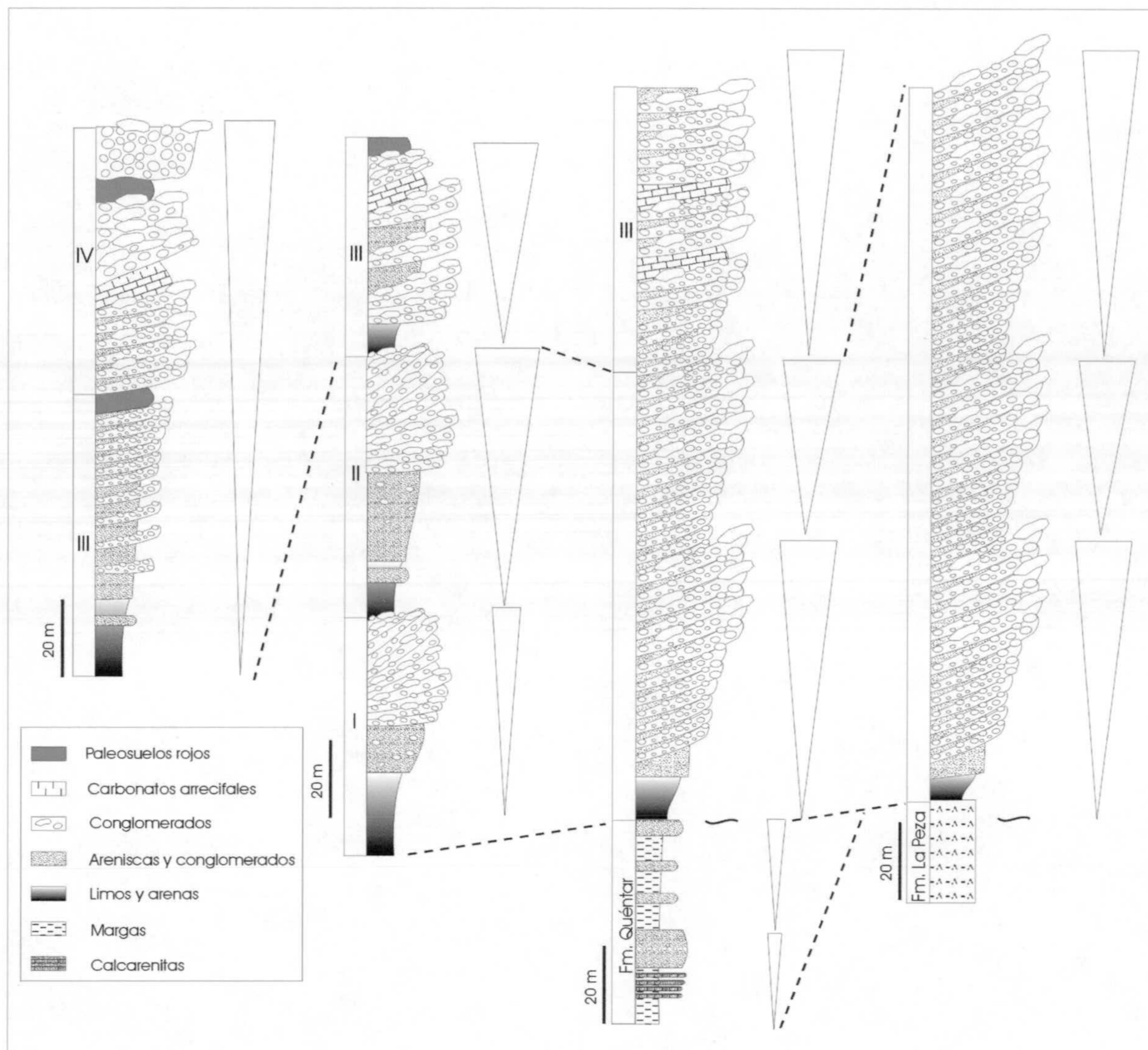


Fig. 18. Columnas estratigráficas sintéticas levantadas en el corte de Monachil donde se han diferenciado cuatro secuencias deltaicas y los cuatro grupos de litofacies predominantes en la sucesión deltaica. En la segunda columna de la derecha, las capas conglomeráticas disminuyen su inclinación hacia la parte alta de la columna donde aparecen capas de carbonatos.

5.1.3.3. Organización secuencial

En el tramo más occidental del corte de Monachil se han reconocido en la sucesión deltaica tres discordancias que delimitan cuatro conjuntos granocrecientes de escala decamétrica. Estos conjuntos serán referidos como secuencias deltaicas (Secuencias I – IV) (Fig. 19). A ellas hay que unir una quinta secuencia deltaica que se apoya en discontinuidad sobre las litofacies finas de la parte estratigráficamente más alta de la sucesión deltaica en el sector del río Aguas Blancas (Secuencia V). A continuación se describen estas cinco secuencias:

Secuencia I. Esta primera secuencia desarrolla un espesor de unos 35 m aunque si bien el techo de esta secuencia está claramente marcado por el cambio brusco de las litofacies conglomeráticas a las finas de la secuencia suprayacente, no es así con el muro. El límite basal de esta secuencia es más confuso pues pone en contacto el miembro margoso de la unidad

más alta de esta secuencia como en el frente oeste. En el primer caso, el límite viene dado por un paleosuelo rojo subhorizontal que se desarrolla en discordancia angular sobre las capas fuertemente buzantes de la secuencia III. Hacia el frente oeste de esta secuencia, dicho límite se reconoce, como en el caso de anteriores límites, porque pone en contacto litofacies groseras, atribuibles al final de la sedimentación de la secuencia III, y finas, atribuibles estas últimas al inicio de la sedimentación de la secuencia IV.

Secuencia IV. La potencia de esta secuencia es del orden de 25 m medida perpendicular a las capas que están también inclinadas hacia el oeste con ángulos de 30°. El límite inferior de esta secuencia coincide con el techo, ya descrito, de la secuencia infrayacente. El techo de la secuencia IV, última de la sucesión deltaica identificable en este afloramiento, es por tanto, el techo de la sucesión deltaica. Como ya se ha comentado más arriba, la problemática de este límite será discutida dentro del análisis sedimentológico de los depósitos deltaicos.

Secuencia V. Está formada por una megaestratificación cruzada de altura 15 m. Las capas de litofacies conglomeráticas que conforman esta megaestratificación buzan hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca. Se dispone en discontinuidad sobre litofacies finas y a techo la separa una discordancia erosiva de los depósitos de abanicos aluviales de la primera unidad estratigráfica continental de la cuenca (Fm. Pinos Genil de Rodríguez-Fernández, 1982).

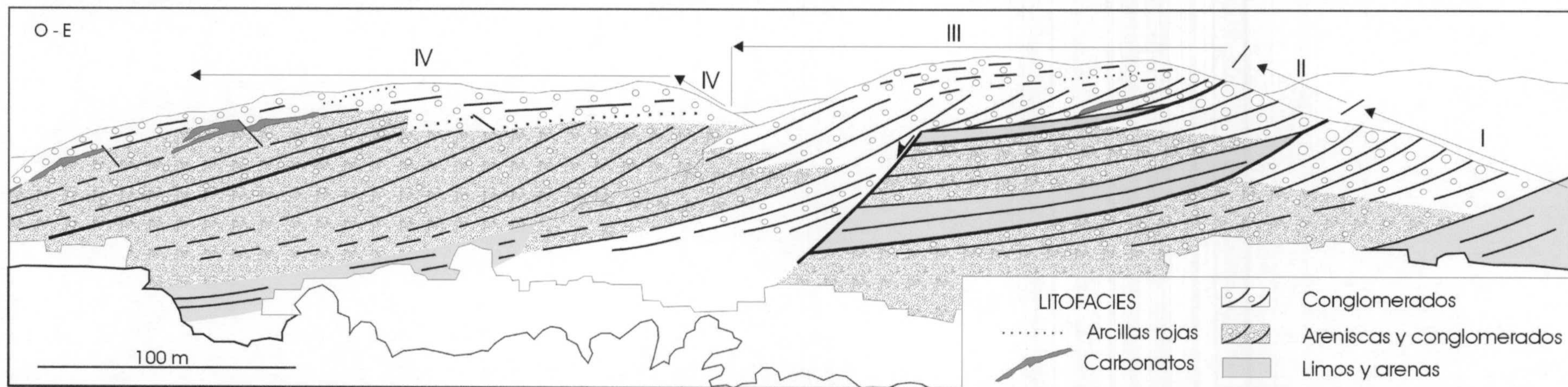


Fig. 19. Panorámica e interpretación de la misma realizada en el afloramiento del río Monachil a su paso por la localidad del mismo nombre en la que se señalan las cuatro secuencias deltaicas y las litofacies de las clinoformas que las construyen.

5.1.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

5.1.4.1. Litología, madurez y naturaleza de los clastos

Ortega Huertas (1979) establece la frecuencia litológica de los cantos de la *Blockformation* siendo, en orden decreciente: micaesquistos, mármoles, anfibolitas, cuarcitas, gneises y, en menor medida, cuarzoesquistos y micacitas. A estas litologías hay que sumar otras dentro del grupo de rocas carbonatadas que no por menos abundantes son menos importantes. Estas litologías son calizas, dolomías, fundamentalmente, dolomías negras y calcarenitas.

Dependiendo del sector (Genil, Aguas Blancas o Monachil) e incluso la posición estratigráfica en la sucesión donde se lleven a cabo los análisis aparecen unas u otras litologías. Así, las rocas carbonatadas aparecen tanto a la base de la sucesión deltaica como a techo, estando prácticamente ausentes en el resto de la sucesión. En concreto, en las zonas más orientales del sector del río Genil, cercanía de la presa de Canales, aparecen clastos de calcarenitas y dolomías negras que hacia arriba en la columna son sustituidos por esquistos hasta prácticamente desaparecer. Las rocas carbonatadas no vuelven a aparecer hasta la parte alta de este mismo sector pero en una posición más hacia el oeste. En concreto, en la secuencia 11 de las descritas en el afloramiento sobre la localidad de Pinos Genil aparecen, aunque de forma testimonial, algunos clastos *outsized* de calizas brechificadas. No obstante, en las partes más altas de la sucesión deltaica en el sector del río Aguas Blancas vuelven a aparecer de forma más que testimonial las rocas carbonatadas (calizas y dolomías). La aportación de estas litologías es especialmente importante en la zona más septentrional de este sector, en las cercanías de la localidad de Quéntar.

Ortega Huertas (1979), a partir de las litologías de los cantos, asigna como área fuente de los depósitos de este sector de la cuenca a los materiales del Complejo Nevado-Filábride, en concreto, los del manto del Mulhacén. Muy puntualmente aparecen rocas del manto del Veleta, concretamente en el afloramiento de Monachil. Habría que añadir, a partir de las calizas y dolomías que aparecen a la base y a techo de la sucesión deltaica, que en estos momentos concretos hay aportación de rocas procedentes del Complejo Alpujárride. A ellos hay que sumarle la aportación de las calcarenitas que se han encontrado a la base de la secuencia deltaica y cuyo origen está en relación con la erosión del miembro calcarenítico de la unidad infrayacente a los deltas (Fm. Quéntar o U.A. I, op.cit.).

En general, no se han recogido datos que permitan establecer una evolución en la sucesión deltaica en cuanto a la madurez mineralógica de los clastos. En cuanto a la madurez textural, en general los valores muestran índices de esfericidad y redondeamiento son bajos. Hacia la base de la sucesión deltaica, en transición con la Unidad estratigráfica precedente, los

clastos tienen índices de esfericidad y redondeamiento relativamente altos. Así, en las zonas más orientales del sector del río Genil (Presa de Canales) se reconoce a la base de la sucesión deltaica junto con grandes clastos muy angulosos otros más pequeños con índices de esfericidad y redondeamiento de medio a altos. En el sector de Monachil, los índices de esfericidad y redondeamiento más altos se han medido en la secuencia II hacia el centro de la cuenca (0,5 y 0,9, respectivamente). En ambos sectores, Genil y Monachil, hay una clara tendencia a disminuir la madurez textural de los clastos hacia la parte alta de la sucesión deltaica. En el sector de Monachil, el cambio es muy brusco de manera que sobre los clastos de relativa madurez de la secuencia II entran los grandes clastos muy angulosos de la secuencia III. En el sector del río Genil, a partir de la cuarta secuencia granocreciente sólo aparecen clastos angulosos, muy poco maduros. Únicamente en el sector de Aguas Blancas hay una tendencia en la parte más alta de la sucesión deltaica hacia un aumento de la madurez textural de los clastos. Los últimos 20 m de la sucesión deltaica muestran en este sector clastos de menor tamaño que el de los depósitos infrayacentes y con índices de esfericidad y redondeamiento altos.

En resumen, desde el punto de vista de la madurez textural de los clastos, se reconoce una tendencia en la vertical hasta el final de la segunda megasecuencia al aumento en la madurez de los mismos. Esta tendencia es interrumpida bruscamente con los primeros depósitos de la secuencia III formados por grandes clastos angulosos. Nuevamente, en la vertical se repite la tendencia entre las secuencias III y IV de aumentar la madurez de los clastos que las alimentan. Especialmente llamativa es la alta madurez textural de los clastos de los últimos depósitos deltaicos en el sector del río Aguas Blancas, fundamentalmente en su zona norte.

El máximo tamaño de partícula (MTP) se ha medido para cada una de las secuencias a partir de la media de los 10 tamaños mayores. Las curvas que muestran la evolución del máximo tamaño de partícula para los tres sectores de estudio muestran tendencias casi paralelas (Fig. 20). En los sectores de Monachil y Genil, los máximos tamaño de partícula de toda la sucesión deltaica se dan en los primeros 50 m de la columna estratigráfica y entre los 100 y 150 m. Por el contrario, entre los 50 y 100 m de cada columna estratigráfica se dan los valores máximos de partículas más pequeñas de toda la sucesión. También en las tres curvas hay un decrecimiento del máximo tamaño de partícula hacia la parte alta de la sucesión deltaica.

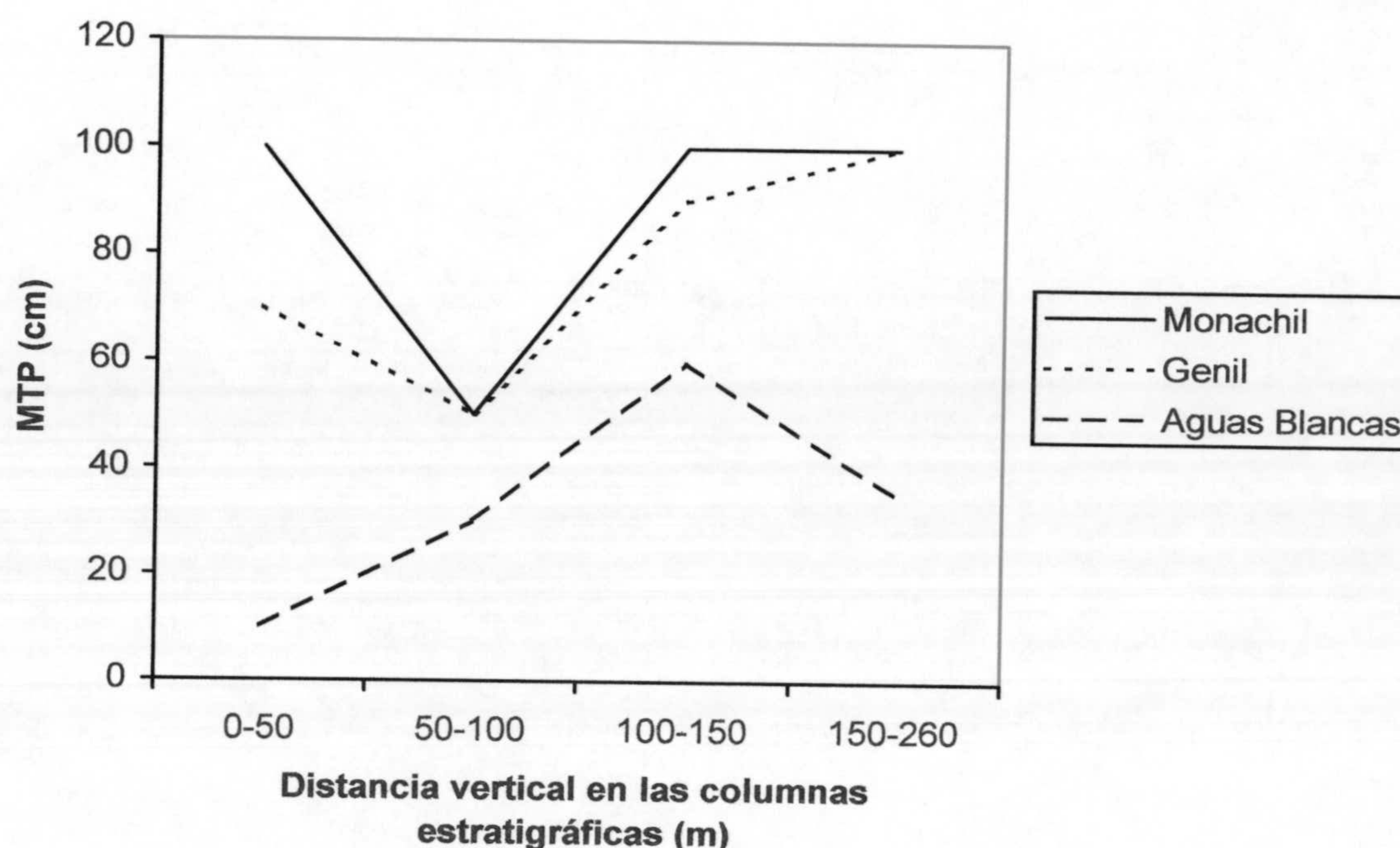


Fig. 20. Evolución del máximo tamaño de partícula (MTP) en la vertical de las columnas estratigráficas de los tres sectores estudiados.

5.1.4.2. Análisis de paleocorrientes

Estas han sido medidas principalmente a partir de la imbricación de clastos. Se observa un cambio gradual en sentido horario de las paleocorrientes medidas en los afloramientos de Embalse de Canales, Pinos Genil y Dúdar. Así, en las secuencias deltaicas inferiores (Embalse de Canales), las paleocorrientes medidas señalan sentidos hacia suroeste. En las secuencias intermedias (Pinos Genil) dominan las paleocorrientes hacia el oeste y, finalmente, en las secuencias superiores (Dúdar, parte media-alta) las paleocorrientes medidas arrojan valores con componente norte, a noroeste. En los afloramientos de Monachil, la gran mayoría de las medidas de paleocorrientes medidas marcan sentidos al oeste en sentido estricto aunque en la secuencia II se reconocen paleocorrientes hacia suroeste.

De todo esto se deduce que los dispositivos deltaicos de Monachil y Genil son independientes, con cuencas de drenaje diferentes, al menos durante el depósito de las secuencias deltaicas intermedia y superiores. A la base, coinciden las paleocorrientes hacia el suroeste, por lo que se podría tratar de un solo cuerpo que tuviera su área fuente en el noreste. El propio relieve generado por el apilamiento de secuencias deltaicas en Monachil pudo influir en el cambio radial hacia el norte del cuerpo deltaico que aparece a lo largo del río Genil (desde suroeste a noroeste). Esto indicaría una posible amalgamación de ambos dispositivos deltaicos.

5.1.4.3. Evolución de las cuencas de drenaje

Las cuencas de drenaje de los deltas estuvieron instaladas fundamentalmente sobre los materiales emergidos del Complejo Nevado-Filábride. Únicamente, al inicio de la sedimentación deltaica en el sector de la Presa de Canales en el área fuente se mezclaban con los materiales del complejo Nevado-Filábride los depósitos calcareníticos con cantos de naturaleza alpujárride de la Unidad estratigráfica previa a los deltas. También al final de la sucesión deltaica, los últimos lóbulos deltaicos situados en el sector de Aguas Blancas tuvieron parte de sus cuencas de drenaje instaladas sobre materiales del Complejo Alpujárride.

Las cuencas de drenaje de los deltas no muestran evidencias de una tendencia a su maduración. Esta, a priori, lógica tendencia es interrumpida con el depósito de los deltas de la secuencia III donde se produce un rejuvenecimiento de las cuencas de drenaje que aportan clastos de baja madurez.

5.1.4.4. Asociaciones de facies

Las facies simples se distribuyen tanto en la vertical como en la horizontal constituyendo asociaciones de facies genéticamente relacionadas (Tabla 4). Estas asociaciones de facies representan las características deposicionales de otros tantos ambientes y medios sedimentarios. A continuación describo las asociaciones de facies más características y su interpretación en término de procesos sedimentarios.

A: Cuñas de gravas

Capas en forma de cuñas con buzamientos de hasta 15° hacia el centro de la cuenca. Disminuyen tanto su inclinación, tendiendo a hacerse horizontales, como su potencia de proximal a distal. Están formadas por conglomerados angulosos, unos pocos están redondeados y con fábricas soportadas por la matriz. Pasan de tamaño cobble a bloques con algunos *outsized* a techo (diámetros de 1 a 2 m) desarrollando gradaciones negativas.

Interpretación: Debris flows poco cohesivos en el frente deltaico proximal.

B: Cuñas de conglomerados imbricados

Apilamiento de cuatro cuerpos conglomeráticos de gradación negativa. De abajo a arriba evolucionan desde cantos redondeados tamaño pebble, a cobbles planares pseudoimbricados hacia el oeste y soportados por la matriz y finalmente, el techo de cada cuerpo está tapizado por grandes clastos algunos de ellos, los del cuerpo superior, con tamaño *outsized*. Los cuerpos tienden a acuñarse hacia el este (sentido proximal) disminuyendo, además de la potencia, el tamaño de los clastos que los forman.

Son interpretadas como barras en la desembocadura de canales distributarios.

C: Lóbulos de gravas

Estas facies están representadas por cantos (*cobbles*) y bloques (*boulders*) desorganizados, con fábrica soportada por la matriz, mal clasificados y con gradación negativa (Fotos 3G, 4B y C, 5A). Aunque la gradación negativa está poco definida, sí es frecuente encontrar los clastos de mayores dimensiones (*outsizeds* con diámetros de hasta 3 m) a techo de estos cuerpos. Lateral y distalmente los conglomerados pasan a arenas masivas con clastos embebidos separadas por un contacto neto.

La geometría de estos cuerpos es lenticular, con muro plano y techo convexo hacia arriba. Sus dimensiones son variables, desde espesores decimétricos hasta los 4 m de altura y desde poca continuidad lateral, inferior a 10 m, hasta varias decenas de metros de continuidad lateral. Estos cuerpos se presentan amalgamados, separados entre sí por discordancias menores (Figs. 21 y 22) o bien aislados entre sedimentos finos.

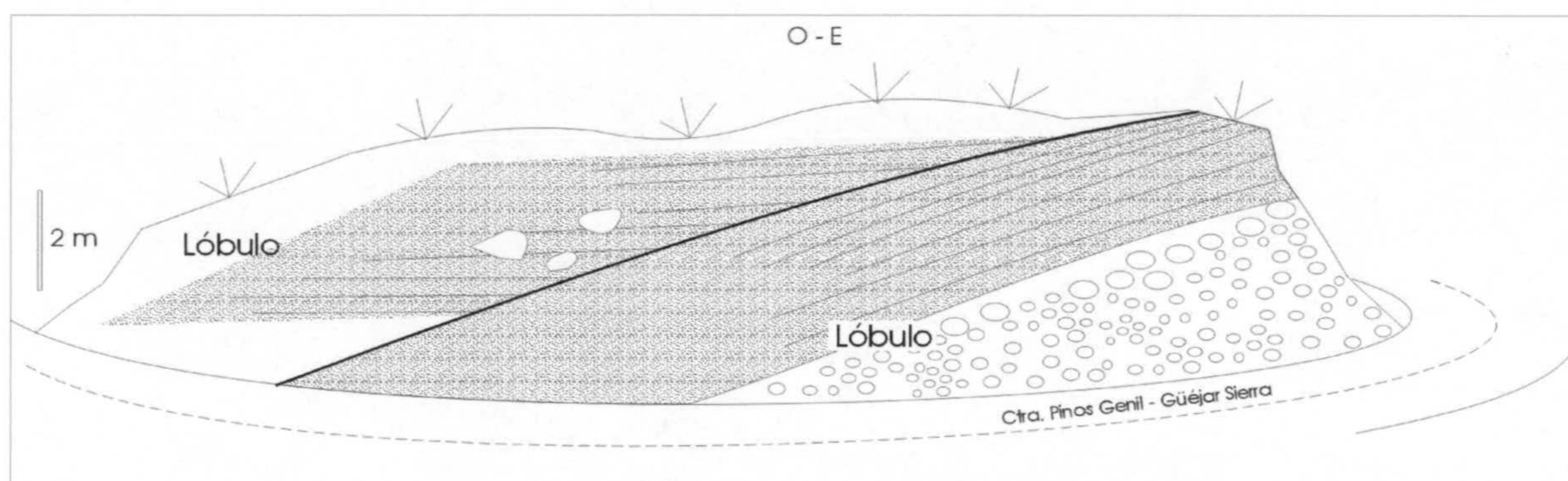


Fig. 21. Esquema de un talud de carretera en el que se reconoce a la derecha un lóbulo de conglomerados en el núcleo y arenas envolviéndolo y la discordancia que lo separa de otro lóbulo amalgamado a la izquierda y del cual sólo se observa la aureola de arenas con algunos clastos embebidos.

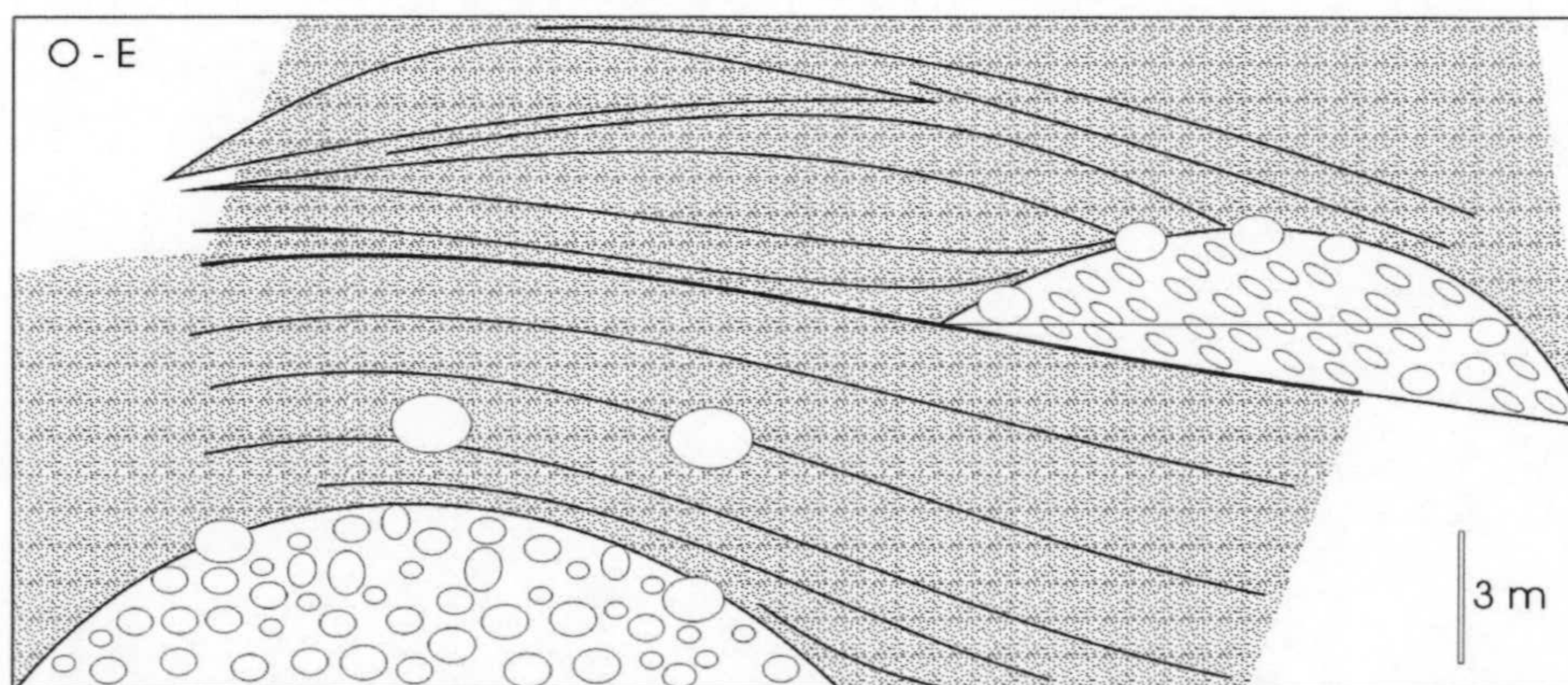


Fig. 22. Lóbulos de gravas aislados entre sedimentos arenosos con diferentes morfologías por adaptación al espacio interlobular. Estos se encuentran 2 km más al oeste que los ilustrados en la anterior figura.

Esta facies es interpretada como *debris flow* poco cohesivos (Nemec y Steel, 1984; Postma, 1986) con un comportamiento inerte en algunas partes (*rigid plug*). El depósito de los cuerpos de mayores dimensiones y más groseros tuvo lugar en sectores proximales o intermedios del frente deltaico. Estos grandes cuerpos son el depósito a partir de flujos de gran competencia, suficiente como para transportar a techo bloques de gran tamaño con diámetros de hasta 2 y 3 m. Los cuerpos de menor escala aparecen en el frente deltaico distal, donde la energía cinética de estos flujos era frenada por el efecto de rozamiento del fondo al disminuir la pendiente. La congelación (*freezing*) de estos flujos, en parte por la cizalla basal produce su gradación inversa.

D: Canales de gravas amalgamados

Aparecen en cuerpos de 1 a 2 m de altura y alrededor de la decena de metros de anchura con bases ligeramente erosivas, canalizadas. Están rellenos de cantos con poca matriz y con mayor madurez textural que las facies de gravas previamente descritas. Los clastos tienen orientación planar y están organizados en secuencias granodecrecientes hacia arriba.

Esta facies se relaciona con flujos fluidales que rellenarían canales submarinos poco erosivos que transportan y distribuyen el sedimento hacia el frente deltaico distal.

E: Capas de arenas y gravas estratificadas

Capas bimodales bien estratificadas formadas por arenas y conglomerados soportados por la matriz con gradaciones de negativas a positiva hacia arriba o únicamente negativas. Los clastos planares y con índices de redondeamiento alto están pseudoimbricados hacia el oeste. Los mayores clastos se dan en la parte alta y al frente de estos depósitos. Base neta.

Son interpretados como flujos laminares, no canalizados, que están en relación hacia zonas proximales con las cuñas de gravas previamente descritas. Su depósito tiene lugar en el frente deltaico distal donde desarrollan gradaciones negativas debido a la cizalla basal por congelación del flujo.

F: Capas de gravas estratificadas

Capas tabulares y bien estratificadas de clastos bien imbricados hacia el oeste con tamaño bimodal y gradación inversa desde pebble a cobble. Los mayores clastos parecen disponerse hacia la cabeza de estos depósitos, además de hacia el techo de los mismos. La fábrica está soportada por los clastos. Estos tienen morfologías tanto planares como redondeados, en ambos casos con madurez textural relativamente alta y bien aparecen imbricados o están dispuestos

paralelos a la estratificación (*layering*). La altura de cada capa es decimétrica y se apilan formando secuencias de escala métrica (5 m) granocrecientes (Fotos 1B y C).

Son flujos expansivos, laminares, no canalizados. Su depósito tiene lugar en frentes deltaicos de alta pendiente (hasta de 30°) lo que hace que la fracción más fina, arenosa, no aparezca y haya sido acumulada en zonas más distales. El origen de la mayor madurez textural de los clastos hay que buscarlo en procesos anteriores a estos flujos que los depositan en el frente deltaico (resedimentaciones, retrabajamiento por parte del oleaje en la llanura deltaica o mayor duración durante el transporte por parte de los canales distributarios).

G: Canales de gravas

En la parte alta de las litofacies arenosas que se describen a continuación aparecen cuerpos de menos de 1 m de altura, base canalizada y poca continuidad lateral (5-15 m) (Fotos 3E y 5B). Los márgenes de estos canales son netos y de pendiente alta. Están rellenos por clastos tamaño guija (*pebble*) organizados en secuencias positivas. Las guijas aparecen soportadas por la matriz, mostrando una débil imbricación que indica sentido de palaeocorrientes hacia el centro de la cuenca.

Representa el relleno por flujos de derrubios poco cohesivos o flujos hiperconcentrados sin apenas turbulencia de pequeños canales subacuáticos (*chutes*, Prior y Bornhold, 1988) a lo largo de los cuales se transporta el sedimento grosero a zonas distales.

H: Lóbulos de arenas masivas

Son arenas masivas que se presentan en forma de cuerpos de altura decimétrica que muestran geometrías variables: Capas tabulares delgadas (espesores entre 10 y 40 cm) de arena fina con una continuidad lateral de varias decenas de metros y, sobre ellos, capas plano convexas hacia arriba de arena media-gruesa, más potentes que las anteriores en el eje central de la capa (50-70 cm) y con menor continuidad lateral que las previas, con valores entre 10 y 15 m. Entre las formas plano-convexas aparecen también arenas con geometrías en cuña o de lentes biconvexas (Fig. 23) (Fotos 3C y 3E). Los cuerpos de arena pueden estar en contacto directo unos con otros o intercalar niveles milimétricos de limos. De forma esporádica aparecen en los bancos de arenas algunos clastos *oversized* con diámetros superiores a la potencia del banco de arena que los alberga (Foto 3D).

Es habitual encontrar estructuras de carga (areniscas almohadilladas) en estos depósitos además de estructuras en llama (*flume*).

Son interpretadas como lóbulos arenosos amalgamados, de manera que las geometrías tabulares representarían cortes distales de los lóbulos mientras que los cortes proximales estarían representados por las geometrías plano-convexas. Las otras geometrías que se han reconocido responden a una sedimentación de compensación que rellena el espacio interlobular. Estos lóbulos de arenas proceden del depósito de corrientes de turbidez de baja concentración.

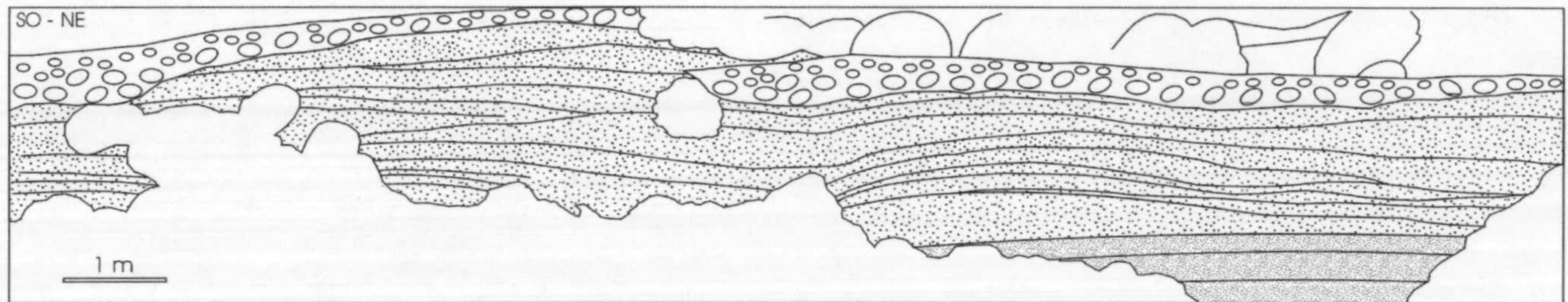


Fig. 23. Dibujo de campo de las secuencias de capas tabulares de areniscas que hacia arriba pasan a geometrías plano – convexas hacia arriba. A techo de las litofacies areniscosas aparecen los pequeños canales de gravas que anteceden a las litofacies conglomeráticas que les vienen encima (estas no aparecen en el dibujo)

Los grandes clastos que aparecen embebidos en las arenas no están relacionados con estos flujos pues, de hecho, hay algunos con tamaños superiores a las capas en las que se encuentran. Su origen hay que buscarlo en los lóbulos de gravas que se dispondrían en posiciones más proximales que las arenas donde son encontrados. Estos clastos han llegado hasta aquí por desestabilización desde el frente o el techo de los lóbulos de gravas. Bornhold y Prior (1990) y más tarde Kim *et al.*, (1995) describen avalanchas de bloques aislados en los depósitos finos del talud deltaico inferior. La desestabilización pudo deberse a procesos de aventamiento (*winnowing*, Postma *et al.*, 1988) a los que fue sometida la matriz de estos depósitos y consiguiente pérdida de cohesión de algunos clastos que rodaron pendiente abajo (*rock fall* o *debris fall* según terminología de Nemec, 1990). Otra hipótesis sería un retrabajamiento del techo de los lóbulos de gravas por parte de la tracción o turbulencia generada por flujos posteriores con suficiente energía como para desgajar algunos clastos y resedimentarlos pendiente abajo. Sin embargo, sobre los lóbulos de gravas siempre aparecen en contacto neto los depósitos autóctonos: limos que evidencian una sedimentación por decantación y algunas intercalaciones de arena fina que no parecen indicar haber sido depositadas a partir de flujos de alto poder tractivo.

J: Alternancias de limos y arenas finas

Consisten en limos y arenas finas masivas. A veces las arenas tienen estructuras de laminación horizontal u ondulada asimétrica como organización interna (Foto 3B). En algunas capas la bioturbación vertical llega a ser abundante.

Se interpretan como el resultado de sedimentación con poca alimentación siliciclástica, de manera que la entrada de las arenas es intermitente, depositándose a partir de flujos tractivos entre capas de limos debidas a decantación.

K: Carbonatos arrecifales

Son capas tabulares de carbonato puntuales y discontinuas de hasta 50 m de longitud y altura inferior a los 2 m (Fotos 2B, C y F). Estos cuerpos se adaptan a la superficie de estratificación del techo de la capa infrayacente, generalmente cuerpos de grandes bloques de grava. Esta circunstancia hace que estén buzando hacia el oeste. Sólo en algunos casos no son paralelos a las capas de conglomerados del frente deltaico infrayacentes sino que se disponen sobre superficies erosivas que cortan esas capas.

Dentro de esta asociación de facies es necesario diferenciar dos tipos:

- a. Armazón arrecifal: Formados esencialmente por corales corresponden a las capas de carbonatos estratigráficamente más altas. Las especies coralinas más abundantes son los *porites* que se sitúan a la base y *tarbellastreas* que se disponen a techo de los anteriores. Se han reconocido hasta cinco cuerpos de carbonatos arrecifales con corales en Monachil (los dos cuerpos más modernos fueron identificados y descritos por Braga *et al.*, 1990) y uno en Pinos Genil (ver los cortes del río Monachil y Genil para su situación). El ángulo de buzamiento original de las primeras es de 8 a 15° hacia el centro de la cuenca.
- b. Talud arrecifal proximal: Capas de gradación positiva que evolucionan de abajo a arriba desde calcirruditas formadas por bloques de coral con grandes ostreidos y bloques de esquistos hasta calcarenitas con lamelibranquios de menor tamaño. En algunos clastos se reconocen huellas de perforaciones por litófagas. Estas capas están armadas sobre grandes bloques de hasta 50 cm de diámetro. El ángulo de buzamiento de estas capas es superior al de las capas que forman el armazón arrecifal y ronda los 25 y 30° hacia el centro de la cuenca.

Se han interpretado como parches arrecifales de coral (Braga *et al.*, 1990) que se desarrollaron cubriendo la pendiente del frente deltaico proximal, de ahí su inclinación. Los parches arrecifales que cortan las capas del frente deltaico infrayacentes es porque estos se desarrollaron sobre algunas de las cicatrices erosivas generadas por procesos de slump.

L: Arcillas rojas

Capas tabulares de arcillas de color rojo muy intenso con huellas de rizocreaciones.

Se interpretan como niveles edáficos dentro de la clasificación de paleosuelos rojos.

Ll: Margas

Lutitas grises con alta proporción de carbonato debido al alto contenido en foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo (Martín Pérez, 1997).

Es interpretada como la decantación de las partículas más finas y precipitación de carbonato inducida por los microorganismos calcáreos en ambientes de cuenca pelágica.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
DELTA	LLANURA DELTAICA	Arcillas rojas (L)		Paquetes tabulares formados por arcillas rojas con huellas de raíces	Paleosuelos
		Canales de gravas amalgamados (D)	Gci	Cuerpos de muro erosivo rellenos de clastos con gradación positiva	Canales distributarios
	FRENTE DELTAICO	Cuñas de gravas (A)	Gmi, Gms	Capas de cuñas que se abren hacia el mar, hacia donde se inclinan; gradación negativa de clastos hasta tamaño bloque, soportados por la matriz	Flujos de derrubios poco cohesivos en el frente deltaico proximal
		Cuñas de conglomerados imbricados (B)	Gp2	Capas con gradación negativa formadas por clastos discoidales inclinados hacia mar formando una difusa estratificación cruzada	Barras de desembocadura
		Lóbulos de gravas (C)	Gmi, Gms, Gmm	Muro plano y techo convexo rellenos por clastos, algunos de diámetros métricos; desorganizados o con gradación negativa. Altura de varios metros y extensión lateral de varias decenas de metros	Flujos de derrubios poco cohesivos congelados en el frente deltaico medio y distal
		Capas de arenas y gravas estratificadas (E)	Gh	Capas bien estratificadas, no canalizadas, generalmente con gradación negativa a la base	Flujos laminares en el frente deltaico distal
		Capas de gravas estratificadas (F)	Gh	Capas bien estratificadas, no canalizadas, generalmente con gradación negativa a la base, clastos bien imbricados hacia mar	Flujos laminares en el frente deltaico medio
		Canales de gravas (G)	Gc	Cuerpos de base erosiva encajados y aislados entre litofacies finos y rellenos por conglomerados	Canales rellenos por flujos de derrubios poco cohesivos o flujos hiperconcentrados sin apenas turbulencia (<i>chutes</i>)
		Lóbulos de arenas masivas (H)	Sm	Lentes plano-convexas de altura centimétrica y extensión lateral de varias decenas de metros formados por arenas masivas con estructuras de carga y algunos clastos de gran tamaño embebidos	Depósitos de corrientes de turbidez de baja concentración y caída de clastos en el frente deltaico medio y distal
		Carbonatos arrecifales (K)	Ca	Cuerpos discontinuos de muro plano y techo irregular convexo; litofacies carbonatadas; bioconstruidos por corales y con ostreidos	Parches de arrecifes de coral
		PRODELTA	Alternancia de limos y arenas finas (J)	Shl	Capas tabulares centimétricas de limos y arenas finas bioturbadas
CUENCA		Margas (Ll)	M	Decenas de metros de espesor, aumentando hacia el centro de la cuenca; fauna de foraminíferos y nanoplancton calcáreo	Decantación de partículas finas en suspensión

Tabla 4. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes y medios sedimentarios diferenciados

5.1.4.5. Análisis secuencial: Secuencias de facies y ambientes sedimentarios

Las asociaciones de facies descritas forman secuencias verticales elementales representativas de diferentes subambientes deltaicos.

5.1.4.5.1. Secuencia de frente deltaico proximal

Cuatro de las asociaciones de facies descritas son las más características en estos ambientes deltaicos: Cuñas de gravas (Facies A), capas de gravas estratificadas (Facies F) y carbonatos arrecifales (Facies K) (Fotos 1B, C y D). Las cuatro se disponen en secuencias cuyas potencias son del orden de 20 m, desarrollan una evolución vertical claramente granocreciente y están formadas por capas inclinadas hacia el oeste. Esta inclinación disminuye en la vertical desde valores de buzamiento de 28 a 30° en las capas estratigráficamente más bajas a 10-15° de inclinación para las capas estratigráficamente más altas. La geometría de esta secuencia de facies es, por tanto, de abanicos de capas que se abren hacia el centro de la cuenca. Esta secuencia de facies está compuesta por capas granocrecientes de 50 cm cada una de ellas formadas por sedimentos que en la vertical pasan de facies F a facies A a techo de las mismas. Los clastos que forman las facies A y C pueden alcanzar los 2 m de diámetro en la parte estratigráficamente más alta de la secuencia de facies. Entre las capas con facies F y las que presentan características de las asociaciones A a veces se reconocen pequeñas discordancias angulares y erosivas. Estas superficies de discordancia ponen en contacto las capas de Facies F con buzamientos de 30°, por debajo, y las capas de facies A con buzamientos de 10-15°, encima de la superficie de discordancia. Esporádicamente, a techo de estas secuencias aparecen carbonatos arrecifales (asociación de facies K). El armazón arrecifal se dispone sobre cuñas de gravas (Facies C) con un ángulo de buzamiento suave hacia el centro de la cuenca. Las capas del talud arrecifal proximal se disponen sobre las capas con facies F que desarrollan mayores ángulos de buzamiento (Fig. 24). A menudo la colonización arrecifal tiene lugar sobre las pequeñas discordancias angulares y erosivas descritas.

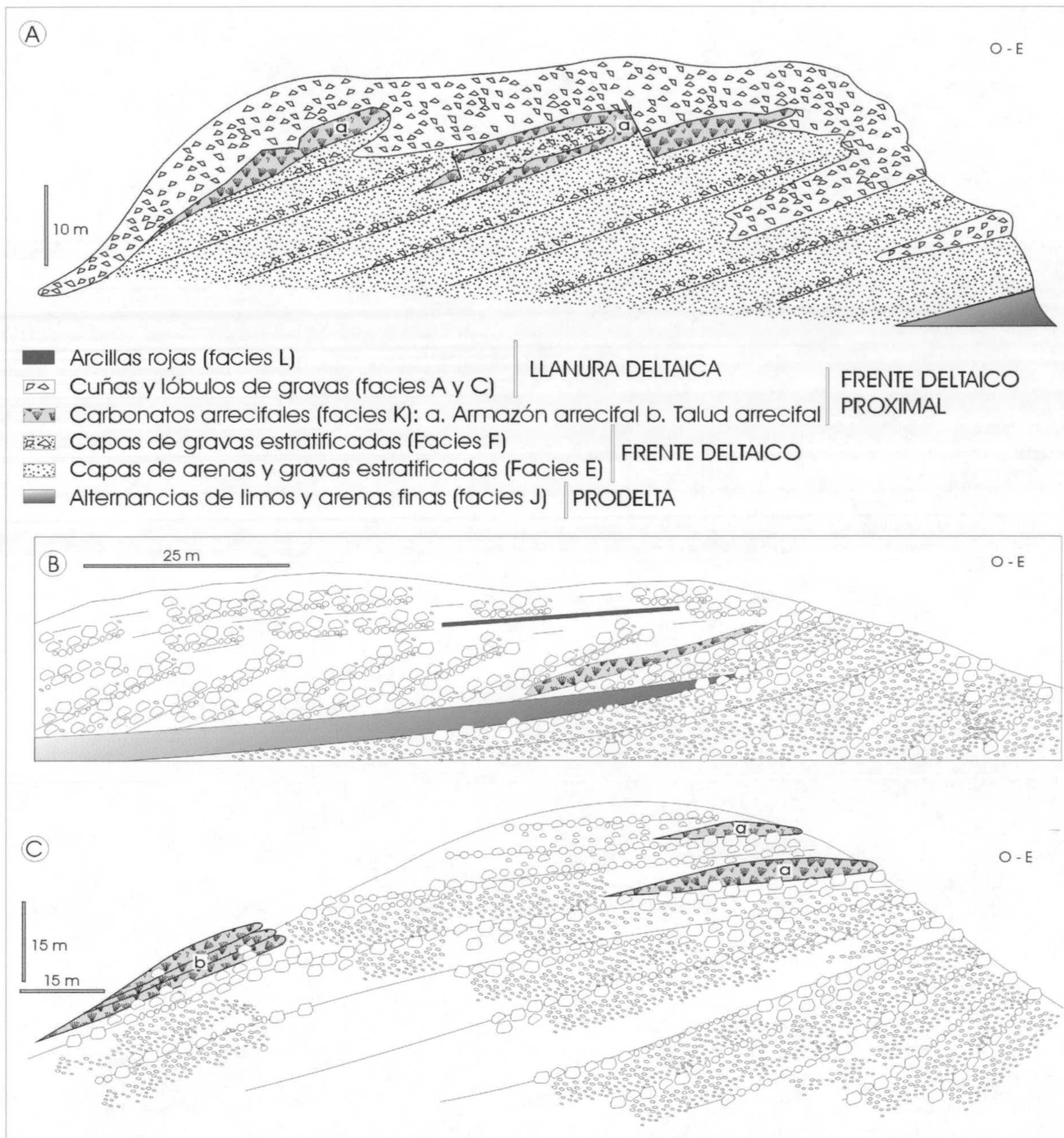


Fig. 24. Esquemas de campo en los que aparecen los parches arrecifales identificados en el corte de Monachil y su relación con otras asociaciones de facies. A. Parches arrecifales de la secuencia deltaica IV sobre el frente deltaico proximal (Foto 2F), B. Parche arrecifal instalado a lo largo del frente deltaico de una de las clinoformas de la secuencia III (Foto 2B) y C. Tres parches arrecifales, dos de ellos representan el armazón arrecifal (a) instalado sobre el frente deltaico proximal-*brinkpoint* y el tercero representa el talud arrecifal proximal (b) de esos mismos cuerpos instalado sobre el frente deltaico de la misma clinoforma sobre la que está instalado el armazón arrecifal inferior en zonas más proximales de la misma.

La secuencia de facies descrita representa la evolución progradante de un lóbulo deltaico. El frente deltaico medio-proximal (representado por la asociación de facies F) con capas muy inclinadas es superpuesto por las capas menos inclinadas, a veces discordante, del *brink point* o transición entre frente deltaico proximal y llanura deltaica (representado por la asociación de

facies C). La poca batimetría de estos de depósitos permite que, aprovechando un cese en el aporte sedimentario, sean colonizados por parches arrecifales (asociación de facies K).

El origen de las discordancias descritas puede ser diferente de unas a otras. Las que se dan dentro de capas de alto buzamiento pudieran corresponder a cicatrices de slump por desestabilización del sedimento debido a la alta pendiente. Otras pueden responder a la dinámica progradante de los deltas que superponen a las capas muy buzantes del frente deltaico proximal las capas menos buzantes y formadas por flujos más energéticos de la transición con la llanura deltaica.

La secuencia de facies del frente deltaico proximal se reconoce en los cortes de Pinos Genil y Monachil. En el corte de Pinos Genil se reconoce en la parte proximal de las secuencias deltaicas estratigráficamente más altas, secuencias III y IV. En el corte de Monachil se reconoce en los sectores proximales y estratigráficamente más altos de las secuencias I a IV (Fig. 25)

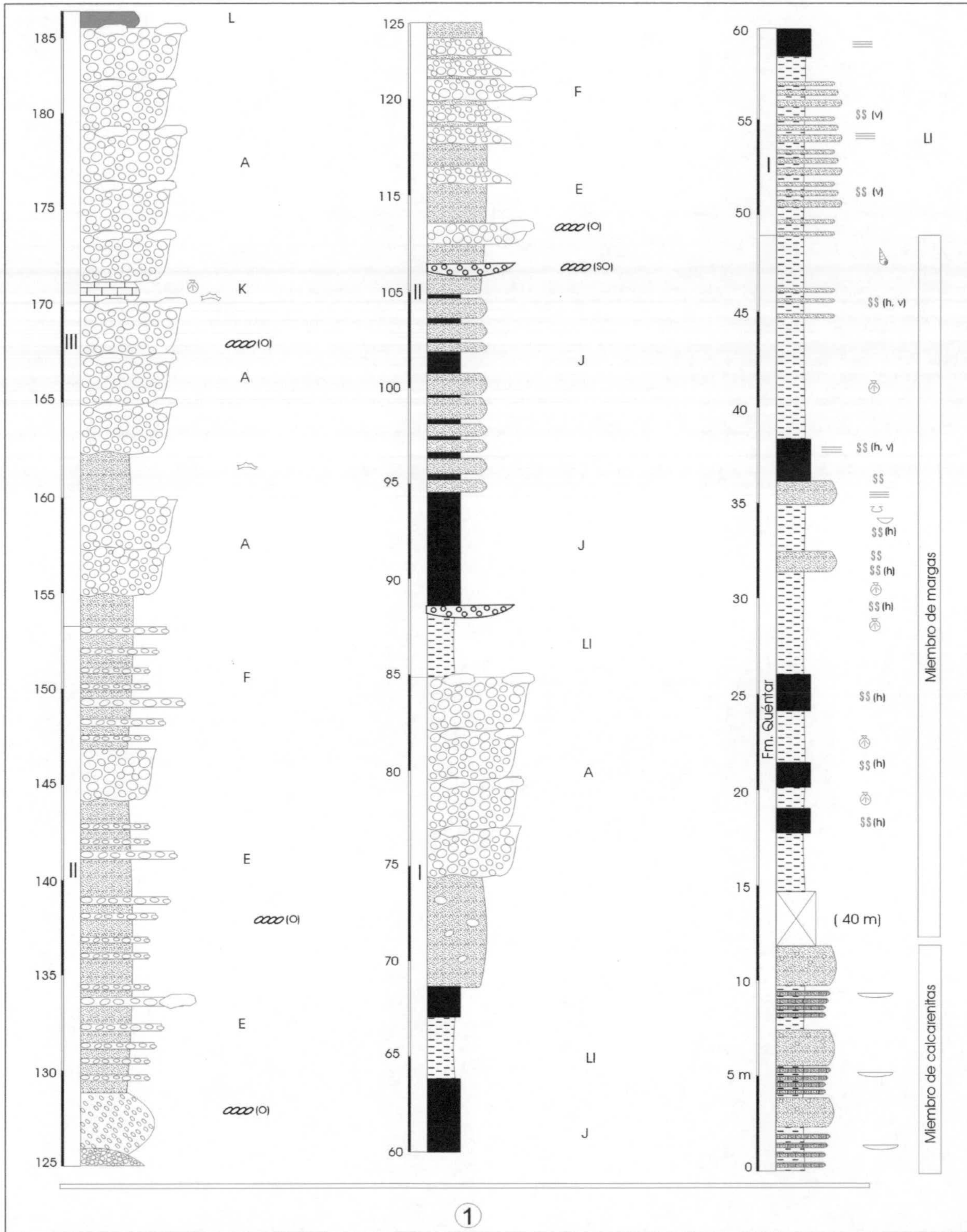


Fig. 25. Columna estratigráfica levantada para las tres primeras secuencias deltaicas (I-III) en el corte de Monachil. Junto a las columnas aparecen algunas de las facies de facies descritas en el texto. La columna se ha levantado para las secuencias II v III a través de los depósitos del frente deltaico proximal (asociaciones E. F. A v K).

5.1.4.5.2. *Secuencia de frente deltaico medio*

La secuencia de facies característica es una secuencia de escala decamétrica, siempre inferior a los 50 m de potencia, que desarrolla una evolución granocreciente. En la secuencia se reconocen de abajo a arriba tres intervalos caracterizados por sus litofacies. El intervalo inferior está formado por litofacies margoso-limosas, el intermedio es eminentemente arenoso y el superior conglomerático (Foto 3A). Las asociaciones de facies que conforman esta secuencia son J, H, D y C. Esta secuencia de facies se reconoce en el corte de Pinos Genil, en el tramo proximal, al este, parte inferior de la columna estratigráfica (Fig. 26) y en el tramo distal, al oeste, a la altura del pueblo de Pinos Genil (Fig. 27).

Litofacies finas: Están representadas por la asociación de alternancia de limos y arenas finas. La evolución en la vertical es grano y estratocreciente desde limos sin alternancia de arenas hasta capas tabulares centimétricas de arenas finas a medias (Facies J).

Litofacies arenosas: Al igual que en el intervalo anteriormente descrito, en este también se reconoce una evolución en la vertical de cuerpos grano y estratocrecientes. La asociación de facies dominante es la descrita como lóbulos de arenas (Facies H). Los lóbulos situados hacia la base de este intervalo tienen geometrías tabulares en afloramiento. Tienen gran continuidad lateral y poca altura (10 a 40 cm), por lo que la convexidad del techo es muy suave. Los que se superponen a estos muestran menor continuidad lateral (10 a 15 m) y mayor potencia (50 a 70 cm), por tanto con techos más convexos. Los lóbulos se amalgaman. Embebidos en las arenas y, de forma puntual, hay clastos, incluso de tamaño bloque cuyo diámetro, hasta de 50 cm, puede superar la potencia de la capa arenosa donde se encuentran inmersos.

Hacia la parte alta de este intervalo aparecen cuerpos descritos en la asociación de facies de pequeños canales de gravas (Facies D). Estos aparecen aislados e inmersos entre los lóbulos de areniscas (Foto 3E).

Litofacies conglomeráticas: Las asociaciones de facies que aparecen en este intervalo son algo más variables que en los anteriores. Todas ellas tienen como rasgo común en contener clastos de tamaños anormalmente grandes (diámetros de 1 a 3 m) en el techo. Las asociaciones de facies que aparecen en este intervalo son las descritas como lóbulos de gravas (es la asociación de facies dominante) (Facies C) y canales amalgamados de gravas (Facies D).

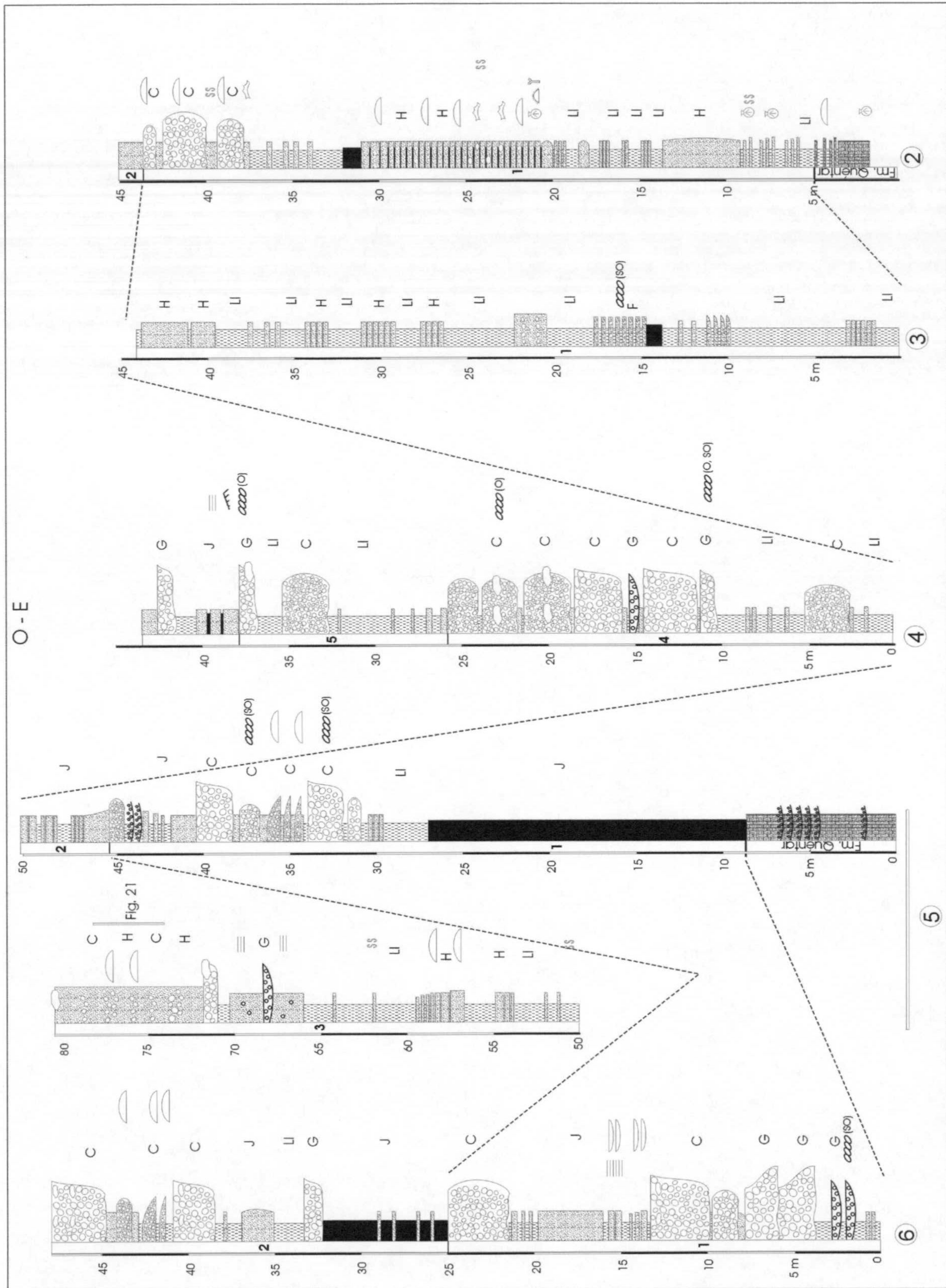


Fig. 26. Columnas estratigráficas proximales de la parte estratigráficamente más baja de la sucesión deltaica. Las asociaciones de facies dominantes son margas (Facies Ll), alternancias de limos y arenas finas (Facies J), canales de grava (Facies G) y, predominantemente, lóbulos de grava (Facies C).

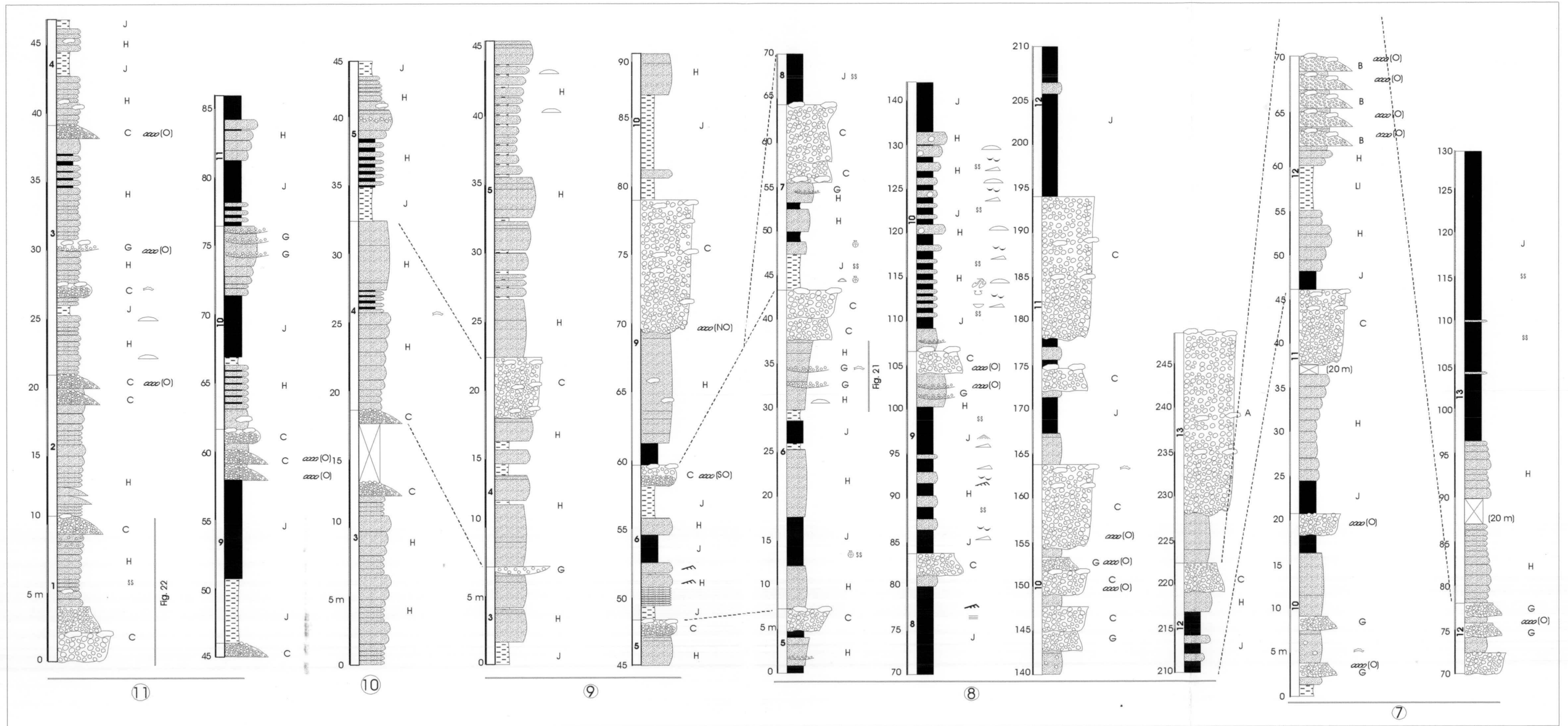


Fig. 27. Columnas estratigráficas levantadas en el tramo distal del corte de Pinos Genil donde varios ciclos granocrecientes de secuencias de frente deltaico medio (columnas 8 a 10) y distal (columnas 11 y 12) se apilan en la vertical. Únicamente el ciclo 13 de la columna 9 representa una secuencia de frente deltaico proximal.

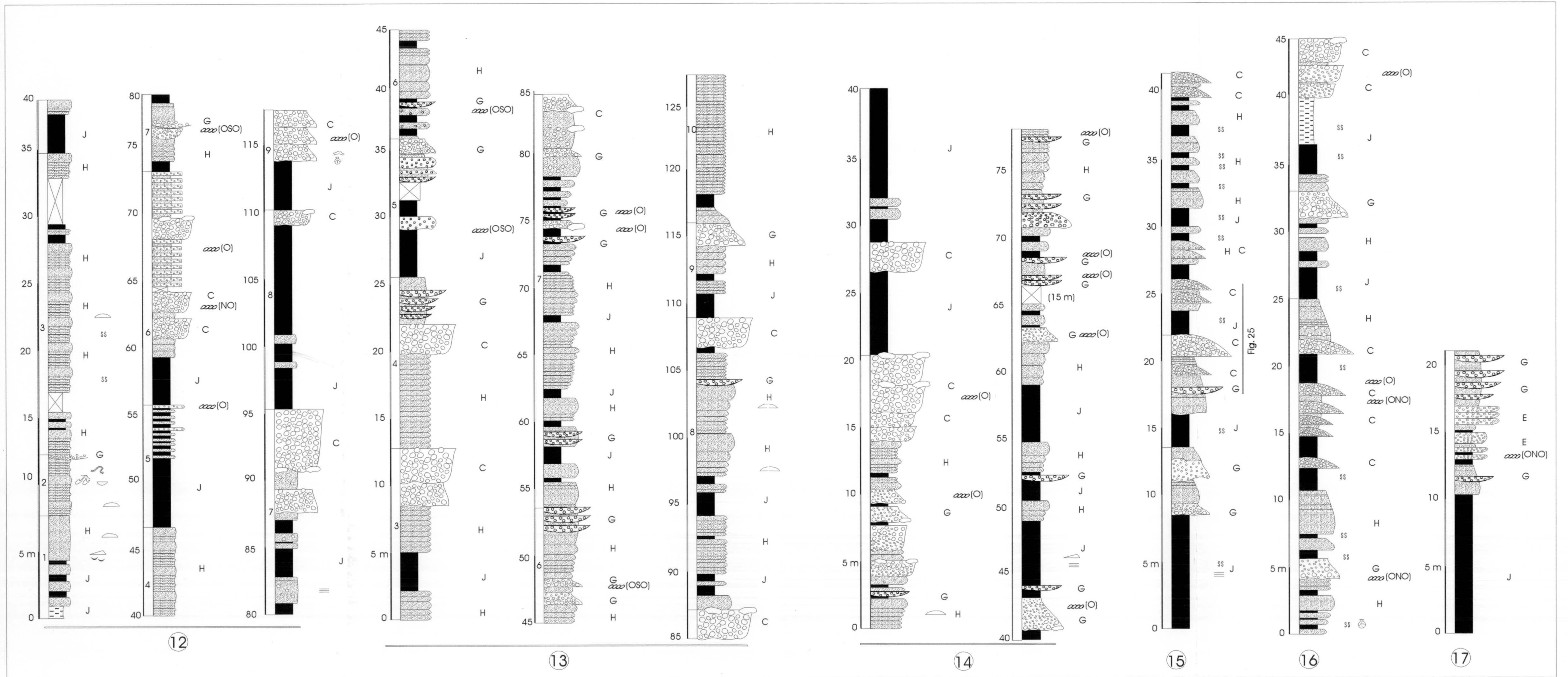


Fig. 28. Columnas estratigráficas levantadas en el corte del río Aguas Blancas, sector representativo de las secuencias de frente deltaico distal.

5.1.4.5.3. Secuencia de frente deltaico distal

La secuencia de facies característica en este sector es muy parecida a la anterior y sólo se diferencia en algunas características. Estas características diferenciadoras son la proporción de litofacies finas y arenosas con relación a las conglomeráticas, mucho mayor en este sector que en el anterior (Fig. 27 –columna 10 y 11-, fig. 28). La asociación de facies descrita como pequeños canales de gravas aparecen en este sector con muros más erosivos y embebidos en los limos y además de en las arenas (Facies G) (Foto 5A). La bioturbación en limos y arenas es más abundante, dominando las de tipo vertical con mayor desarrollo en los limos que en las arenas. Los cuerpos conglomeráticos están mejor definidos en este sector. Aparecen lóbulos de gravas aislados en la parte superior del intervalo de areniscas que desarrollan geometrías adaptativas entre los lóbulos (Facies C) (Fig. 29). Estos lóbulos de gravas son de pequeñas dimensiones: espesores decimétricos y desarrollo lateral inferior a los 10 m. La parte superior de las secuencias está formada por lóbulos de gravas amalgamados que construyen cuerpos de mayor continuidad que los anteriores alcanzando varias decenas de metros (entre 20 y 40 m) y techo ondulado e irregular.

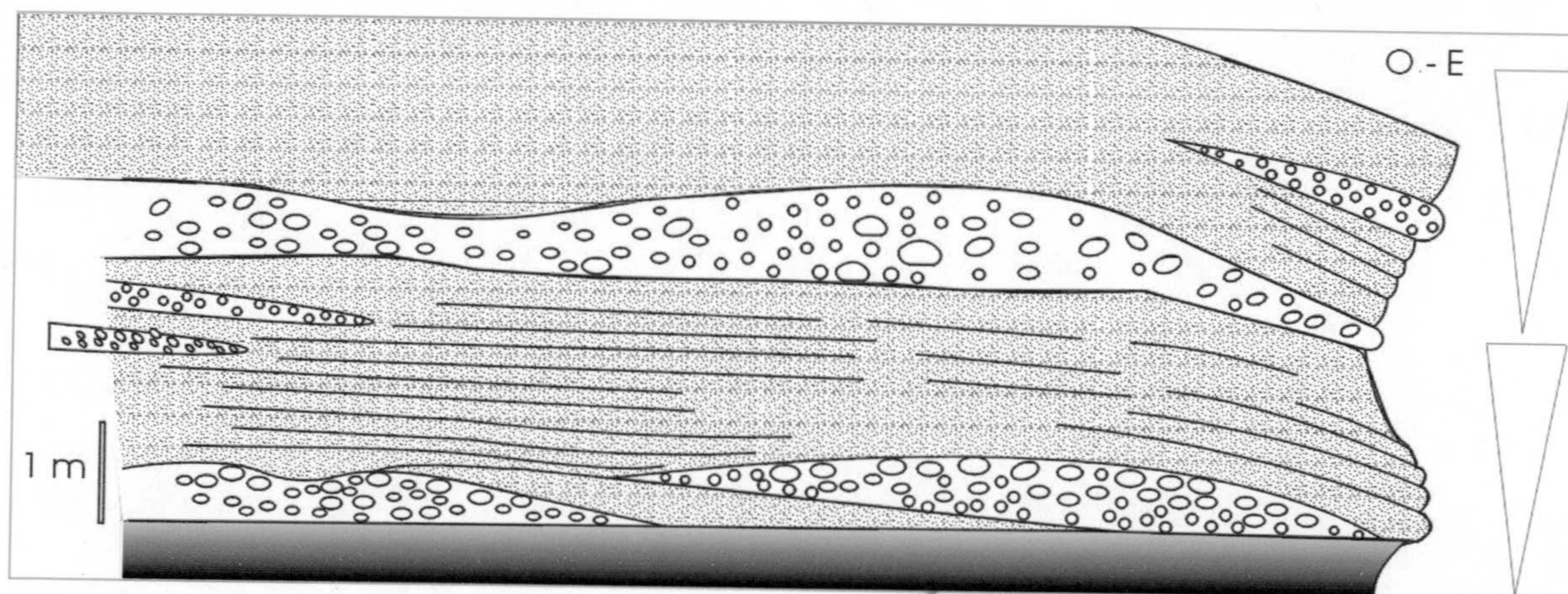


Fig. 29. Secuencias granocrecientes en el frente deltaico distal (Foto 5A). Sobre los limos de la base (Facies J), aparecen intercalados lóbulos de gravas aislados (Facies C) entre areniscas con morfologías adaptativas (Facies H) y a techo de la secuencia un cuerpo de gravas de mayor extensión horizontal formado a partir de la amalgamación de varios lóbulos de gravas (Facies C).

5.1.4.5.4. Secuencia de pequeños deltas Gilbert

Situada estratigráficamente entre los grandes abanicos deltaicos descritos y los abanicos aluviales del relleno continental de la cuenca, se han reconocido unas megaestratificaciones cruzadas. Estas megaestratificaciones cruzadas, la más evidente está situada 1 km al suroeste de la localidad de Dúdar, tienen una altura del orden de 15 m y buzan hacia el centro de la cuenca. En ella se pueden diferenciar tres zonas desde el punto de vista geométrico que son, en la vertical, y de arriba abajo: topset (T), foreset (F) y bottomset (B) (Fig. 30). Entre las capas del bottomset, que al igual que las del topset se disponen horizontales, y las capas inclinadas del foreset aparece un conglomerado basal (C).

Las capas del topset están formadas por canales conglomeráticos de tamaño *cobble* y algunos bloques intercalados con niveles arenoso-limosos con raíces (Facies L). Hacia los foresets disminuye el calibre de los clastos para hacia la parte distal del foreset dominar las areniscas sobre los conglomerados. Estas areniscas, masivas o laminadas, se intercalan en los bottomset con limos. La fauna que aparece en las areniscas (briozoos, algas rojas y corales ahermatípicos) es netamente marina.

Las litologías de los clastos son fundamentalmente esquistos de naturaleza Nevado-Filábride y calizas brechificadas y mármoles de naturaleza Alpujárride.

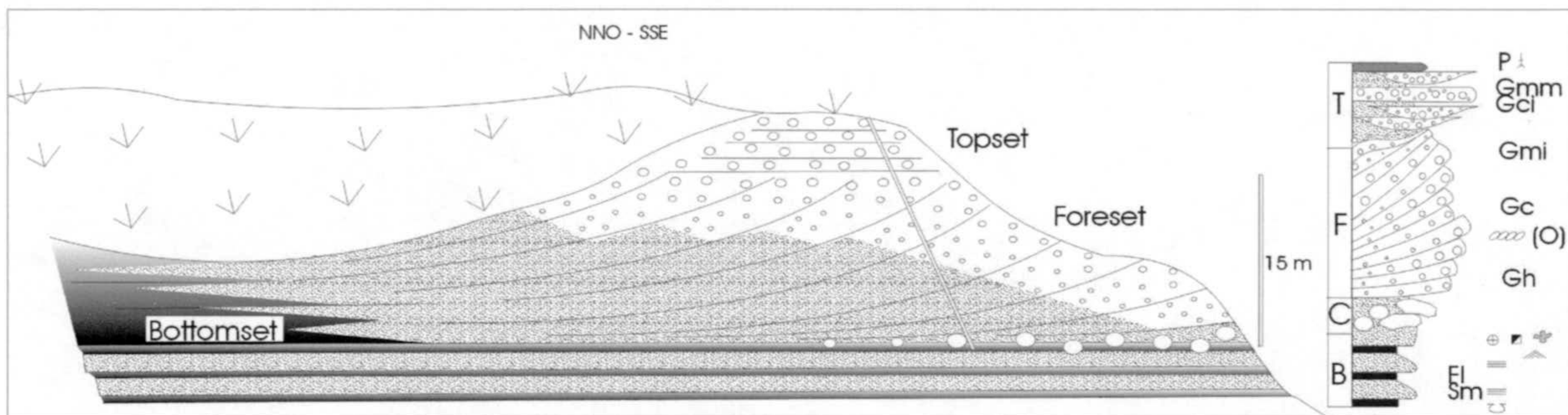


Fig. 30. Dibujo de afloramiento realizado a partir de la foto 5C de un pequeño lóbulo deltaico con geometría de tipo Gilbert y la columna estratigráfica donde aparecen algunas de las asociaciones de facies descritas en el texto (T: topset; F: Foreset; C: Conglomerado basal; B: Bottomset).

5.1.4.6. Modelo sedimentario de los deltas

Los deltas del borde nordeste de la cuenca de Granada son deltas de grano muy grueso. Las características sedimentarias de los depósitos deltaicos (grandes clastos, generalmente de baja madurez textural y mineralógica, dominio de flujos de derrubios poco cohesivos, ...) indican una alimentación, a excepción de para la última secuencia

deltaica, desde abanicos aluviales. Según esto, los dispositivos deltaicos de las secuencias I a IV se clasifican dentro del grupo de abanicos deltaicos. Desde el punto de vista de la profundidad del mar y del tipo de cuerpos sedimentarios, los deltas de las secuencias I y II se clasifican como deltas de aguas profundas de tipo canal-lóbulo. Los pequeños lóbulos deltaicos con los que finaliza la sedimentación deltaica marina en la cuenca de Granada (Secuencia V) pertenecen al grupo de deltas con geometrías tipo Gilbert. La mejor organización de las facies de estos deltas, el menor tamaño de grano y la mayor madurez de los clastos son más propios de sistemas alimentadores, en este caso, fluviales. En ambos casos, el aporte de sedimento era tan importante comparado con la acción de los agentes de cuenca, que apenas hay rasgos en los sedimentos deltaicos que indiquen la influencia de las olas y corrientes marinas.

Al frente deltaico proximal llegan flujos de derrubios poco cohesivos a partir de los flujos hiperpícnicos que aportan los distributarios. La intermitencia de estos flujos permite la colonización de algunos de sus depósitos, si las condiciones de luz y profundidad son favorables, de parches arrecifales de coral (Fig. 31). Estos se forman sobre el *brink point* y frente deltaico proximal indicando aguas cálidas. La alta pendiente de los depósitos hace que se desestabilicen parte de ellos dejando cicatrices de slump. Algunos de los parches arrecifales, en concreto, el más joven de los que aparecen en el corte de Monachil, colonizan esas cicatrices de slump, de ahí la discordancia angular que lo separa con los depósitos inmediatamente por debajo.

Los flujos con menor eficiencia depositan su carga más grosera en el frente deltaico intermedio. Este depósito lo hacen en forma de grandes lóbulos de gravas que se amalgaman. Estos flujos con poco transporte conservan la matriz confiriéndoles una gran competencia como para depositar a techo bloques de tamaño anormalmente grandes. Se trataría de flujos hiperconcentrados, entendidos estos como flujos de derrubios poco cohesivos pero con alta densidad (en el sentido de Mutti *et al.*, 1996). La congelación rápida de estos flujos favorece la gradación negativa. Parte de la fracción arena se deposita en posiciones distales en forma de lóbulos o adaptándose al espacio interlobular. El depósito de los lóbulos de gravas y arenas es intermitente favoreciendo entre ellos la sedimentación por decantación de la fracción fina del sedimento y el desarrollo de bioturbación en estos sedimentos.

Los canales que aparecen intercalados puntualmente entre las arenas representan *gullies* que transportan flujos que con la interacción con el agua pendiente abajo adquieren mayor eficiencia y son transportados hacia el frente deltaico distal. Adquieren

una mejor clasificación y organización, al tiempo que sufren una transformación hacia flujos menos cohesivos y de menor tamaño de grano. Estos flujos menos cohesivos y con mayor eficiencia en el transporte llegan hasta el frente deltaico distal. La disminución de la pendiente hace que los flujos reduzcan su energía cinética y depositen su carga en forma de pequeños lóbulos. Como ocurría en el frente deltaico intermedio, estos flujos se congelan por efecto de la cizalla basal que genera una gradación negativa en los lóbulos. Al contrario de los lóbulos de gravas que aparecen en partes más altas del frente deltaico, aquí los lóbulos aparecen aislados separados por sedimentación de arenas. Únicamente se amalgaman hacia el techo de las secuencias. Esto ocurre pues el aumento de aportes al delta hacia el final de cada una de estas secuencias también propicia que aumente el número de flujos que pueden transportar su fracción grava hasta las partes más distales del frente deltaico.

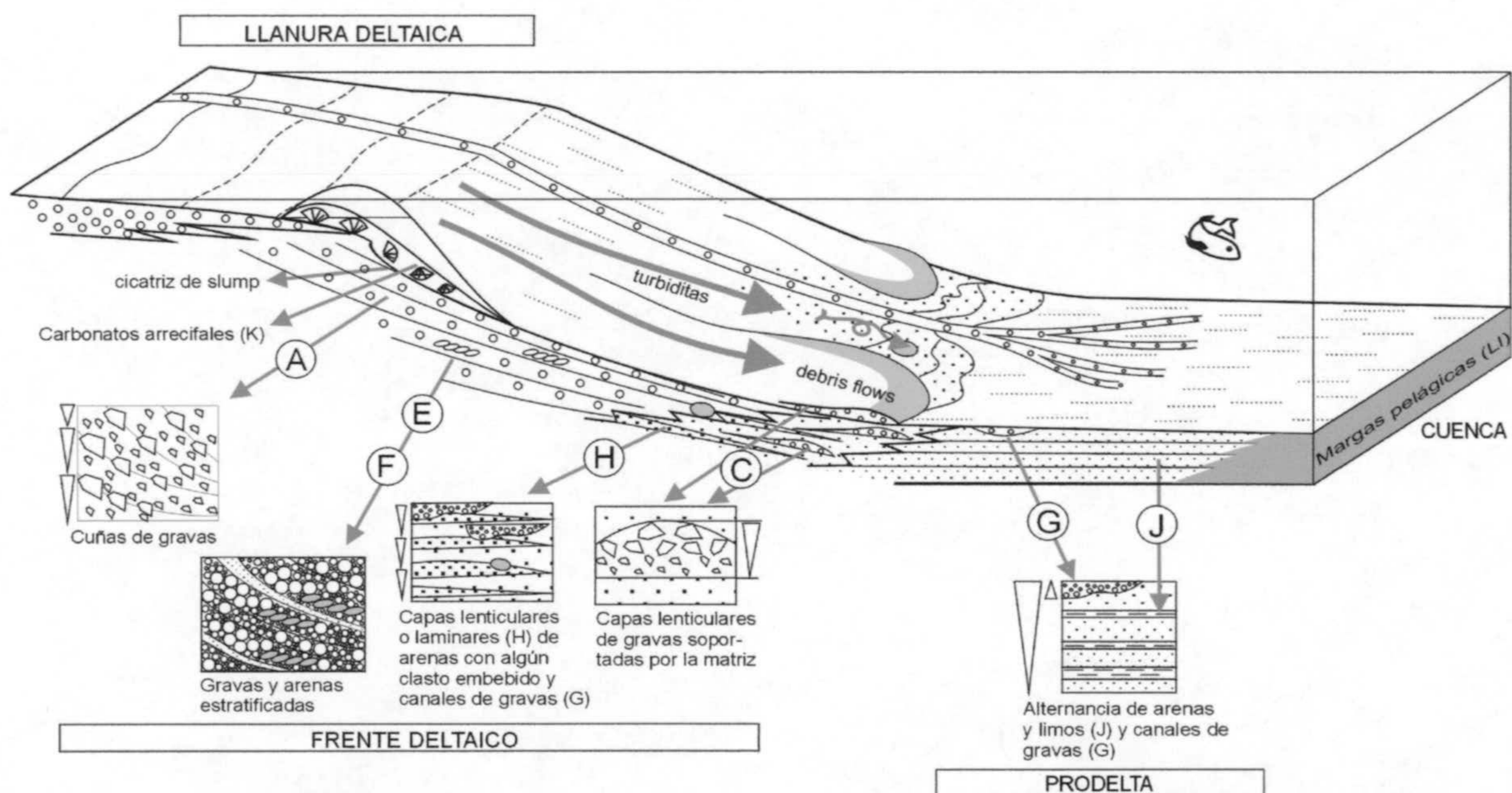


Fig. 31. Modelo sedimentario de los deltas donde se muestran algunas de las asociaciones de facies descritas en el texto.

5.1.5. RELACIÓN ENTRE ESPACIO DE ACOMODACIÓN (BATIMETRÍA) Y APORTES

5.1.5.1. Patrón de apilamiento

La secuencia deltaica I tiene una neta evolución progradante con un desplazamiento horizontal desde la primera hasta la última clinoforma deltaica de 1,5 km. La profundidad del mar donde se produjo la progradación de esta secuencia deltaica se ha estimado a partir de la diferencia de altura de las clinoformas entre la superficie de biselamiento basal sobre la que migran y la parte superior donde las clinoformas tienden

a horizontalizarse y se instalan los primeros parches arrecifales. Esta diferencia de altura es de 200 m, por lo que la batimetría del mar donde migraron estos deltas debió no ser muy superior a ese valor ya que los parches arrecifales se desarrollaron en condiciones marinas muy someras. En este caso, la ratio entre espacio de acomodación y la distancia progradada es de 1:7,5.

La secuencia deltaica II se superpone en la vertical a la I poniendo en evidencia una tendencia agradacional. En este caso, la diferencia de altura entre las capas del prodelta y las de la llanura deltaica es netamente inferior y, por extensión, la profundidad del mar donde migraron estos deltas. La profundidad del mar para la secuencia II debió ser del orden de los 65 m. El recorrido en horizontal entre la primera y última de las clinofomas deltaicas es de 75 m. La relación entre el espacio de acomodación y aportes de sedimento es de aproximadamente 1:1.

La tendencia agradante de la segunda secuencia deltaica respecto a la primera es interrumpida por las secuencias III, IV y V cuya evolución es de nuevo netamente progradante. El recorrido en la horizontal de la progradación de la secuencia deltaica III es de 250 m y otros tantos para la progradación de la secuencia deltaica IV. La cuantificación de la progradación de los deltas de la secuencia V no es posible conocerse pues no aflora su continuación hacia el centro de la cuenca más allá de los 30 m de progradación. En las primeras clinofomas deltaicas de la secuencia III se ha reconocido un parche arrecifal que ha colonizado el techo de una de las clinofomas deltaicas a lo largo del frente deltaico. Esto es indicativo de un mar poco profundo, probablemente con batimetrías no superiores a los 15 m. Sin embargo, la altura de las nuevas clinofomas deltaicas construidas en la progradación hacia el oeste de los deltas aumentan claramente su altura. Finalmente, la diferencia de altura entre las capas horizontales del topset y las del bottomset de los lóbulos deltaicos con geometría tipo Gilbert de la secuencia V indican profundidades marinas del orden de los 10 y 15 m. Para estas 3 últimas secuencias deltaicas, la relación entre la profundidad del mar donde migraron y el recorrido horizontal de los deltas pudo mantenerse constante. En este caso, la relación sería del orden de 1: 12.

De las relaciones entre espacio de acomodación y aporte de sedimento, reflejado este último en la migración en la horizontal de las clinofomas deltaicas se desprende que a lo largo de la sucesión deltaica, a excepción de para la secuencia II, el volumen de aporte de sedimento excedió al espacio de acomodación. Esto motivó la arquitectura eminentemente progradante, es decir, de construcción eminentemente horizontal de los

sistemas deltaicos y la trayectoria casi horizontal, ligeramente descendente, de la línea que une los *brink points*, a veces marcados por parches de corales, de las cliniformas deltaicas (Fig. 32).

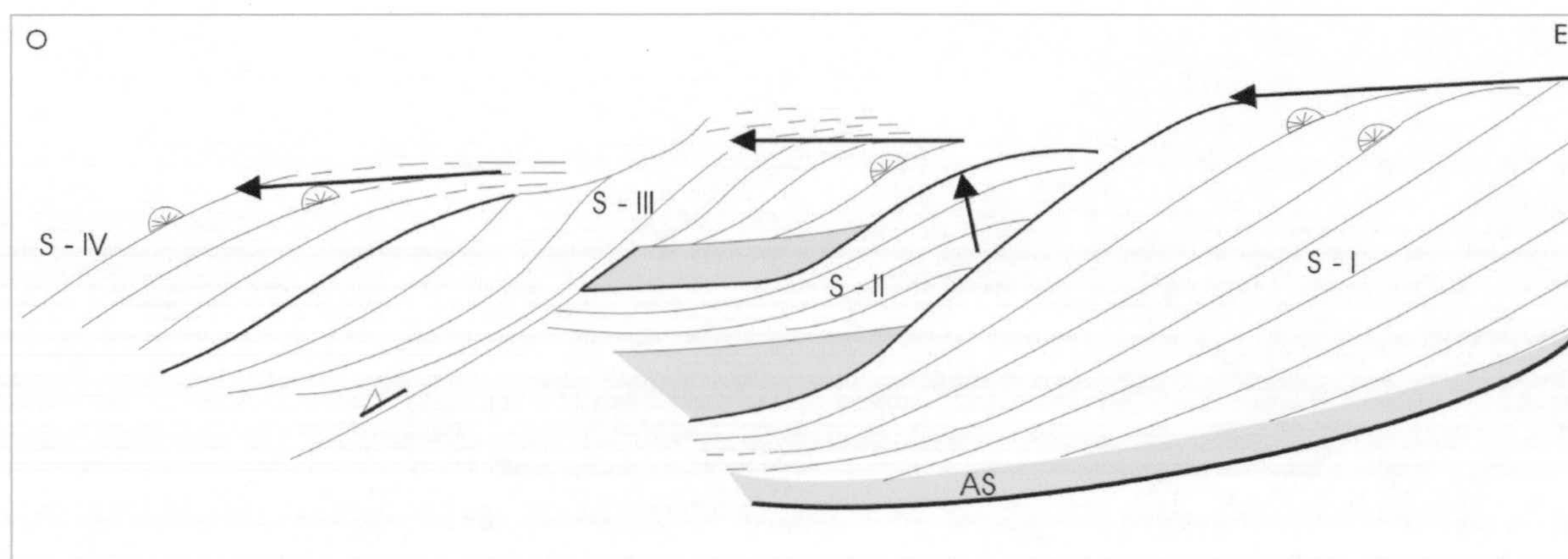


Fig. 32. Trayectoria de los *brinkpoints* o puntos de ruptura entre la llanura y frente deltaico para las cliniformas de las cuatro secuencias deltaicas (S-I a IV) del corte de Monachil. (AS – Abanicos submarinos)

5.1.5.2. Migración de la línea de costas

En el corte de Monachil se puede hacer una estimación del desplazamiento horizontal y vertical de la línea de costas desde el inicio hasta el final de la sedimentación deltaica. Los parches arrecifales que se desarrollan sobre las cliniformas de algunas de las secuencias deltaicas reflejarán la posición aproximada de la línea de costas. Los depósitos de la llanura deltaica que afloran para algunas de las secuencias deltaicas, algunos de estos depósitos en facies continentales, nos han permitido precisar la posición aproximada de la línea de costas.

El desplazamiento en la horizontal de la línea de costas desde la primera a la última cliniforma deltaica aflorante o, lo que es lo mismo, la regresión normal producida por la progradación total de los sistemas deltaicos es de, al menos, 3 km. La diferencia de cota entre los diferentes parches arrecifales es indicativo de la diferencia de altura del nivel del mar para el momento en el que se desarrollaron ya que no media entre ellos ninguna falla. La cota topográfica a la que se sitúa el parche arrecifal más antiguo es la más alta y la del parche arrecifal más moderno la más baja. La diferencia de cota entre uno y otro y, por extensión, entre el nivel del mar durante el desarrollo del primero y el nivel del mar durante el desarrollo del último es de 35 m (Fig.). Los parches arrecifales intermedios ocupan alturas intermedias y siempre descendentes desde los más antiguos a los más jóvenes. Atendiendo a la posición de los parches arrecifales y la posición del *brinkpoint* (punto de ruptura entre llanura deltaica y frente deltaico) el nivel del mar

entre el final de la sedimentación de la secuencia deltaica I y el comienzo de la secuencia deltaica III es de unos 6 m. Entre el comienzo de la secuencia deltaica III y el primer parche arrecifal de la secuencia IV es de 12 m y, finalmente, la diferencia de altura del nivel del mar entre el primer y último parche arrecifal de la secuencia IV es de 17 m.

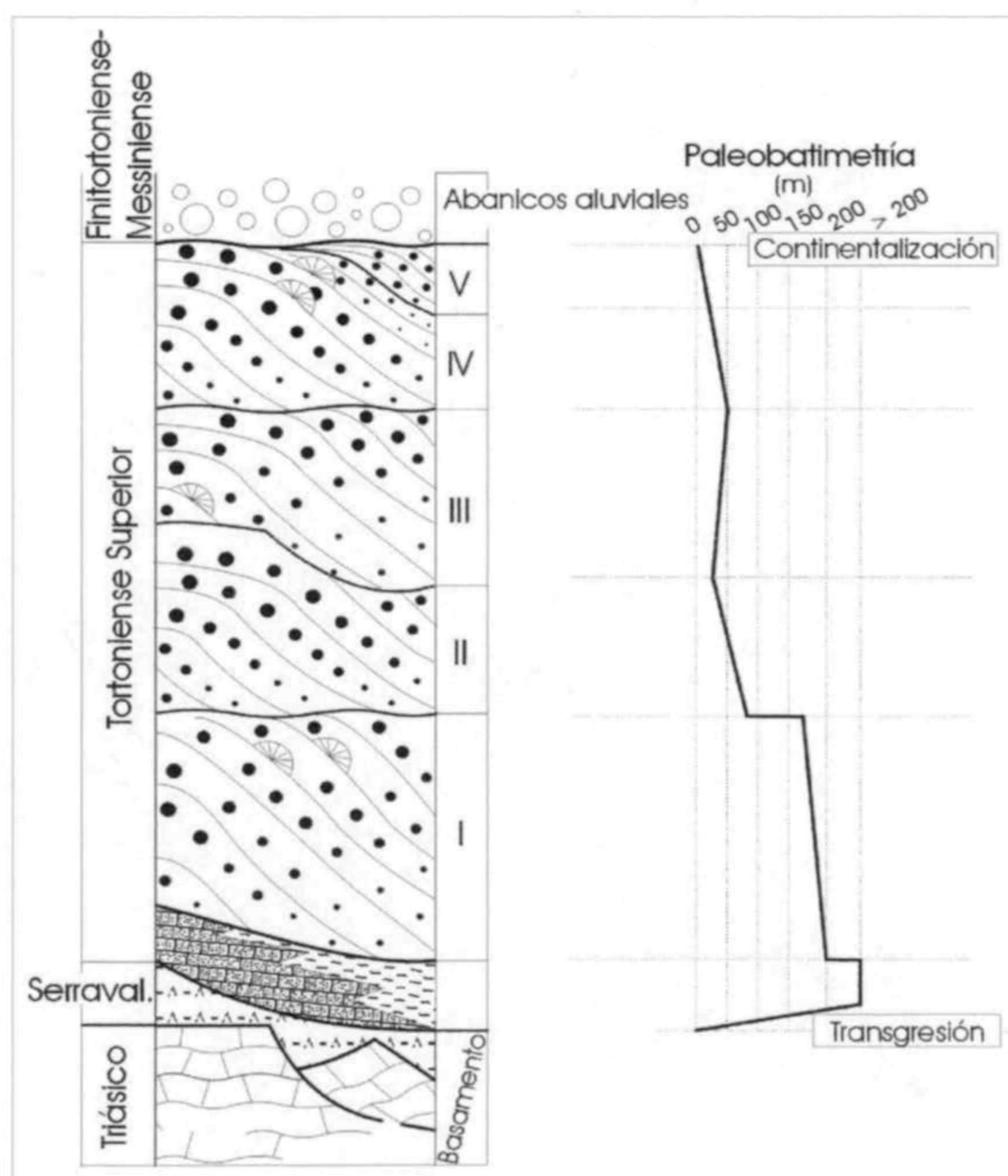
La línea que une los puntos de ruptura entre llanura y frente de los deltas de las diferentes secuencia es descendente, en general, hacia la cuenca desde la primera hasta la última secuencia deltaica (Fig.). Este descenso es muy suave pues en una distancia en la horizontal del orden de 3 km sólo ha descendido en la vertical unos 35 m. La pendiente media de esta línea (altura:desplazamiento horizontal) es de 1:100 descendente hacia el oeste.

5.1.5.3. Evolución de la batimetría del margen de la cuenca a lo largo de la sucesión deltaica

La batimetría de la cuenca se ha estimado de forma aproximada a partir de la altura de las cliniformas deltaicas entre la llanura-frente deltaico proximal que situaría la posición del nivel del mar y el prodelta que marca la posición del fondo del mar. Los capas de la llanura y frente deltaico proximal que se han utilizado para posicionar el nivel del mar son los paleosuelos desarrollados en la llanura deltaica subaérea y los parches de corales que evidencian profundidades muy someras. Los depósitos del prodelta están representados por capas subhorizontales de litofacies finas formadas por limos y arenas.

Las profundidades marinas estimadas para cada una de las secuencias deltaicas son, por orden de más antigua a más moderna (I a V): 200, 65, 15, 25 y 10 m, respectivamente (Fig. 33). La diferencia de profundidad entre la primera y última secuencia deltaica es del orden de los 200 m. Esto implica que, si el descenso vertical del nivel del mar entre una y otra secuencia es de tan sólo 35 m, ha debido producirse un ascenso relativo del fondo del mar.

Fig. 33. Curva de variación de la profundidad del mar donde se depositaron las cliniformas de cada una de las cinco secuencias deltaicas (I-V).



5.1.6. TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

Las siguientes estructuras tectónicas y tectonosedimentarias han sido reconocidas en los materiales de la sucesión deltaica estudiada indicando una actividad tectónica coetánea al depósito de los mismos.

La parte estratigráficamente más baja de la sucesión deltaica hacia el borde de la cuenca, tramo proximal del corte de Pinos Genil, está plegada. Los ejes de estos pliegues, de radio decamétrico, tienen orientaciones de nordeste a suroeste. Sobre estos materiales plegados se depositan en discordancia angular y erosiva las clinofomas progradantes, sin plegar, de la secuencia deltaica I.

Esta etapa de plegamiento obedece a esfuerzos compresivos dirigidos desde sureste a noroeste. Esta etapa es la causante de los pliegues que aparecen a la base de la sucesión deltaica y de la discordancia entre los depósitos de abanicos submarinos y la primera secuencia deltaica. Probablemente, relacionado con ella se produjo la emersión de los sectores más proximales de la unidad estratigráfica anterior a los deltas y su consiguiente erosión. Durante esta etapa compresiva, los materiales del núcleo de Sierra Nevada, Complejo Nevado-Filábride, se levantaron de forma diferencial respecto a los que bordean la sierra, Complejo Alpujárride. Esto lleva a que la primera secuencia deltaica, al contrario de lo que ocurría hasta este momento, tenga el área fuente instalada en los materiales Nevado-Filábride. Los materiales del complejo Alpujárride permanecerían sellados por los primeros depósitos deltaicos o sumergidos bajo el nivel del mar; pero en cualquier caso no estarían sometidos a erosión hasta el momento en que se deposita la última secuencia deltaica.

Esta etapa de plegamiento fue la causante del cambio en la dirección de la migración de los deltas desde suroeste, hacia donde migraban los deltas que alimentaban los sistemas de canal.-lóbulo submarino de la base de la sucesión deltaica, hasta oeste hacia donde migraron los dos grandes dispositivos deltaicos de Pinos Genil y Monachil.

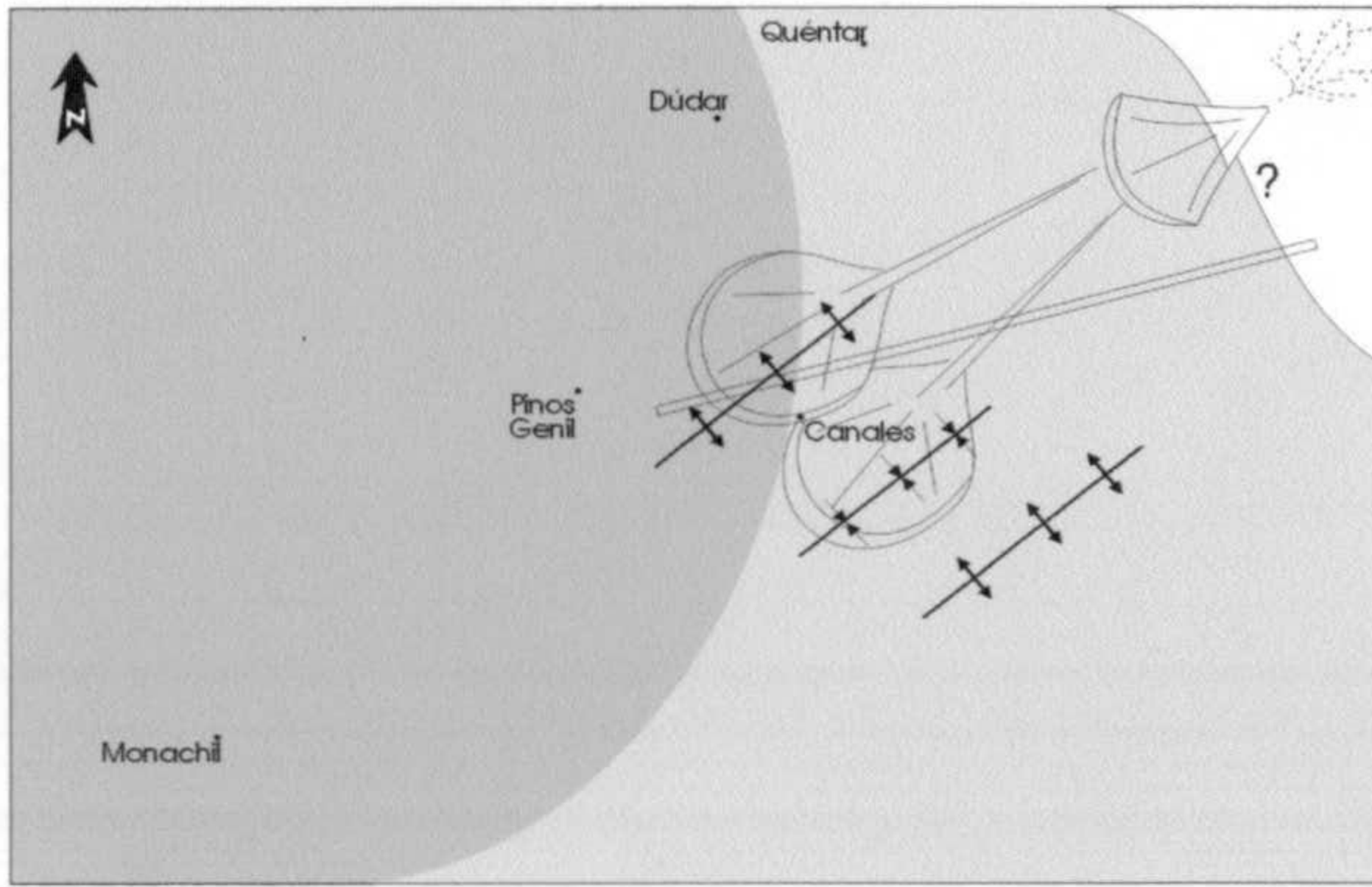
5.1.7. PALEOGEOGRAFÍA

Los primeros dispositivos deltaicos migraron desde el nordeste hacia el suroeste sobre los sistemas de plataforma epicontinentales de la unidad estratigráfica precedente. Sistemas deltaicos adosados a un borde de cuenca de alto gradiente y batimetría de varias decenas de metros de profundidad alimentaron sistemas de canal-lóbulo submarino. El plegamiento de los depósitos de estos deltas produjo el levantamiento del borde con la consiguiente reducción de la profundidad. Consecuencia de este

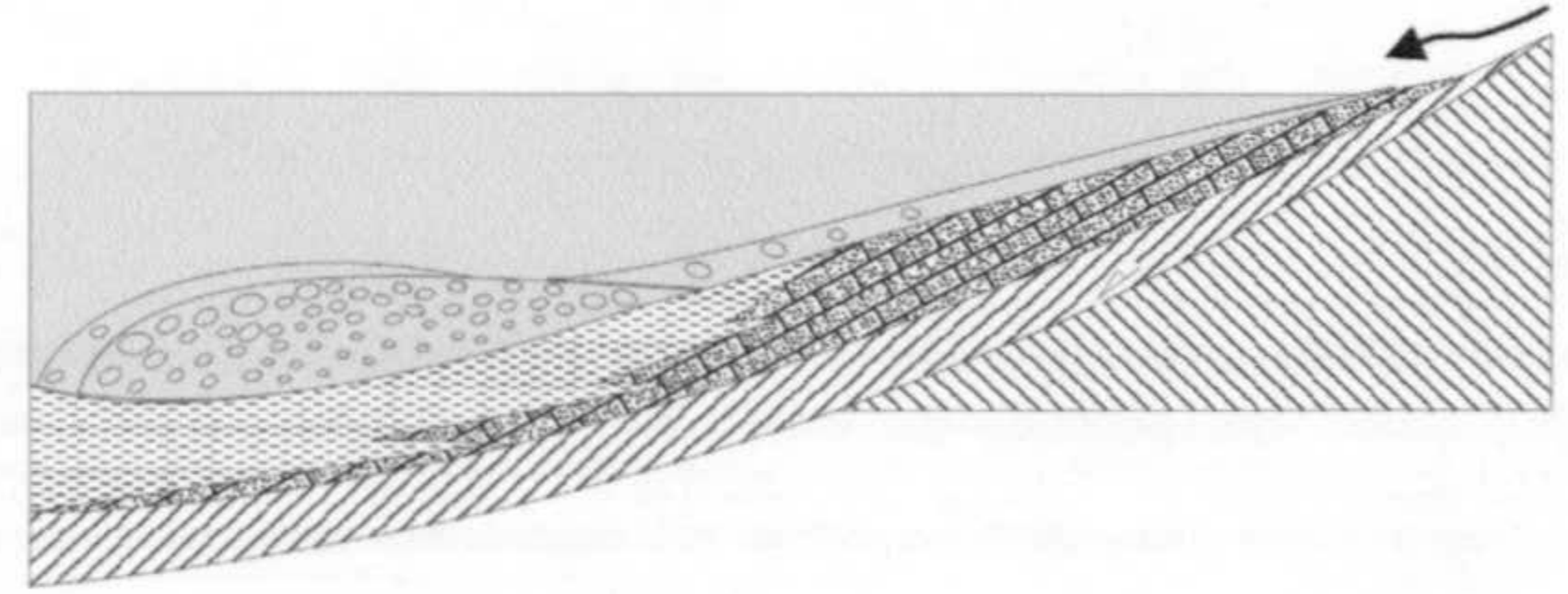
levantamiento, se desarrollaron dos dispositivos deltaicos que ocupan los actuales valles de los ríos Genil y Monachil.

Los abanicos deltaicos, Monachil y Genil, progradaron hacia el oeste el primero mientras el segundo cambió ligeramente su dirección de progradación desde oeste a noroeste (Fig. 34). El diámetro de estos dispositivos es del orden de 5 km, por lo que debieron amalgamarse. En ambos casos, tras una progradación neta hacia el oeste de 2 km (Secuencia deltaica I), se produce el apilamiento en la vertical en una evolución agradante de la segunda secuencia deltaica. El espacio de acomodación que quedó tras colmatarse parte del existente por el depósito de estas secuencias, fue relleno por lóbulos deltaicos de menor altura (Secuencia III). La disminución del espacio de acomodación y el aumento o conservación de los aportes sedimentarios dio lugar a la evolución netamente progradante de esta secuencia. Al igual que en la secuencia I, en esta secuencia deltaica se desarrollan parches arrecifales que en este caso sitúan la línea de costas 500 m más al oeste que el primer parche arrecifal registrado. En el sistema deltaico de Monachil, una cuarta secuencia deltaica prograda hacia el oeste. En el frente deltaico de este cuerpo deltaico se forman los dos parches arrecifales de coral con mejor desarrollo de toda la sucesión deltaica. En su progradación hacia el centro de la cuenca, esta secuencia deltaica colmata el espacio de acomodación ocupado por el mar y se produce la continentalización en este sector. Esta misma evolución se registra en el sistema deltaico de Genil, donde un parche arrecifal se dispone sobre la última secuencia deltaica de este sector. Únicamente en el sector más occidental, en el de Aguas Blancas, se depositan pequeños lóbulos deltaicos con geometría de tipo Gilbert. Estos depositan su carga en un mar residual que, en este sector, tiene una profundidad no superior a los 15 m que es la altura máxima de las clinoformas deltaicas. La fauna marina encontrada en estos cuerpos deltaicos atestiguan su carácter marino e invalida la posibilidad de que este cuerpo deltaico progradara en un medio ya de tipo lacustre. Cuando se depositaron estos pequeños cuerpos deltaicos, los materiales del complejo Alpujárride estaban emergidos y exhumados pues aportaban clastos a estos deltas, algo que no ocurría desde la base de la sucesión deltaica, únicamente alimentada por clastos de naturaleza Nevado-Filábride. La exhumación de los materiales del complejo alpujárride implica un ensanchamiento de la zona de levantamiento de los relieves de Sierra Nevada desde el núcleo hasta el borde de la sierra.

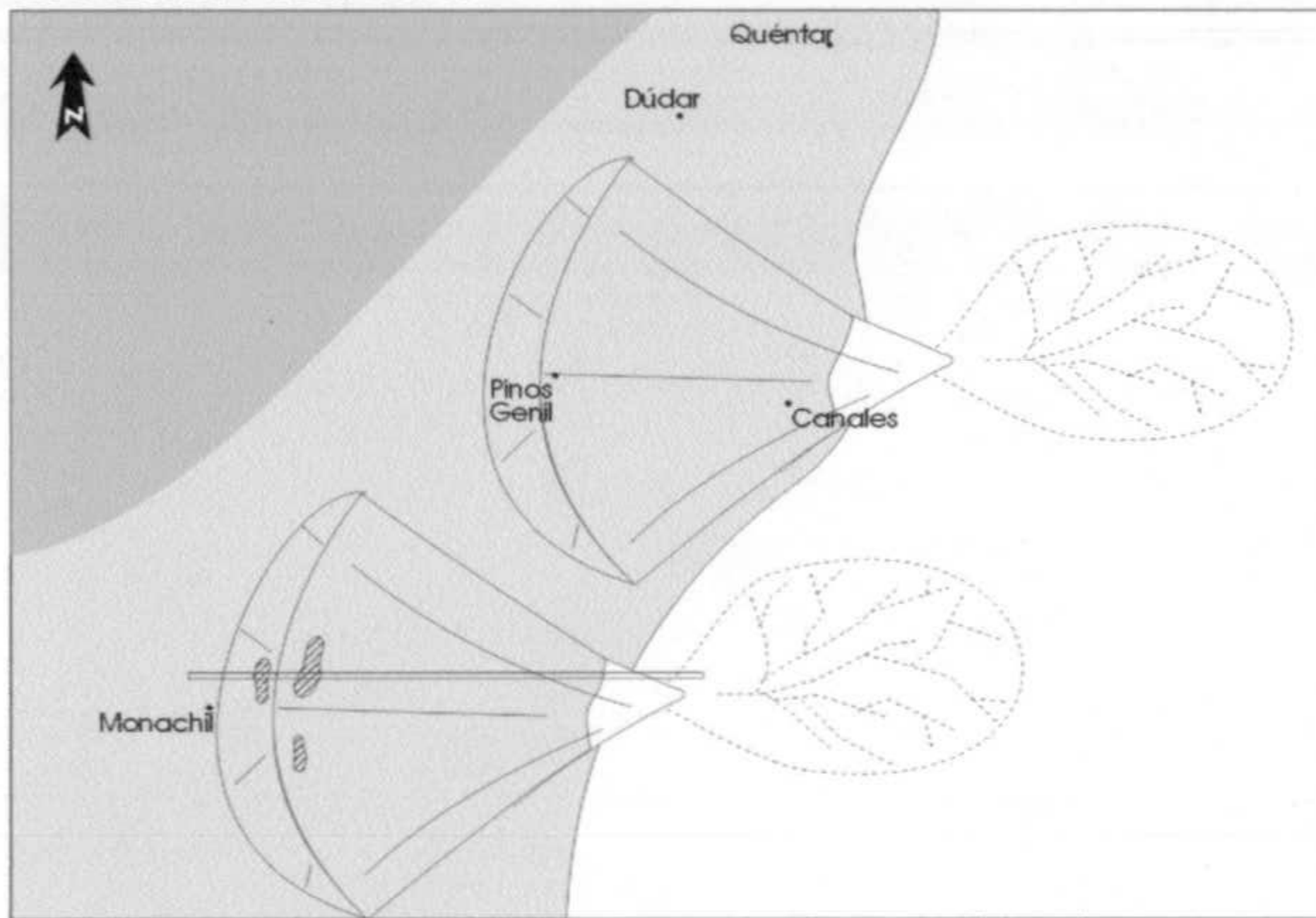
ABANICOS SUBMARINOS



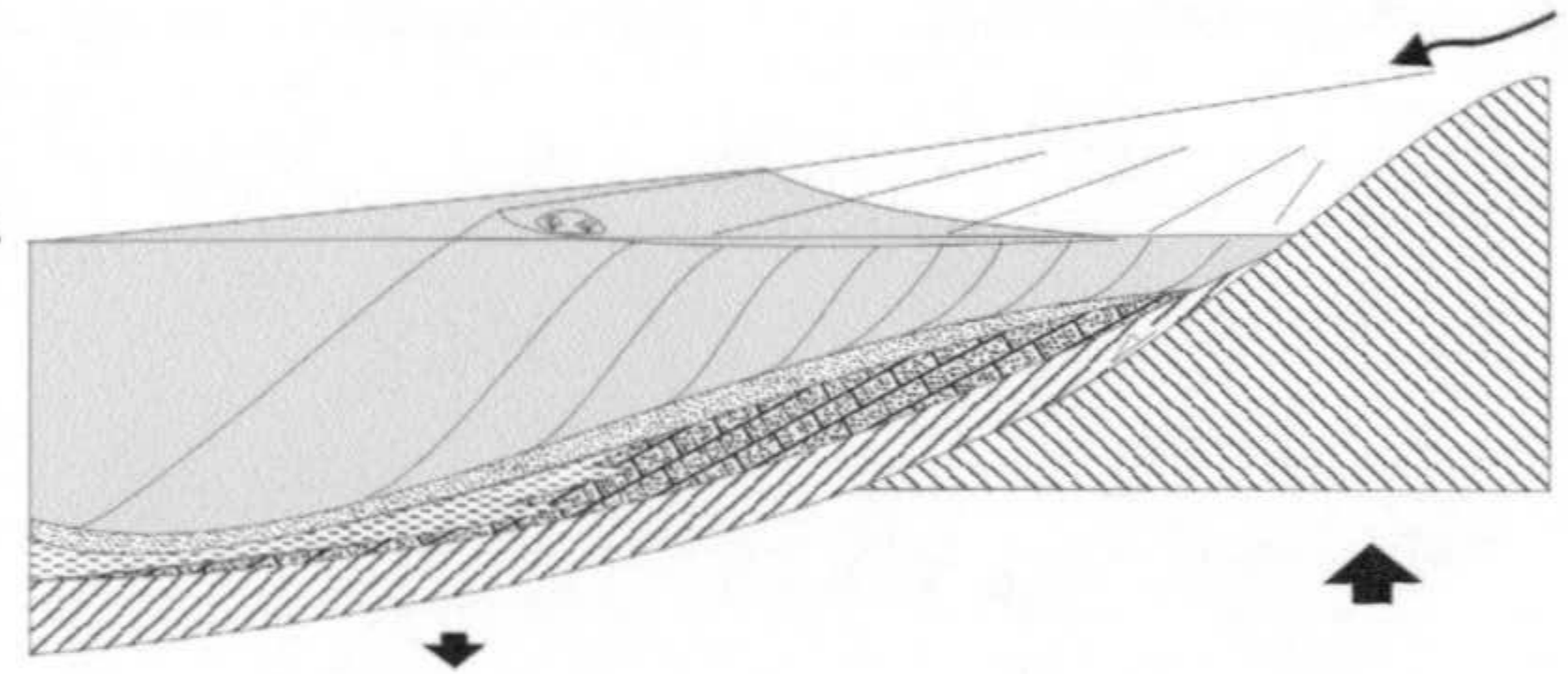
n.m.



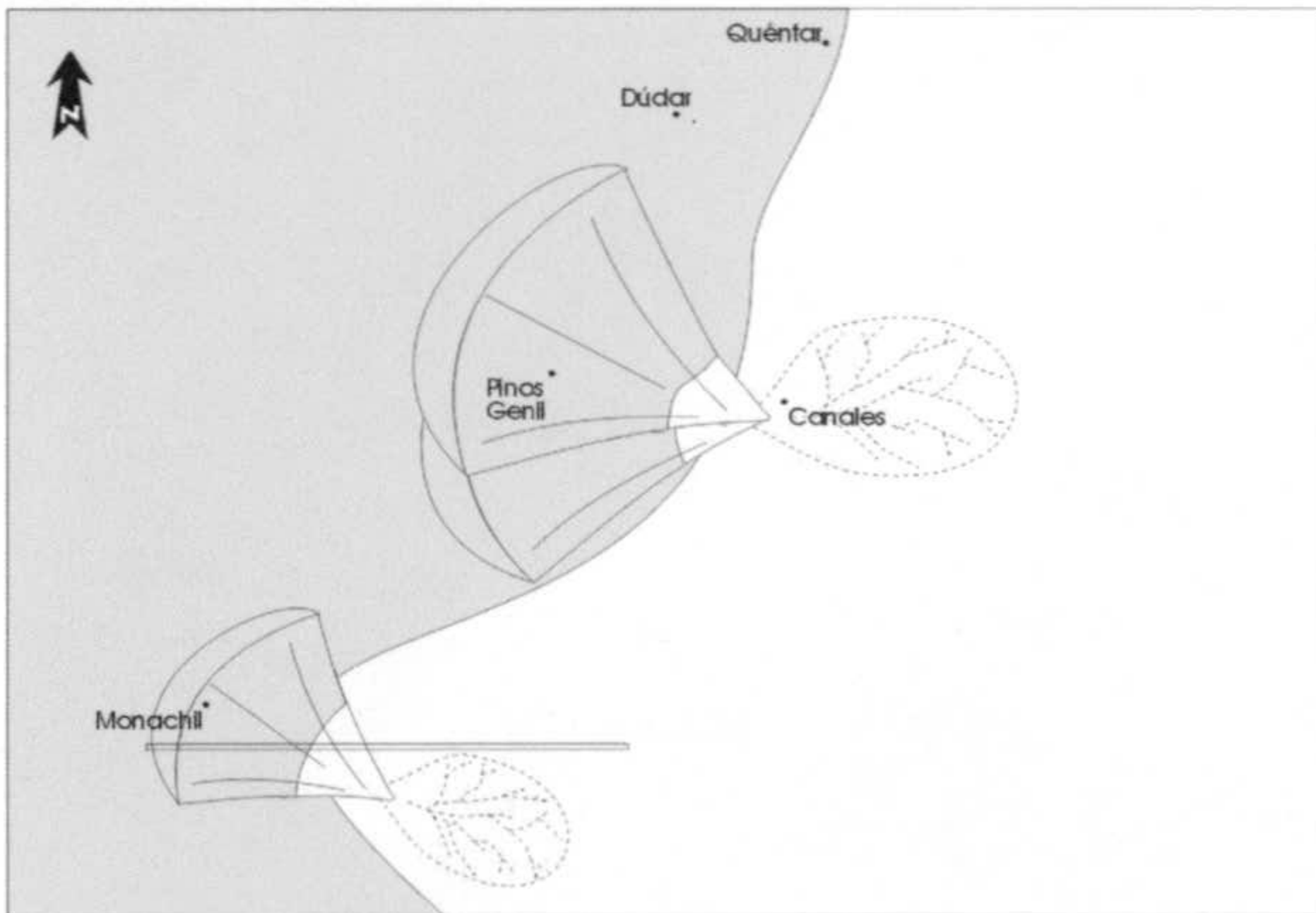
SECUENCIA DELTAICA I



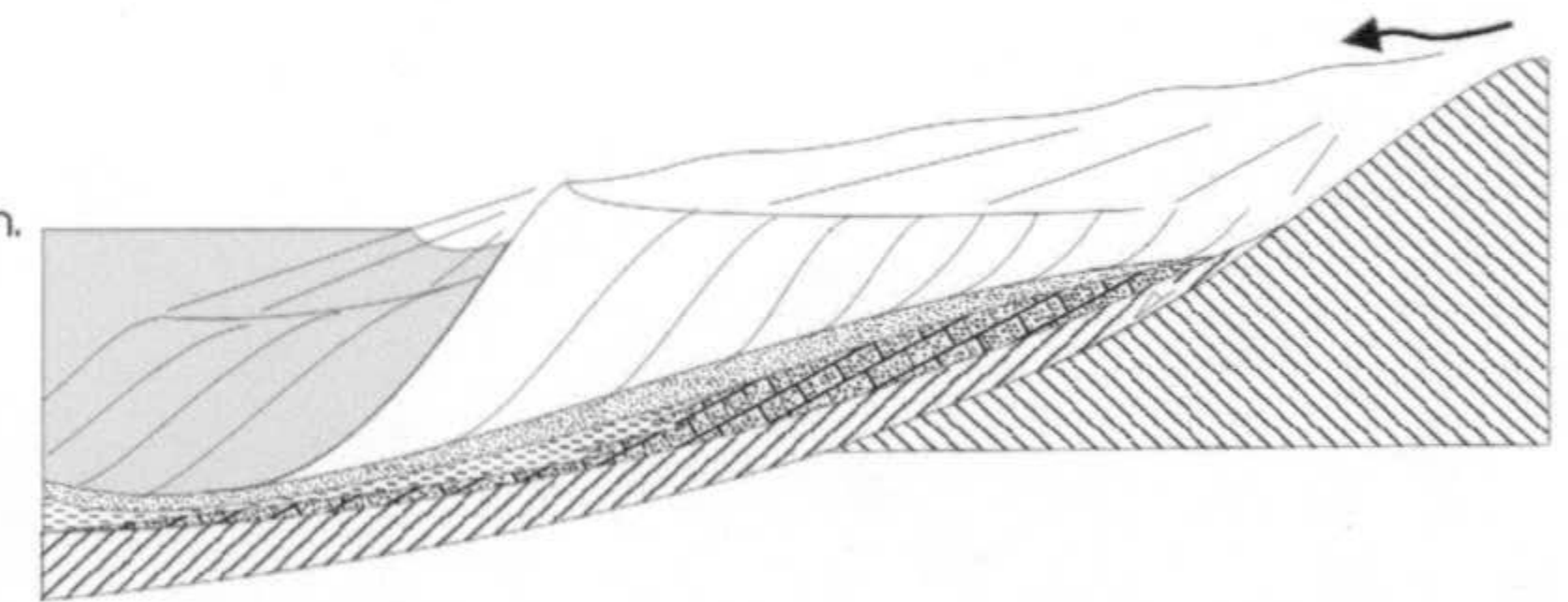
n.m.



SECUENCIA DELTAICA II



n.m.



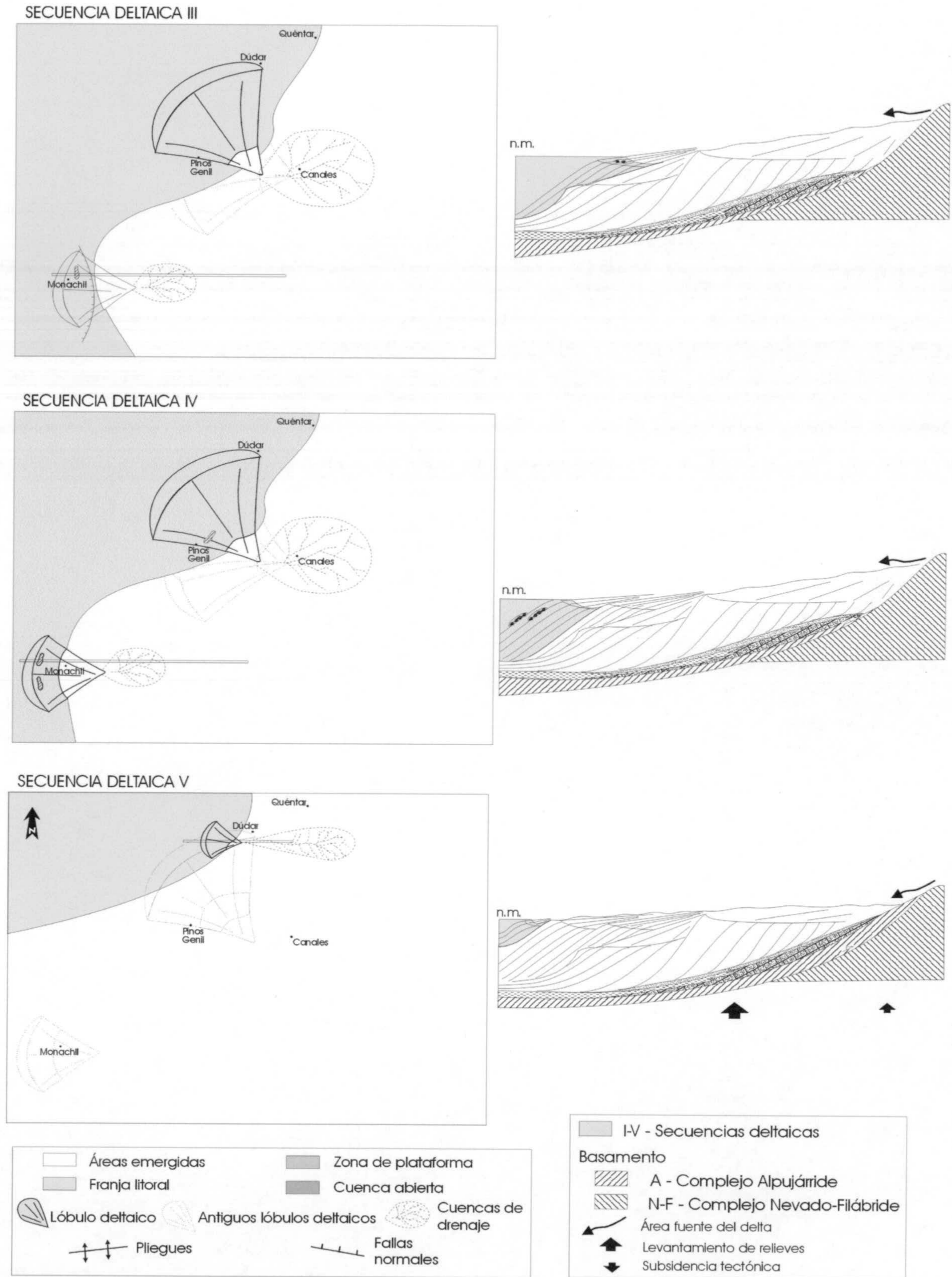


Fig. 34. Mapas y cortes paleogeográficos para el momento en el que se depositaron cada una de las cinco secuencias deltaicas.



Lámina de fotos I. 1. **A.** Panorámica del tramo proximal del corte de Monachil donde la sucesión deltaica está representada por el miembro conglomerático (B - Basamento; M - Margas de la Fm. Quéntar; My - Margas con yesos de la Fm. La Peza); **B.** Secuencia negativa de conglomerados en el frente deltaico formada por capas de gravas estratificadas (Facies F) y gravas y bloques caóticos a techo (Facies A); **C.** Detalle de las capas de gravas estratificadas con clastos discoidales imbricados a favor de la pendiente del frente deltaico; **D.** Disminución gradual de la inclinación de las capas en la transición vertical del frente deltaico (F) a las capas de la llanura deltaica (LI). En la zona de transición entre ambos subambientes aparecen parches arrecifales (a).

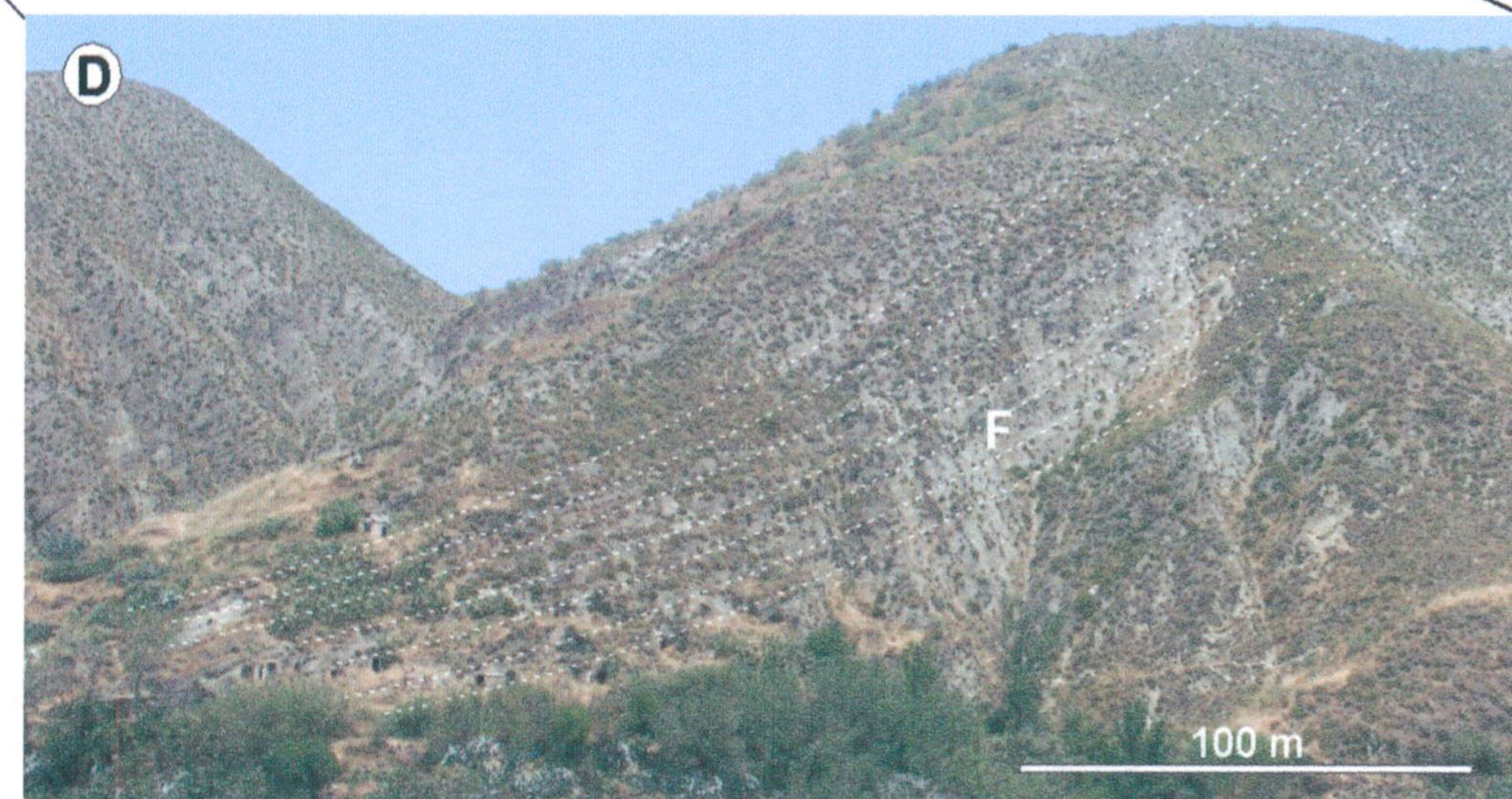
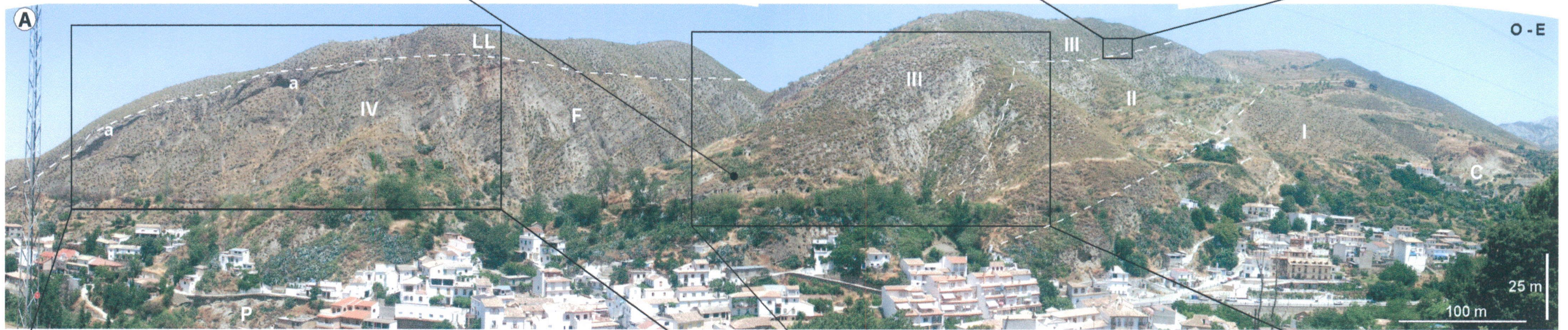


Lámina de fotos I. 2. A. Panorámica del tramo distal del corte de Monachil a la altura del pueblo que le da nombre (I - IV: Secuencias deltaicas; Ll - llanura deltaica; F - Frente deltaico; P - Prodelta), B. Parche de arrecife de coral (a), C. Detalle de la base del parche arrecifal que arma sobre grandes bloques de esquistos, D. Grandes cliniformas de la secuencia deltaica III, E. Detalle de la parte distal de las cliniformas deltaicas donde lóbulos de conglomerados aparecen entre sedimentos arenosos, F. Panorámica de la secuencia deltaica IV colonizada por varios parches de coral en el límite discordante entre el frente deltaico (F) y la llanura deltaica (Ll).

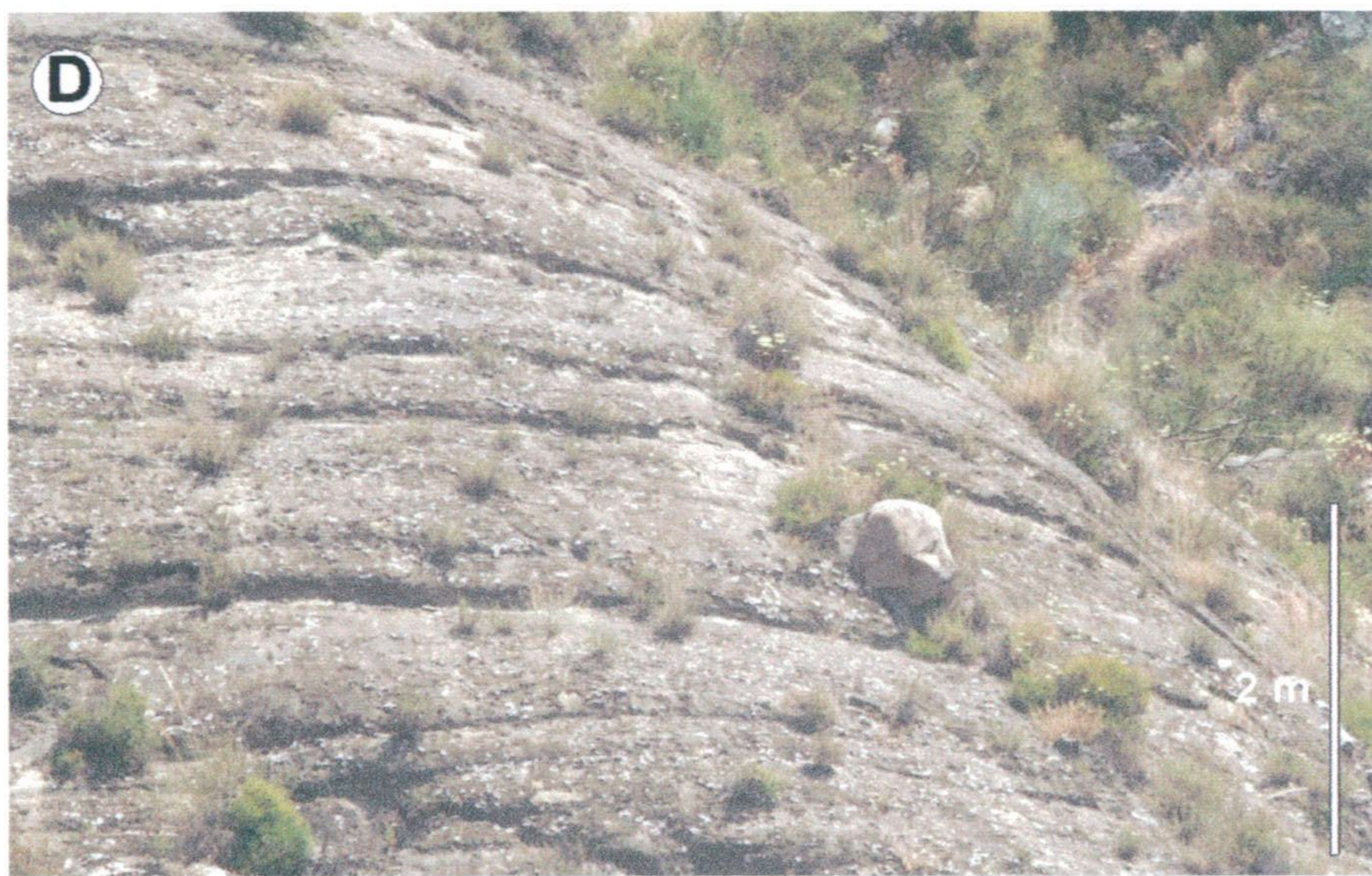


Lámina de fotos I. 3. A. Secuencia granocreciente formada de abajo a arriba por un intervalo de limos (L), areniscas (A) y conglomerados (C), a techo del cual hay bloques de escala métrica; B. Facies heterolíticas del intervalo de limos; C. Secuencia estratocreciente de turbiditas en el intervalo de areniscas; D. Bloques de tamaño anormalmente grande embebidos en areniscas turbidíticas; E. Geometrías lobulares en areniscas (línea discontinua) y canales conglomeráticos aislados entre facies de areniscas (base limitada por línea continua); F. Facies caóticas de clastos soportados por la matriz en el intervalo de conglomerados de las areniscas; G. Lóbulo de conglomerados inserto entre litofacies de areniscas.

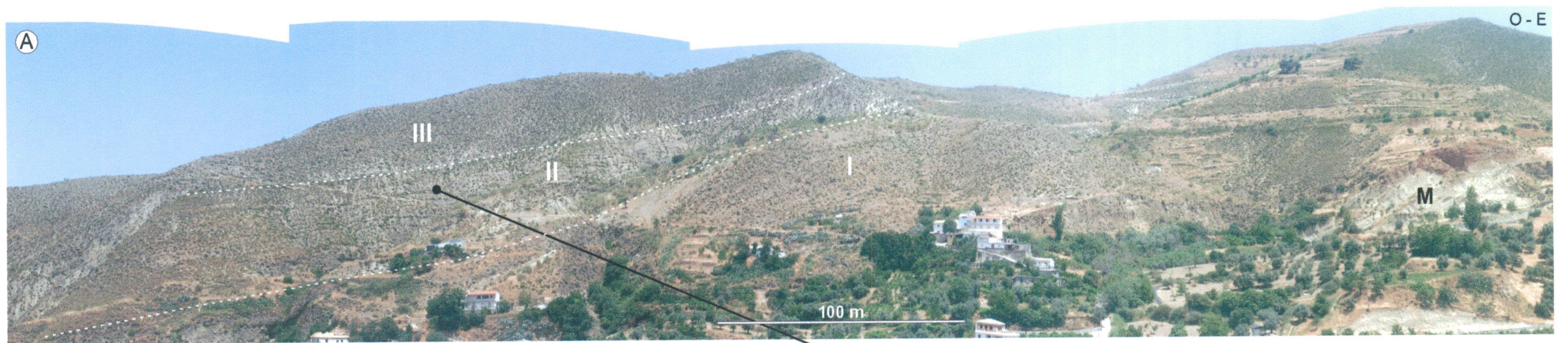


Lámina de fotos I. 4. A. Panorámica del sector medio del corte de Monachil (I - III: Secuencias deltaicas; M - margas de la unidad estratigráfica infrayacente), **B.** Lóbulos de gravas (Facies C) intercalados entre litofacies de arenas en el frente deltaico medio; **C.** Detalle de uno de los lóbulos con bloques en la parte central y superior del lóbulo.

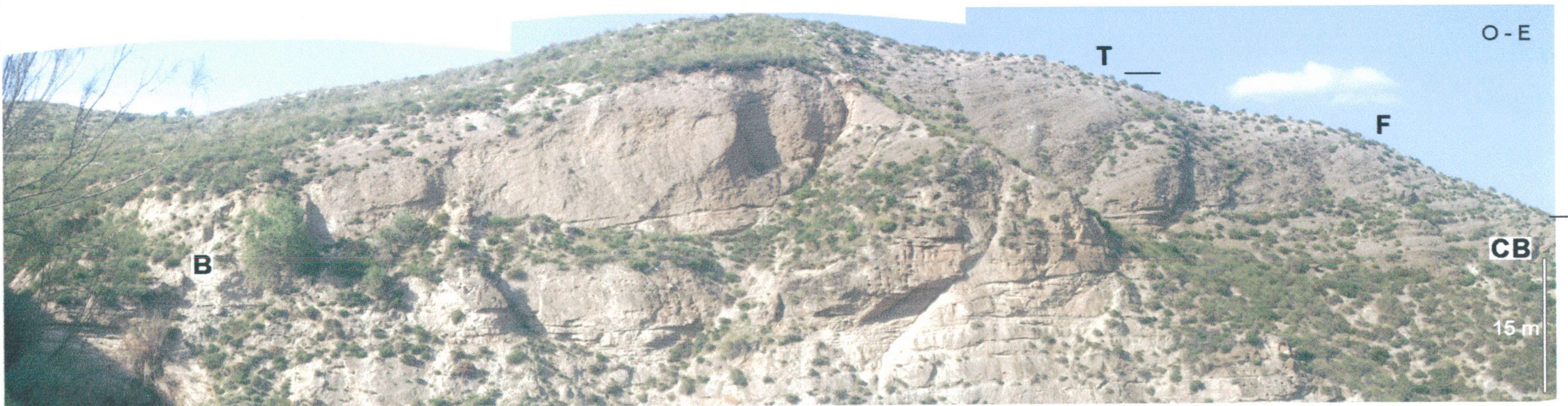
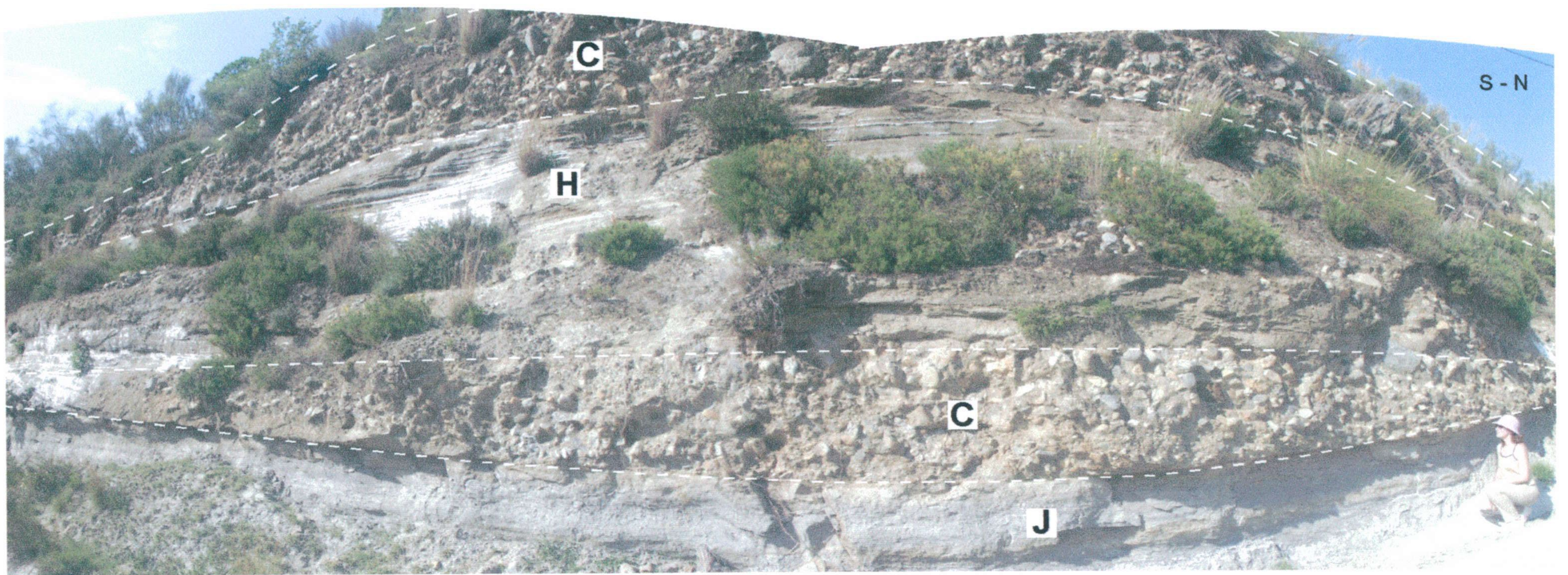


Lámina de fotos I. 5. A. Secuencia granocreciente en el frente deltaico distal donde sobre limos (Facies J) aparecen lóbulos de gravas aislados (Facies C) entre litofacies de arenas (Facies H) y amalgamados en cuerpos de mayor extensión lateral (Facies C en la parte alta de la foto), **B.** Canal de grava (Facies G) entre facies finas de limos (J) y areniscas (H), **C.** Pequeño lóbulo deltaico tipo Gilbert de la secuencia deltaica V(T - topset; F- Foreset; B - bottomset y CB - conglomerado basal)

5.2. AFLORAMIENTOS DE LA CUENCA DE GUADIX

5.2.1. ANTECEDENTES E INTRODUCCIÓN A LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Las pautas generales de la división litoestratigráfica de la cuenca de Guadix¹ quedaron ya establecidas en el trabajo de Vera (1970), donde además se hace por primera vez mención del Mioceno de Bodurria como tal.

Los siguientes estudios de índole estratigráfica se centraron en el mioceno marino del sector suroccidental de la cuenca (sector de La Peza) donde se describen unos sistemas de plataforma-talud-cuenca (Rodríguez-Fernández, 1982). Este estudio fue completado con otros trabajos del mismo autor que analizan la geometría de estos sistemas deposicionales (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984) y hacen una revisión de su génesis (Vera y Rodríguez-Fernández, 1988).

Más recientemente, se ha realizado una puesta al día de los conocimientos sobre los materiales que rellenan la Cuenca de Guadix y sobre los factores que controlaron tanto la génesis como la propia evolución de la cuenca (Vera *et al.*, 1991). Este mismo año, el relleno continental de la cuenca es objeto de estudio en una tesis doctoral (Viseras, 1991) donde se hace una puesta al día de la estratigrafía, ya abordada en trabajos anteriores (Peña, 1979), aportando además el análisis sedimentológico de los sistemas deposicionales aluviales.

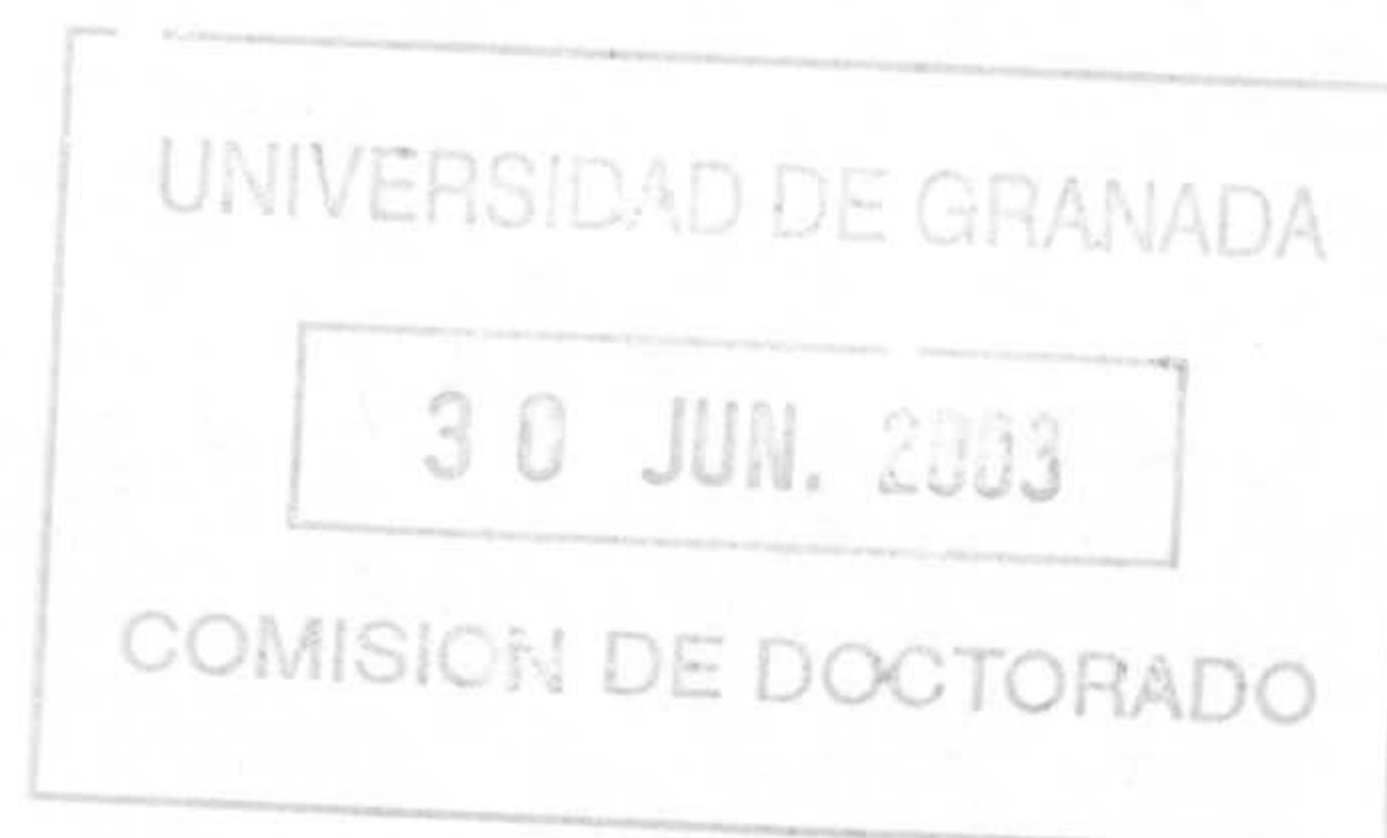
En el marco de la Estratigrafía Secuencial, se han realizado una serie de análisis de la cuenca marina y continental (Fernández *et al.*, 1996a y b) y una aproximación a la paleogeografía del Mioceno Superior (Soria *et al.*, 1999).

En el borde norte de la cuenca, a raíz del estudio de la sedimentación neógena llevado a cabo por Soria (1993) se han hecho una serie de trabajos enfatizando el control tectónico como principal factor en la sedimentación. En el sector del borde norte de la cuenca donde se encuentra uno de los afloramientos estudiados, se hizo un estudio de la evolución tecto-sedimentaria y un análisis de la subsidencia (Soria *et al.*, 1998).

¹ Quisiera aclarar en este primer capítulo que utilizaré el nombre de Cuenca de Guadix en alusión a la gran depresión intramontañosa que ocupa el norte de la provincia de Granada y que ha sido referida en la literatura geológica con varios nombres. Así, los trabajos más antiguos nombran a la región como Depresión de Guadix-Baza, si bien se establece una subdivisión en dos sectores, occidental o de Guadix y oriental o de Baza-Hués-car. Esta subdivisión está basada en las diferentes características litoestratigráficas de los conjuntos sedimentarios continentales (Vera, 1970). Posteriormente, Vera *et al.*, 1991 y Viseras, 1991 insisten en la idea de considerar una gran depresión dividida en dos subcuencas. Por cuanto la subdivisión aludida se basa en las diferencias apreciadas en los materiales del relleno continental (suprayacentes a los materiales objeto de este estudio), y en la literatura internacional se alude a esta región con el simplificado nombre de Cuenca de Guadix (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Fernández *et al.*, 1996a y b; Soria *et al.*, 1996), con la intención de no recargar la lectura, he optado por utilizar este nombre, si bien el afloramiento de Bodurria se encuentra en el sector oriental de la misma (sector o subcuenca de Baza).

El sector sureste de la cuenca, otro de los tres sectores estudiados en este trabajo, ha sido objeto de una amplia bibliografía desde aquel trabajo pionero de Vera, arriba citado. Esto es debido principalmente a las controversias creadas a raíz de erróneas dataciones de los materiales marinos. Estas dataciones han llevado a equívocos en las interpretaciones paleogeográficas sobre la conexión de la Cuenca de Guadix con el Mediterráneo a través del Corredor del Almanzora. La controversia parece zanjada con la tesis de Guerra-Merchán (1992) y trabajos previos del mismo autor (Guerra-Merchán *et al.*, 1988) donde se datan los materiales marinos más recientes como Tortoniense Superior (afloramientos de Bodurria, Valcabra e Hijate), estableciendo de esta manera las consiguientes implicaciones paleogeográficas. En la mencionada tesis se hace un estudio del afloramiento de Bodurria con un somero análisis de facies, una interpretación de la organización secuencial y una primera aproximación al control de la tectónica sobre la sedimentación de estos sistemas deltaicos. Este estudio quedó plasmado en un posterior trabajo (Fernández y Guerra, 1996), anteriormente esbozado (Guerra-Merchán y Fernández, 1989), ambos de referencia obligada para mi estudio.

Los tres sectores que abarca el estudio deltaico realizado en esta cuenca representan todos los sistemas deltaicos marinos aflorantes en la Cuenca de Guadix. La mayor proliferación de sistemas deltaicos se dio en el sector suroriental (Deltas de Bodurria), donde la cuenca comunica hacia el este con el Corredor de Almanzora. Los sistemas deltaicos del borde norte (Delta de Alicún) y suroccidental (Delta de Lopera) son de pequeñas dimensiones; pero de gran interés para conocer el final de la historia marina de la cuenca de Guadix.



5.2.2. SECTOR SURORIENTAL

La sucesión deltaica estudiada se encuentra sobre el borde sur de la cuenca y, tanto las cuencas de drenaje correspondientes a los sistemas alimentadores de los lóbulos deltaicos como los depósitos deltaicos *sensu stricto* están instalados sobre materiales correspondientes a las Zonas Internas (Fig. 35).

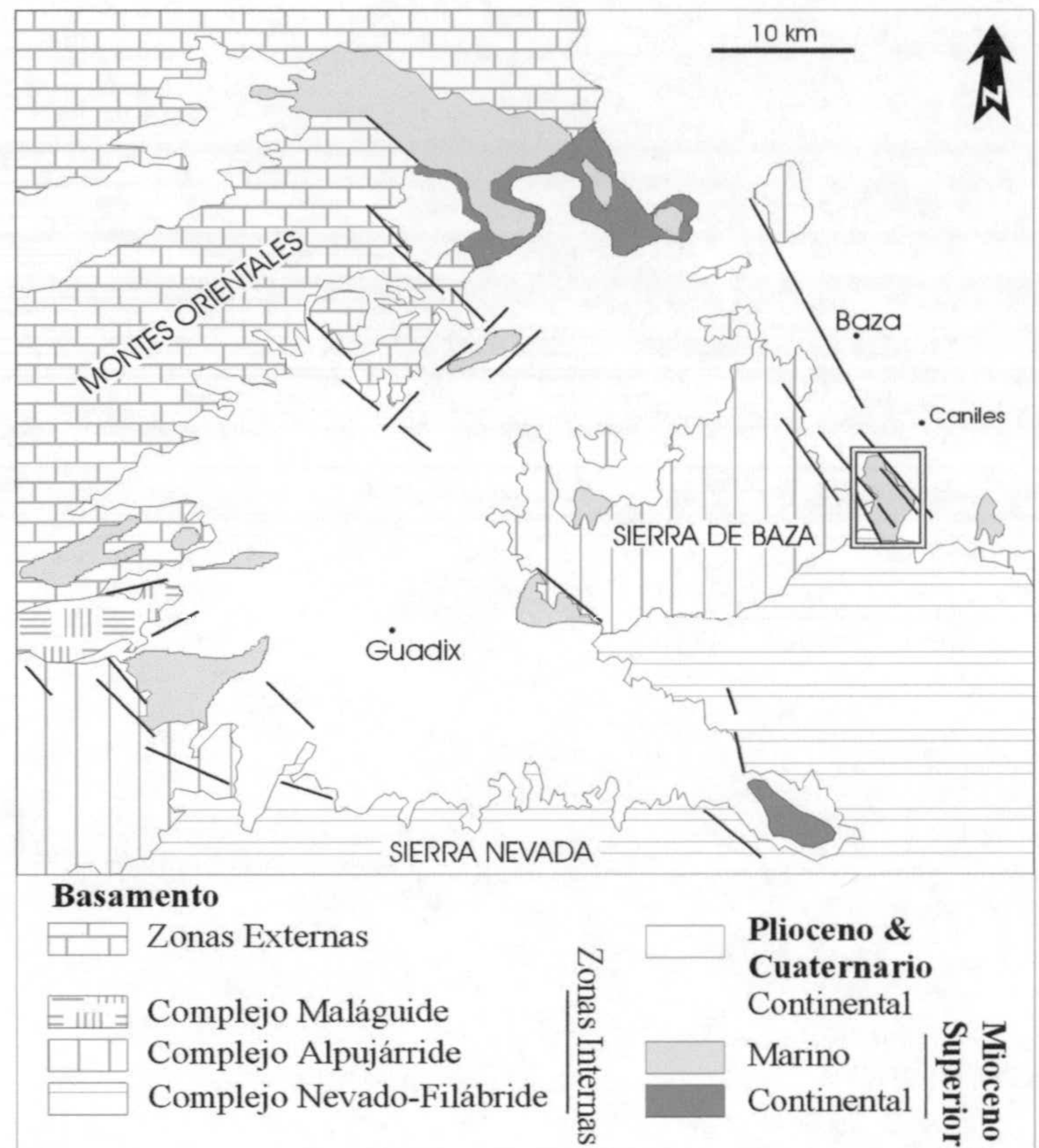


Fig. 35. Mapa geológico sintético de la Cuenca de Guadix. El afloramiento de Bodurria aparece enmarcado en el sector SE de la cuenca.

5.2.2.1. Análisis estratigráfico

5.2.2.1.1. Antecedentes

La estratigrafía del sector sureste de la Cuenca de Guadix ha sido ampliamente estudiada desde aquel trabajo pionero de Vera (1970) en el que se denominó informalmente el afloramiento aquí analizado con el nombre de Mioceno de Bodurria. El interés que ha despertado este sector es fundamentalmente debido a su estratégica situación desde el punto de vista paleogeográfico y a los datos contradictorios en relación con la edad de los depósitos marinos del sector, y sus consecuentes implicaciones. En este trabajo adoptamos el último de los esquemas estratigráficos propuestos para este sector de la cuenca (Guerra-Merchán, 1992) en el que se asigna a los afloramientos de Bodurria, Valcabra e Hijate (como se conoce en la literatura científica a los afloramientos del neógeno marino de este sector) una edad de Tortoniense Superior. Esta asignación se establece a partir de la información que arrojan los foraminíferos

planctónicos (Guerra-Merchán, 1988), después corroborada por los resultados obtenidos a partir del análisis del contenido en nanoplancton calcáreo (Martín Pérez, 1997).

Los depósitos deltaicos del afloramiento estudiado forman parte de la Unidad Tecto-sedimentaria III (UTS-III) perteneciente al Ciclo Tectosedimentario inferior (CTS-I) según el esquema estratigráfico propuesto por Guerra para el Corredor de Almanzora y este sector de la Cuenca de Guadix. Según el esquema estratigráfico establecido por Soria *et al.*, (1999) para el relleno sedimentario de la Cuenca de Guadix, el afloramiento de Bodurria se incluiría dentro de la Unidad Estratigráfica II y III (Fig. 36).

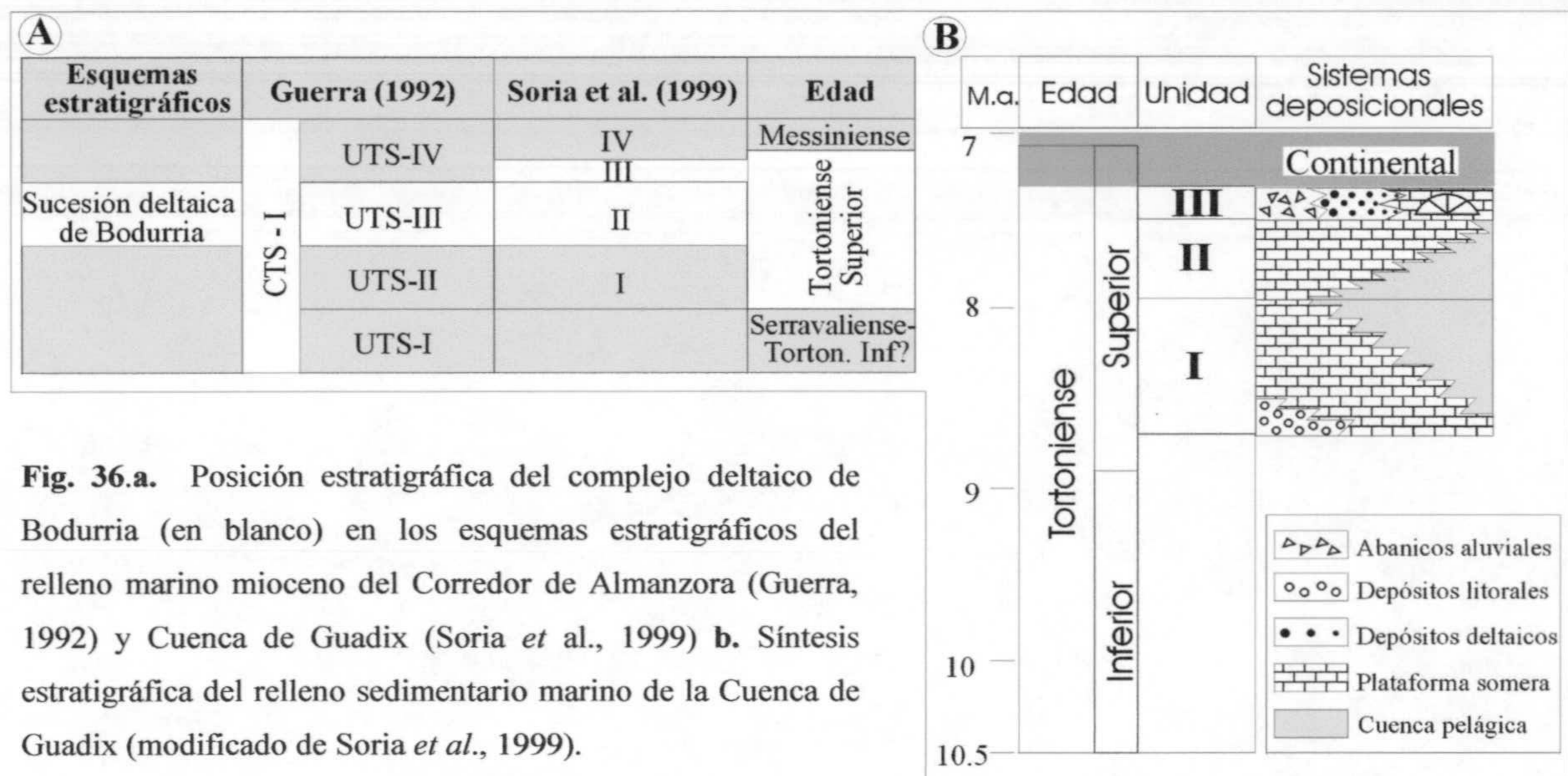


Fig. 36.a. Posición estratigráfica del complejo deltaico de Bodurria (en blanco) en los esquemas estratigráficos del relleno marino mioceno del Corredor de Almanzora (Guerra, 1992) y Cuenca de Guadix (Soria *et al.*, 1999) **b.** Síntesis estratigráfica del relleno sedimentario marino de la Cuenca de Guadix (modificado de Soria *et al.*, 1999).

5.2.2.1.2 Esquema estratigráfico

En el afloramiento de Bodurria, la sucesión deltaica completa tiene un espesor de aproximadamente 230 m medidos en la vertical. Se apoya discordantemente sobre calizas triásicas y filitas permotriásicas del basamento alpujárride (Fig. 37). Puntualmente, entre el basamento alpujárride y los primeros depósitos deltaicos, aparecen conglomerados y brechas carbonatadas de naturaleza alpujárride con matriz arenoso-arcillosa roja que hacia la parte alta exhiben abundantes bioturbaciones y un aspecto moteado interpretados como abanicos aluviales que hacia arriba evolucionan a una llanura costera. Sobre estos depósitos continentales de afloramiento discontinuo aparecen los primeros depósitos marinos. Son depósitos de tipo litoral o muy somero. Facies de acantilado son fácilmente reconocibles en las calizas alpujárride que exhiben abundantes perforaciones de litófagos; también se han identificado facies costeras alimentadas por clastos calizos de naturalera alpujárride con abundantes ostreidos de gran

tamaño y balanus, y dos grandes parches de arrecifes de coral que colonizaron las calizas alpujárride (Foto 1A).

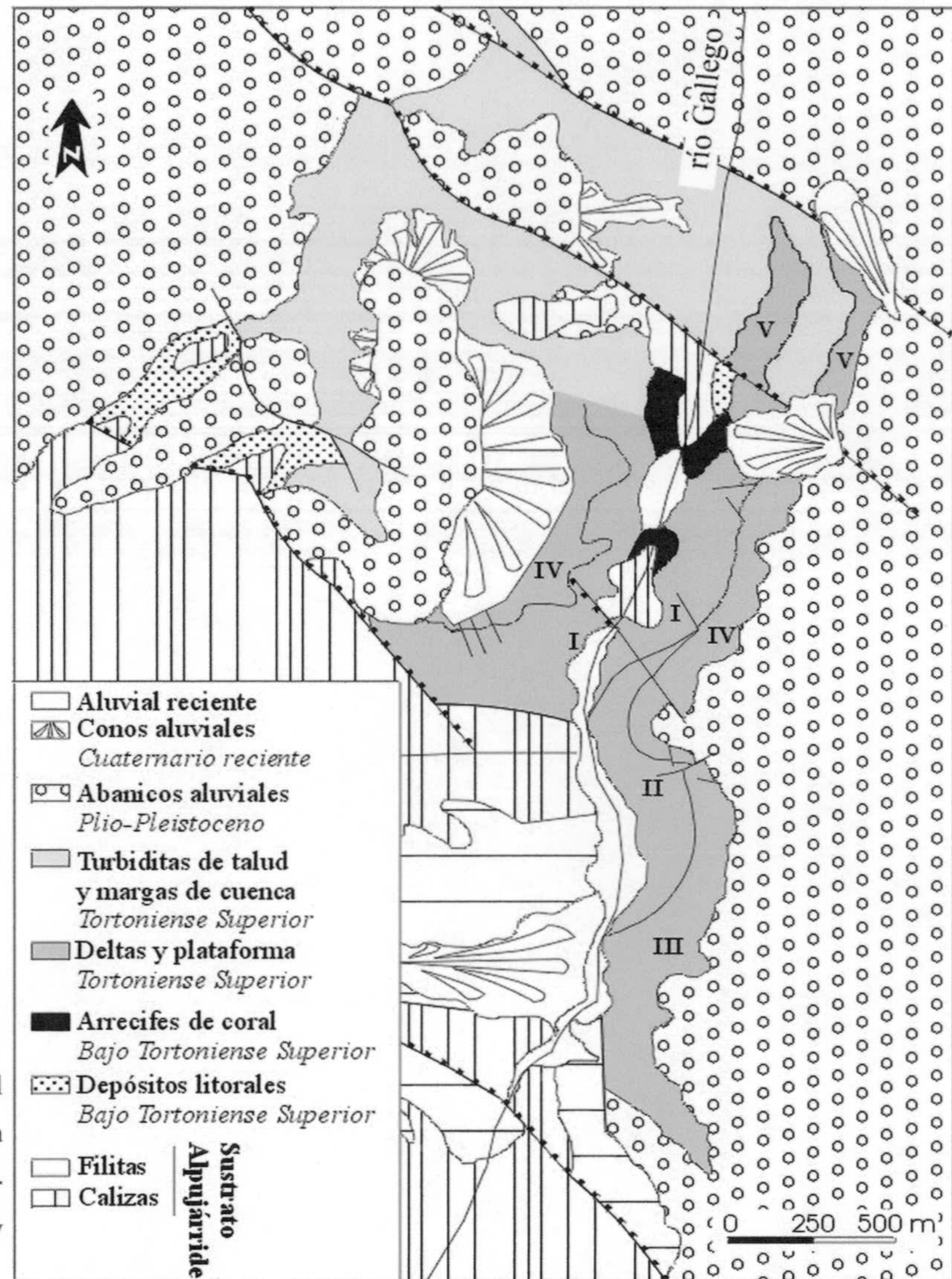


Fig. 37. Cartografía geológica del afloramiento de Bodurria en la que se han diferenciado las cinco secuencias deltaicas (I-V) (modificada y ampliada de Fernández y Guerra, 1996).

Los materiales continentales representados por los abanicos aluviales de la Fm. Guadix (CTS superior de Guerra) se disponen horizontales sobre los depósitos deltaicos y separados de ellos por una discordancia angular y erosiva. En algunos sectores, hacia el interior de la cuenca, los materiales de la Fm. Guadix se disponen en paraconformidad sobre los depósitos subhorizontales de los topsets pertenecientes a las últimas fases de construcción deltaica. Estos depósitos de la Fm Guadix son de edad Plio-Pleistoceno (Viseras, 1991).

Dentro de la sucesión deltaica se han distinguido 5 litofacies: conglomerados, arenas y limos, calcarenitas, margas y calizas. Las cuatro primeras litofacies son las que tienen mayor extensión y bien pueden ser consideradas como miembros estratigráficos. Las calizas aparecen como capas intercaladas en el miembro conglomerático y, eventualmente, entre arenas y limos.

El miembro conglomerático domina en la parte más meridional, por tanto, más cercana al borde de la cuenca donde desarrolla una potencia de 150 m. En la parte media y alta, aparecen las intercalaciones de capas de espesor métrico, inferior a 8 m, de calizas cuya extensión horizontal es de varias decenas de metros acuñándose hacia el norte (Fig. 38). Entre el miembro conglomerático y el borde de la cuenca aparecen 30 metros de arenas y limos con intercalaciones centimétricas de niveles calizos. Hacia el centro de la cuenca, hacia el norte, el miembro conglomerático se interdigita con el miembro calcarenítico además de transicionar en un cambio lateral de facies hacia el miembro de arenas y limos. El miembro calcarenítico, así como el de arenas y limos, aumenta de espesor hacia el norte y transiciona en cambio lateral de facies al miembro margoso. Este miembro es el que desarrolla mayor espesor en la parte del afloramiento más septentrional y, por tanto, más lejana del borde de la cuenca. Además del miembro de margas, en esta parte distal del afloramiento, sigue apareciendo el miembro conglomerático aunque más adelgazado que en el borde. Aquí el miembro conglomerático, que se superpone al miembro de margas, ha reducido su espesor a 15 m desde los 150 m del borde pasando por los 50 m que alcanzaba entre una y otra posición.

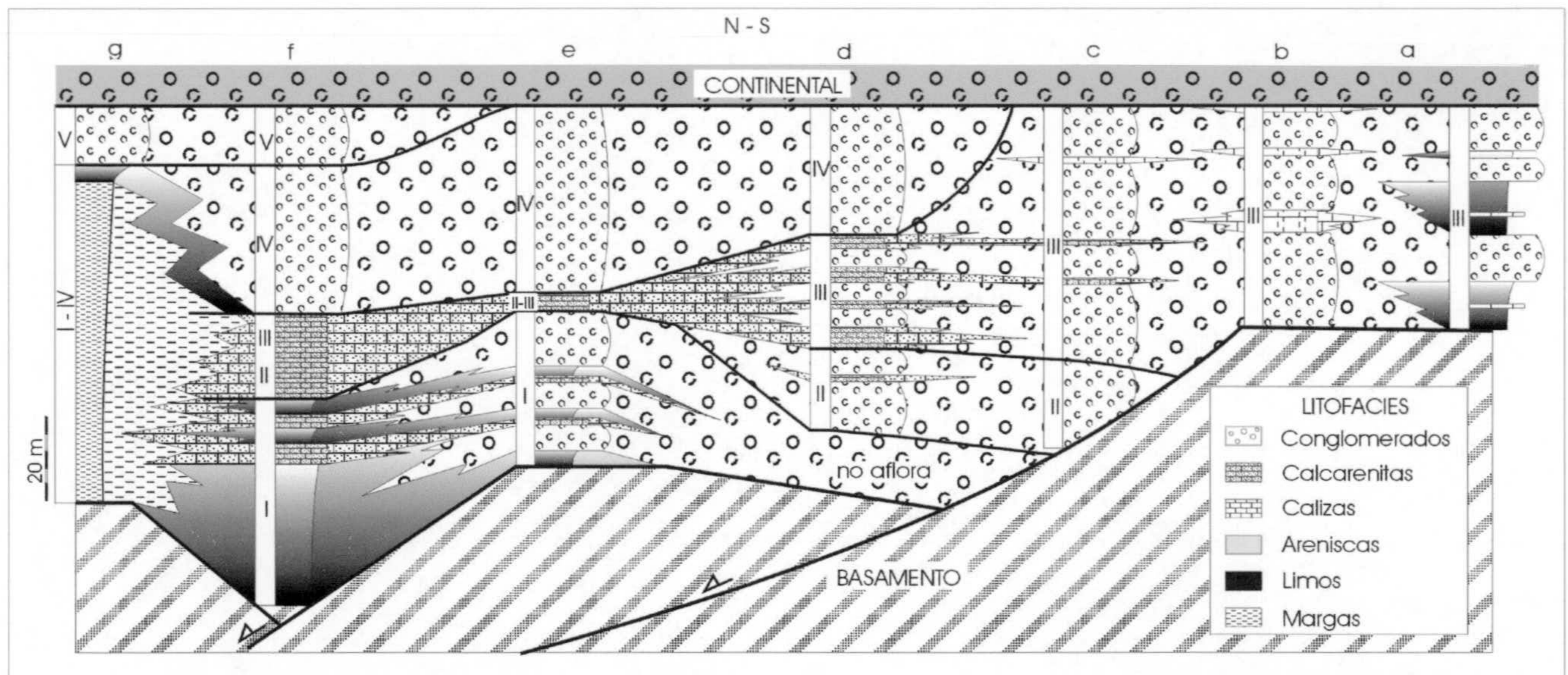


Fig. 38. Panel de correlación de varias columnas estratigráficas desde el borde de la cuenca, columna de la derecha, hasta el afloramiento más distal, columna de la izquierda, realizado a lo largo del río Gallego. I-V: Secuencias deltaicas descritas en el siguiente punto del texto. (a-g: columnas estratigráficas de la figura 40)

5.2.2.1.3 Arquitectura estratigráfica de la sucesión deltaica

5.2.2.1.3.1. Organización secuencial

Se han reconocido dentro de la sucesión deltaica y diferenciado a partir de panorámicas cuatro discordancias además de las dos que limitan la sucesión deltaica completa a muro y a

techo. Estas discordancias internas a la sucesión deltaica, delimitan a muro y a techo cinco conjuntos de sedimentos de espesor decamétrico y cuyas litofacies corresponden a uno o varios de los cuatro grupos de litofacies diferenciados. Estos cinco conjuntos delimitados por discordancias son el resultado, como se describirá en el punto dedicado al análisis sedimentológico, de la interacción de uno o varios medios sedimentarios entre los que destacan los deltas. Por esta razón haré referencia a estos cinco conjuntos, de aquí en adelante, como secuencias deltaicas (I-V). A continuación paso a describir las principales características geométricas de cada una de estas secuencias deltaicas. Las favorables condiciones de exposición de este afloramiento a lo largo del río Gallego permiten ilustrar la descripción literaria con una serie de fotomosaicos.

5.2.2.1.3.2. Geometría, límite y potencia de las secuencias

La geometría tridimensional de cada una de las cinco secuencias diferenciadas (I-V) es difícilmente constatable dadas las características del afloramiento estudiado (expuesto a lo largo de un valle fluvial) y su desconexión con otros afloramientos coetáneos. Así que, en este punto, nos vemos obligados a reducir el análisis geométrico de las secuencias a un análisis bidimensional.

La sucesión deltaica está compuesta por cinco secuencias (I-V) de espesor variable. Dentro de cada secuencia se producen variaciones de espesor. En general, el espesor de las mismas disminuye hacia el borde de la cuenca llegando a desaparecer en ese sentido.

Secuencia I. Esta primera secuencia desarrolla un espesor máximo de 70 m, disminuyendo su espesor hacia el borde de la cuenca. Su límite inferior está marcado por una discordancia que la separa de las calizas y dolomías triásicas del Complejo Alpujárride que representan el borde de la cuenca para el periodo de depósito de esta secuencia. Además se apoya sobre uno de los dos grandes parches arrecifales del afloramiento, en concreto el situado en posición más meridional, así como sobre depósitos litorales groseros (Foto 2D). Igualmente, se dispone sobre las brechas y conglomerados con matriz roja correspondientes a los pequeños conos aluviales generados previamente a la inundación marina del sector.

Secuencia II. Al igual que la secuencia anterior, su espesor máximo está en torno a los 60 m, pero al contrario que la secuencia precedente, al no aflorar sus depósitos más proximales no puede observarse su relación con el borde de la cuenca. El límite inferior es una discordancia con respecto al basamento alpujárride sobre el que presumiblemente se apoya en los sectores proximales (no aflora este contacto) mientras que hacia el centro de la cuenca se dispone concordante sobre la secuencia infrayacente (Fig. 39). Aunque las condiciones de afloramiento, arriba mencionadas, imposibilitan un reconocimiento de su geometría real, la tendencia es a

aumentar ligeramente su espesor hacia el borde configurando un dispositivo geométrico en cuña o abanico abriéndose hacia la sierra.

Secuencia III. Esta tercera secuencia desarrolla, al igual que sus dos precedentes, un espesor máximo del orden de los 60 metros, aunque en este caso la variación de espesor es más notable que en aquellas. La secuencia tiene una geometría en cuña o en abanico de capas abriéndose hacia el borde de la cuenca, con espesores del orden de 30 m hacia el interior de la cuenca aumentando hasta los 60 m en los sectores más proximales (Fig. 39). La base de la secuencia es discordante, apoyándose hacia el borde directamente sobre las calizas y dolomías triásicas del Complejo Alpujarride. Hacia el interior de la cuenca, los materiales que la forman chocan lateralmente con el techo de la secuencia II sobre el que finalmente se superponen en suave discordancia o incluso concordantes, para chocar en posiciones distales, esta vez, con la base de la secuencia IV.

Secuencia IV. La penúltima secuencia de la sucesión desarrolla un espesor algo inferior a las tres secuencias inferiores no superando el medio centenar de metros si lo medimos en vertical. Sin embargo, el buzamiento de 30° de las capas que constituyen esta secuencia hace que el espesor medido perpendicular a ellas, en este caso de 500 m, aporte una información más clarificadora de su desarrollo. Su depósito tiene lugar sobre una gran cicatriz erosiva, por tanto su límite inferior corresponde a una discordancia claramente erosiva (Fig. 39; Fotos 6A-D). Se dispone en discordancia tanto lateralmente como por encima de la secuencia III. Hacia el interior de la cuenca, es decir hacia el norte, se va disponiendo también discordantemente sobre los depósitos de plataforma que desarrollan distalmente las secuencias deltaicas II y III. Directamente sobre la secuencia IV se disponen los abanicos aluviales del relleno messiniense y plioceno de la cuenca de Guadix, lo que se conoce como Formación Guadix, en concreto abanicos aluviales pertenecientes al denominado Sistema transversal interno (Viseras, 1991). La relación entre los depósitos marinos de la secuencia IV y el relleno continental es de una discordancia erosiva en los sectores proximales pasando a paraconformidad hacia el centro de la cuenca. En estos sectores más distales, las capas subhorizontales de los abanicos aluviales se disponen sobre las capas subhorizontales de los topsets deltaicos de la secuencia IV.

La geometría de las clinoformas que forman esta secuencia deltaica varían desde sigmoidales, las más antiguas, a oblicuas y finalmente oblicuo-tangenciales.

Secuencia V. El espesor de la última secuencia de la sucesión es claramente mucho menor al de sus precedentes, no llegando a superar, en los sectores donde desarrolla mayor potencia, la quincena de metros medidos en vertical. El espesor mínimo de esta secuencia medido perpendicular a las capas, en este caso buzantes 30°, es de 125 m. Sus materiales se disponen

discordantemente sobre la secuencia IV y hacia el centro de la cuenca lo hacen sobre los depósitos más distales (margas de cuenca) de las secuencias deltaicas precedentes (Fotos 7A y B). Hacia el norte y separados por falla normal chocan con el relleno continental mio-plioceno de la cuenca, lo que hace imposible observar el desarrollo de esta secuencia hacia el interior de la cuenca. Por esta razón, el valor de potencia medido perpendicular a las capas es una estimación mínima del espesor de esta secuencia cuyo desarrollo hacia el centro de la cuenca no es posible seguir. Al igual que ocurre con la secuencia IV, el techo de esta secuencia viene marcado por una paraconformidad que pone en contacto las capas subhorizontales de los topsets deltaicos de esta última secuencia con las capas subhorizontales de los abanicos aluviales que vienen por encima.

Por lo arriba visto, la tendencia de espesor, medido en la vertical, a la escala de las cinco megasecuencias deltaicas es estacionaria para las tres primeras secuencias y finalmente decreciente, en especial, para la última de las secuencias con respecto al resto de la sucesión.

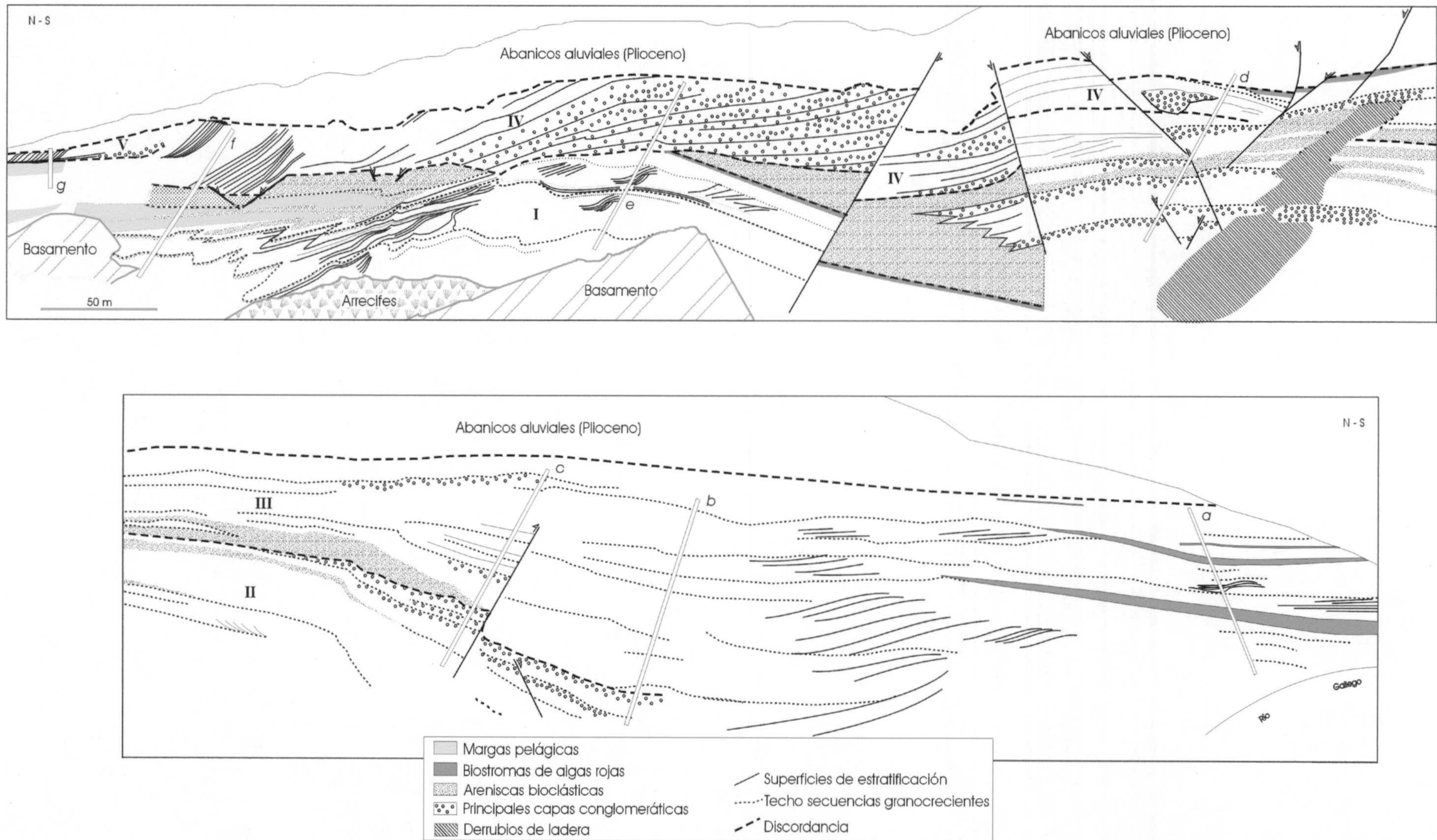


Fig. 39. Interpretación realizada a partir de fotomosaicos de campo (Fotos 5A, 6A, 7A y 8) en el que se han diferenciado las cinco secuencias deltaicas (I-V) separadas por cuatro discordancias. La figura inferior representa el tramo proximal (el borde de cuenca está situado a la derecha) y la superior representa la continuación del corte en el tramo medio y distal.

5.2.2.2. Análisis sedimentológico

5.2.2.2.1. Asociaciones de facies

Las facies simples se distribuyen tanto en la vertical como en la horizontal constituyendo asociaciones de facies genéticamente relacionadas (Fig. 40). Estas asociaciones de facies representan las características deposicionales de otros tantos ambientes y medios sedimentarios. A continuación describo las asociaciones de facies más características y su interpretación en término de procesos sedimentarios.

A: Conglomerados canalizados

Son cuerpos con base neta, erosiva, cóncava hacia arriba y techo plano cuya altura varía entre 0,5 y 2 m y su extensión lateral entre 5 y 20 m (Foto 2A). Están rellenos de conglomerados que desarrollan gradación normal o positiva y fábrica soportada por los clastos (facies Gci). A veces presentan estratificaciones cruzadas inclinadas hacia el interior del canal y formadas por capas bimodales de clastos con diferente tamaño (facies Gp1). Los cuerpos con facies Gci están tienen mayores dimensiones y están formados por clastos de mayor tamaño, peor organizados y seleccionados que aquellos otros que desarrollan facies Gp1. Estos cuerpos pueden aparecer aislados o bien formando cinturones de cuerpos amalgamados.

El origen de estos cuerpos se interpreta como el relleno de los canales distributarios que a través de la llanura deltaica, en este caso en la parte submarina, reparten el sedimento aportado por el sistema alimentador a los deltas. Los canales aislados son de tipo trenzado (*braided*) y los amalgamados tienen caracteres de tipo meandriforme con desarrollo de barras de meandro.

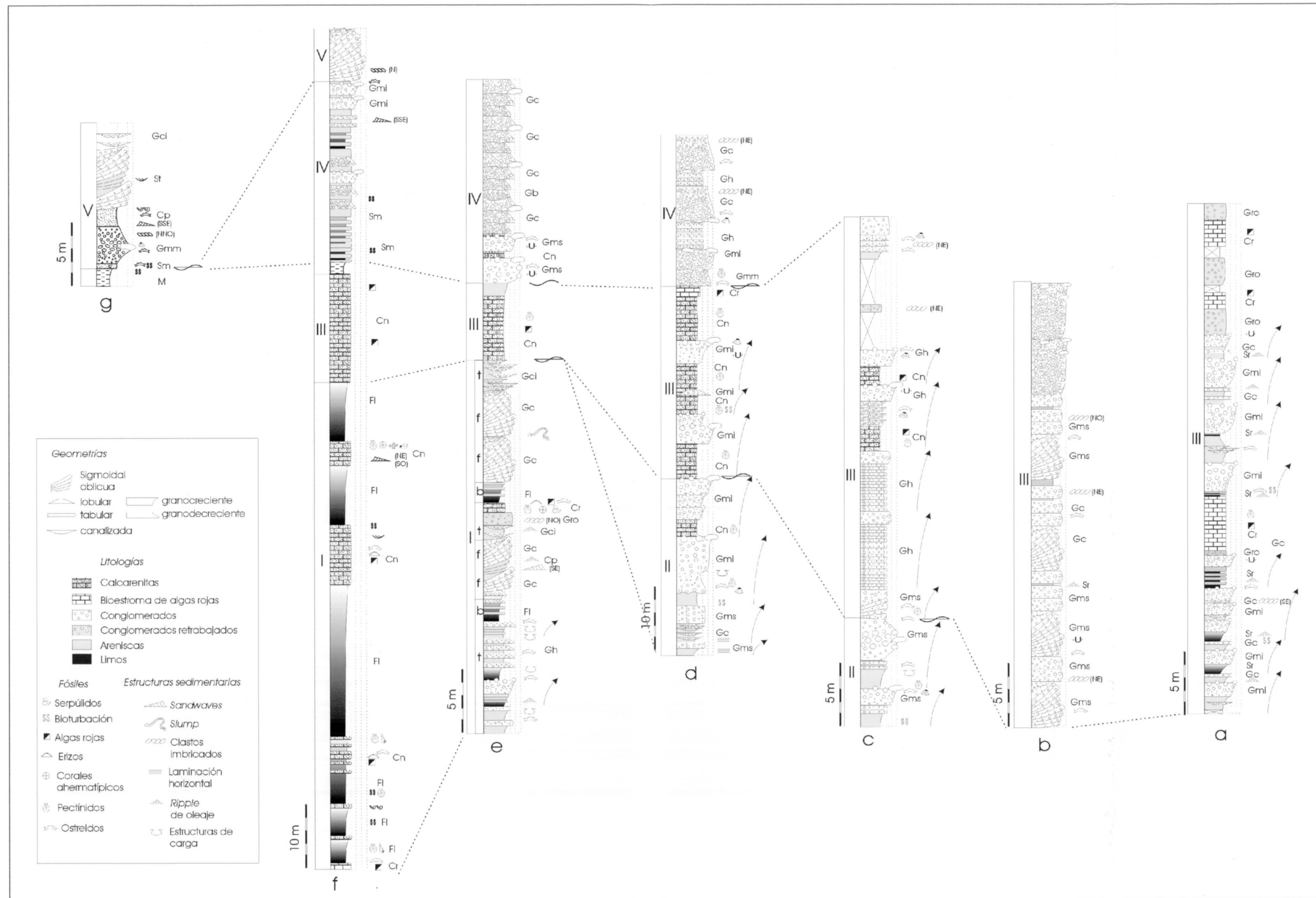


Fig. 16. Diagrama de correlación de las siete columnas estratigráficas levantadas en diferentes posiciones del afloramiento de Bodurria desde sur (columna a) a norte (columna g) —la posición exacta de cada una de las columnas estratigráficas está representada en los fotomosaicos de las figuras 14, 15 y 16. Junto a las columnas aparecen algunos códigos de facies simples (ver tabla 3). (I-V: Secuencias deltaicas).

B: Arenas y limos arcillosos

Constituyen estas facies limos arcillosos con capas tabulares de arenas formando secuencias de 2 a 10 m de espesor. En estas secuencias aparecen intercalados paquetes tabulares de 5 a 20 cm de carbonatos. En las arcillas hay huellas de raíces, cantos negros y niveles milimétricos y centimétricos de lignito (facies Fsc) (Foto 4A). Entre la macrofauna aparecen grandes ostreidos, algunos en posición de vida formando *mounds*, y algunos gasterópodos trocoespiralados marinos. Las capas de arenas tienen como estructuras de ordenamiento interno ripples de corriente y *climbing ripples* (facies Sr) (Foto 4B). Los carbonatos presentan una organización interna laminada (facies Cl) (Foto 4C). Esta laminación es interpretada como de origen algal y microbiano, en concreto, de tipo estromatolítico. A techo de estos paquetes aparecen pequeñas bioturbaciones verticales. En lámina delgada se reconocen oogonios de caráceas.

Esta secuencia de facies responde al depósito en un medio subacuoso de baja energía con cambios en la salinidad del agua desde marina (medio de vida de ostreidos y gasterópodos encontrados) a salobre (medio de vida de los estromatolitos con carofitas y otras plantas). Las arenas con ripples representan flujos tractivos unidireccionales y algo de decantación.

C: Conglomerados redondeados y carbonatos algales

La geometría de los cuerpos que engloban esta asociación de facies es tabular con alturas entre 0,5 y 8m y una continuidad lateral de varias decenas de metros. Los clastos, fundamentalmente cuarcíticos, presentan índices de esfericidad y redondeamiento cercanos a 0,9 formando algunos de ellos auténticas bolas de cuarzo (facies Gro). El tamaño pebble de estos clastos es muy homogéneo con diámetros de 5 y 6 cm. No tienen matriz y pueden aparecer imbricados en diferentes sentidos. Los conglomerados disminuyen de abundancia en la vertical en detrimento de los carbonatos. Los carbonatos de algas rojas se presentan masivos y encostrantes formando el cemento que engloba a los conglomerados redondeados (facies Cr). También aparecen en forma de rodolitos con bolas de cuarzo en su núcleo. Rara vez aparecen las algas rojas con geometrías ramosas (*branching*) asociadas a los conglomerados redondeados. Además de algas rojas se reconocen entre la macrofauna: lamelibranquios, briozoos, erizos y serpúlidos.

La madurez textural y mineralógica de los conglomerados, además de las imbricaciones, indica un retrabajamiento y selección debido al oleaje en medios marinos muy someros. Los carbonatos representan la colonización de algas rojas formando bioestromas. En medios equivalente y no muy lejos de este afloramiento se han descrito capas de rodolitos (Braga y Martín, 1988).

D: Conglomerados con estratificación cruzada

Cuerpos de 2 y 3 m de altura que disminuyen de altura hacia tierra y de varias decenas hasta el centenar de metros longitudinalmente. Están formados por estratificaciones cruzadas inclinadas hacia mar de capas centimétricas de gravas (facies Gp). Entre las capas de gravas se intercalan hacia la parte baja niveles centimétricos de limos y arenas con laminaciones onduladas producidas por ripples simétricos y asimétricos (Sr). Los conglomerados son de tamaño pebble (3 a 10 cm de diámetro), generalmente angulosos, desarrollan fábricas soportadas por los clastos, sin matriz. La gradación de estas capas es positiva aunque clastos *outsized* de tamaño cobble aparecen puntualmente a techo de las capas (Fotos 3A-D). La evolución en la vertical de estos cuerpos es grano y estratocreciente.

En conjunto, estos cuerpos representan barras formadas por los aportes sedimentarios de los canales distributarios en su desembocadura. La profundidad del mar va a controlar la altura de estos cuerpos. Su rápido depósito impide el retrabajamiento de los clastos por acción del oleaje que sí se hace sentir, sin embargo, en los sedimentos finos intercalados. Esto demuestra unas condiciones de depósito marinas poco profundas. Migran hacia el mar sobre sedimentos finos debidos a la decantación y tracción de flujos en etapas de menos aportes. La gradación positiva de las capas de gravas representa la pérdida de energía en periodos de inundación. Los clastos de dimensiones extraordinarias a techo de las capas deben representar clastos desestabilizados desde la parte superior de las barras por acción del oleaje.

E: Conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente

Son sedimentos que se depositan sobre superficies netas y erosivas en forma de cuchara con la concavidad hacia arriba. El techo de estos cuerpos de altura entre 1 y 2, 5 m es planar adaptándose a la estratificación de las capas suprayacentes. Estos cuerpos aparecen de forma puntual encajados entre capas con buzamientos de 20 a 30° hacia el mar.

Los conglomerados, de tamaño pebble y con muy poca matriz, que rellenan estos cuerpos se presentan con morfologías planares y esféricas. Los primeros aparecen imbricados pendiente abajo formando una estratificación cruzada que buza contrapendiente. La estratificación está generada por la variación en la vertical del ángulo de los clastos que tienden a adaptarse a la morfología del muro. Así, los clastos aumentan en la vertical y hacia el frente el ángulo (facies Gb). Sin embargo hacia la parte alta de estos cuerpos aparecen clastos que vuelven a tener una inclinación paralela a la de las capas en las que aparecen inmersos estos cuerpos. Los conglomerados más esféricos y de menor tamaño aparecen soportados por los clastos a techo de

estos cuerpos y tienden a disponerse paralelos a las capas que les vienen por encima (facies Gcs) (Fig. 41).

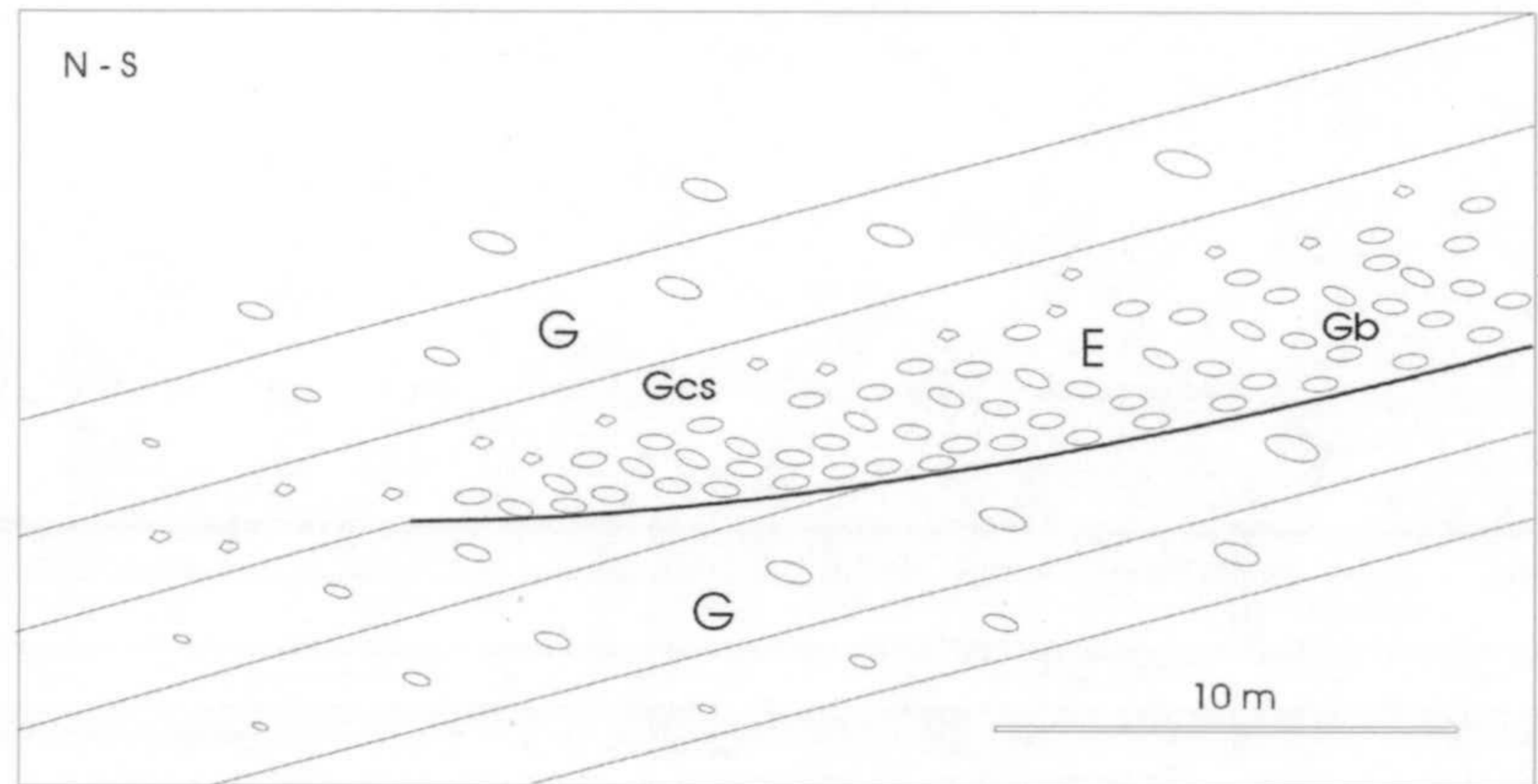


Fig. 41. Dibujo de campo de un *backset* (E) desarrollado sobre una cicatriz erosiva y sus facies simples. (G – asociación de facies descrita en el texto más adelante).

Estos cuerpos forman el relleno de superficies de truncación erosivas. Los flujos que van a rellenar estos huecos son flujos de alta energía que tienden a adaptarse a la forma de estas cicatrices. Algunos autores (Massari y Parea, 1990) aluden al salto hidráulico que produce la ruptura de pendiente para el desarrollo de la estratificación contrapendiente. Esta pequeña turbulencia sería la causante de la segregación morfológica de los clastos. Los clastos planares y, por tanto, más hidrodinámicos se adaptan a la morfología del fondo mientras que los más esféricos se quedan en la parte alta. Esta parte superior que representa la colmatación del hueco es retrabajada por los flujos que les viene encima y de ahí que desarrollen un *layering* conforme con las capas inclinadas donde aparecen estos cuerpos. Ese retrabajamiento de los flujos suprayacentes es también la causa de la ausencia de matriz de la parte alta de estos depósitos.

F: Lóbulos conglomeráticos

Son cuerpos conglomeráticos con base plana, a veces, es cóncava hacia arriba y techo neto y convexo hacia arriba. Desarrollan alturas entre 1 y 2 m y su longitud tiene un rango entre algunos metros y varias decenas de metros. Los conglomerados están soportados por la matriz y desarrollan gradaciones negativas (facies Gmi).

El depósito de estos cuerpos tiene lugar por congelación de debris flows poco cohesivos (la geometría lobular de los depósitos sugiere que no generaron turbulencia). El frenado relativamente brusco de estos flujos daría lugar a la cizalla basal que originaría la gradación inversa.

G: Cuñas de conglomerados

Son capas inclinadas hacia el mar que tienden a acuñarse pendiente abajo por disminución del tamaño de grano (Foto 2G). Su espesor medio es de medio metro. Están formadas por clastos

tamaño pebble (diámetros entre 5 y 15 cm) con gradación inversa (Foto 2E) o de inversa a normal (facies Gmm). Algunos clastos *outsized* tamaño cobble (20 a 30 cm) pueden aparecer en el techo de estos cuerpos. Los clastos con morfologías planares tienden a estar estratificados desarrollando un *layering* paralelo a la base o bien aparecen inclinados a favor de la pendiente formando un cierto ángulo con la base, como si estuviesen pseudoimbricados o proyectados (Foto 2D). La fábrica está soportada por la matriz en la parte baja (facies Gms) y por los clastos en la parte alta, donde los que desarrollan morfologías planares están imbricados a favor de la pendiente.

El depósito de estos cuerpos tuvo lugar en relación con avalanchas gravitatorias que tienen su origen en el límite entre el topset y el foreset después de haber sido retrabajados por el oleaje durante un tiempo. El sedimento debió ser transportado en forma de debris flows poco cohesivos o como flujos de granos modificados, donde las colisiones entre los clastos fue el mecanismo principal de soporte de las partículas. La viscosidad generada por la matriz arenosa pudo ser la causante del transporte de los clastos mayores en la parte alta del flujo. Estos clastos rodaron coetáneos al flujo o inmediatamente más tarde. La imbricación de los clastos a techo de estos depósitos debió estar ligada al retrabajamiento del flujo inmediatamente por encima.

H: Capas de conglomerados y arenas con gradación positiva

Capas de potencia variable, entre 0,5 y 2m de espesor, formadas por conglomerados (Gc) de tamaño medio 5 cm de diámetro a la base que pasan hacia arriba en la vertical a arenas masivas (Sm) en secuencias positivas (Foto 2B-D). Los clastos con morfologías planares suelen imbricarse en el sentido de la pendiente. Tienen gran continuidad a lo largo de los foresets del delta tendiendo a acuñarse la fracción conglomerática hacia la parte baja de las clinofomas deltaicas.

Son interpretadas como avalanchas gravitatorias procedentes de la llanura deltaica o parte alta del frente deltaico. La gradación positiva, más que a procesos de turbulencia, puede estar relacionada a una diferenciación pendiente abajo del flujo en una fracción grosera de rápido depósito y una fracción más fina que se depositaría más tarde, en parte por procesos de decantación.

I: Cuñas de arenas con estratificaciones cruzadas

Cuerpos inclinados hacia el mar que disminuyen de espesor pendiente arriba hasta acuñarse. Desarrollan estratificaciones cruzadas planares que buzan hacia tierra, es decir, pendiente arriba. La altura de estos sets de estratificaciones cruzadas puede llegar hasta 0,5 m. Otras veces la organización interna desarrollada está representada por estratificaciones cruzadas en surco.

Se trata de la fracción fina de flujos de sedimentos gravitatorios o flujos de granos que son retrabajados por la acción de las corrientes de deriva generadas por el oleaje en su desplazamiento hacia tierra. El oleaje produce retrabajamiento de este fondo sin compactar a profundidades de *shoreface* generando megarripples o *sandwaves* si la energía es mayor.

J: Alternancia de arenas y limos

Capas centimétricas tabulares de arenas masivas (facies Sm) o con laminaciones onduladas (Sr) u horizontales (Sh) en las que pueden aparecer algunos clastos tamaño pebble embebidos. Las capas de arena alternan con limos cuya organización interna es masiva o con laminación horizontal (Fl). A menudo aparecen bioturbados estos depósitos.

Su depósito se hace a partir de la decantación del sedimento fino en suspensión interrumpido por corrientes de turbidez de alta densidad. Los clastos aislados y embebidos en las arenas pueden haber caído por gravedad desde capas de conglomerados.

K: Calcarenitas

Paquetes tabulares de uno a varios metros de espesor formados por calcarenitas con algunas intercalaciones de conglomerados. La macrofauna es muy abundante y entre las estructuras de ordenamiento interno aparecen megaestratificaciones cruzadas planares buzando hacia tierra de hasta 5 m de altura (Foto 4D). Algunos paquetes de arenas han perdido su estructura interna deposicional y en lugar de ella aparecen estructuras de escape de agua (Foto 4E).

Son arenas con alto contenido en carbonato generado por la abundante macrofauna toda ella característica de aguas templadas. Barras submarinas o *sandwaves* migran hacia tierra por acción del oleaje de tormenta.

L: Arenas y margas

Alternancia de arenas y margas formando secuencias métricas estrato y granocrecientes. Las arenas son masivas (facies Sm) o desarrollan una débil gradación positiva de arenas gruesas o medias a finas. Suelen estar bioturbadas. Las margas tienen foraminíferos planctónicos.

Su depósito tiene lugar a partir de corrientes de turbidez de alta densidad y decantación del sedimento fino que hay en suspensión.

Ll: Margas

Lutitas blanquecinas con alto porcentaje carbonatado proporcionado por el contenido de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo.

Su sedimentación tiene lugar a partir de la decantación de las partículas finas que hay en suspensión en medios marinos pelágicos.

5.2.2.2.2. Ambientes y medios sedimentarios

Las asociaciones de facies que se han descrito definen diferentes ambientes y medios sedimentarios. Estos son: *Lagoon*, deltas de tipo *shoal*, deltas de tipo Gilbert, plataforma somera, talud y cuenca pelágica (Tabla 4).

La descripción de los citados ambientes y medios sedimentarios se ha complementado con secuencias de facies que representan la distribución de las asociaciones de facies en la vertical.

Depósitos de Lagoon

La secuencia de facies de los depósitos que representan los ambientes de *lagoon* está formada por las asociaciones de facies de Conglomerados canalizados (asociación A) y Arenas y limos arcillosos (asociación B). La asociación A se superpone a B formando secuencias de entre 10 y 15 m de espesor grano y estratocrecientes.

La participación de las diferentes facies simples en la secuencia de *lagoon* modelo se va a describir desde la base al techo. Está formada por limos y arcillas (1 m) moteadas con manchas de oxidación-reducción, huellas de raíces y algunos niveles finos de lignito (Fsc), arenas (1,5 m) con gasterópodos marinos y laminación ondulada (Sr), y conglomerados (0,5 m) tamaño pebbles muy redondeados y con base erosiva (Gro, Gci). Intercalados se encuentran niveles (10-20 cm) de carbonatos con textura fenestral, laminación algal estromatolíticas (Cl), oogonios de caráceas y huellas de raíces (Fig. 42).

Cada una de estas secuencias representa un ciclo de somerización en un contexto de lagoon o bahía interdistributaria con variaciones en la salinidad del agua desde marina (ostreidos y gasterópodos marinos) a salobre (estromatolitos con caráceas y otras plantas). Los niveles de lignito implican acumulación de materia orgánica de origen vegetal y rápido enterramiento para evitar su oxidación. El desarrollo de vegetación implica condiciones climáticas húmedas. La sedimentación fina se produce por decantación episódicamente

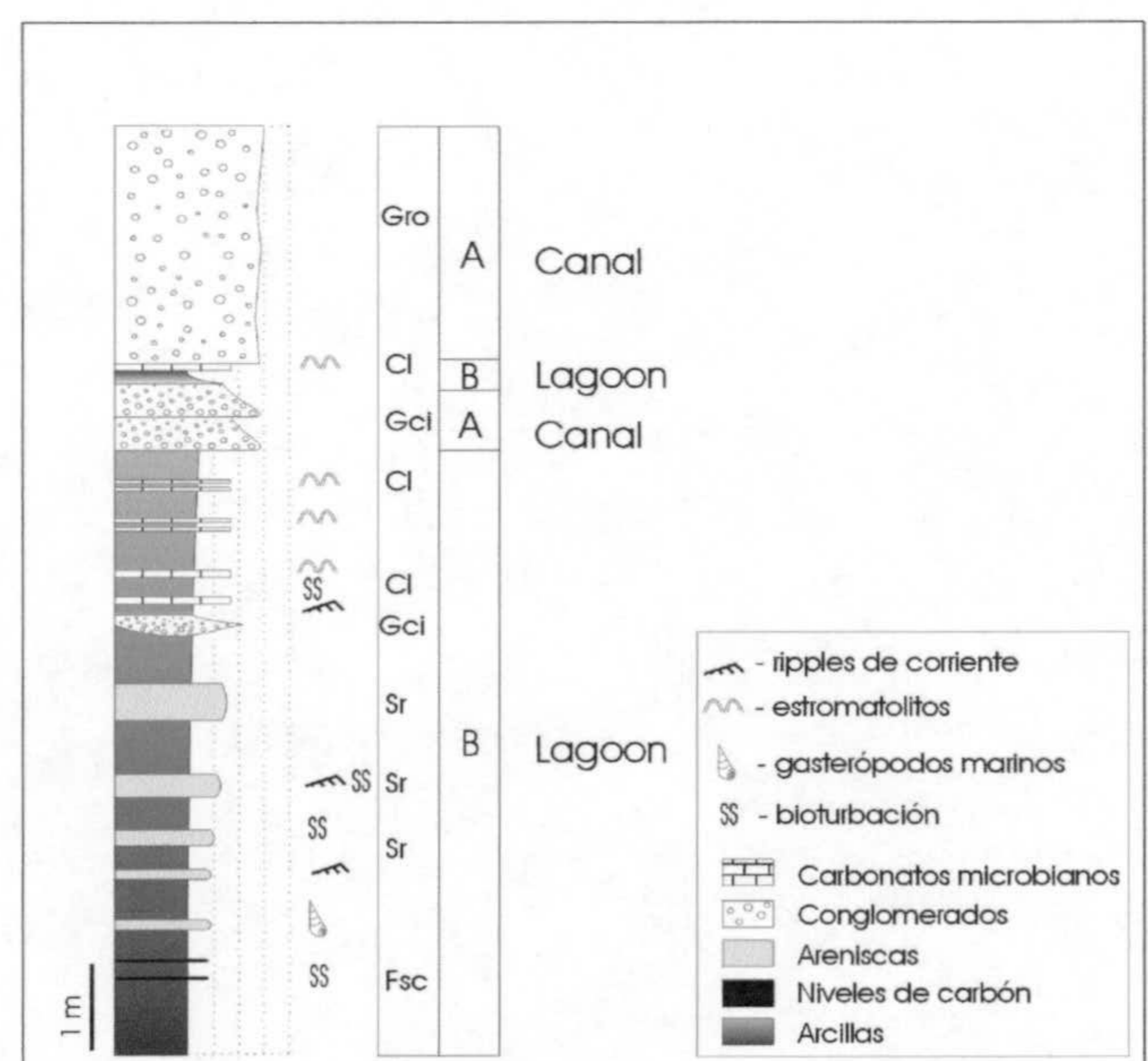


Fig. 42. Secuencia de facies representativa de los ambientes de *lagoon*-canal distributivo.

interrumpida por entradas de siliciclásticos. Estas entradas episódicas de sedimento son más abundantes y groseras en la vertical, desde arenas con ripples que pudieran corresponder a depósitos tipo *crevasse splay* hasta los conglomerados de los canales que alimentaban los lóbulos deltaicos. Los niveles de carbonato podrían representar fases de interrupción de la sedimentación terrígena que favorecería la precipitación del carbonato.

Depósitos de deltas de tipo *shoal* (Fotos 3A - D)

La secuencia de asociaciones de facies de estos tipos de cuerpos deltaicos tiene un espesor inferior a los 12 m. La secuencia de facies está representada por cuatro de las asociaciones de facies que son, de abajo a arriba en la secuencia de facies (fig. 43): Alternancia de arenas y limos (asociación de facies J), conglomerados con estratificación cruzada (asociación D), conglomerados canalizados (asociación A) y conglomerados redondeados y carbonatos algales (asociación C). Las tres primeras asociaciones de facies forman secuencias grano y estratocrecientes de 4 y 5 m de altura. Las capas de la asociación D se inclinan ligeramente hacia el mar con ángulos de 10 a 20° que aumenta de abajo a arriba en la vertical. Los conglomerados redondeados y carbonatos algales (C) aparecen a techo de la secuencia de facies con una tendencia en el tamaño de grano positiva. El componente siliciclástico representado por los conglomerados redondeados disminuye hacia arriba hasta desaparecer y ser sustituido por los carbonatos algales. El final de la secuencia de facies e inicio de la siguiente se produce por entrada de siliciclásticos que aumentan en la vertical en detrimento de los carbonatos algales que finalmente desaparecen.

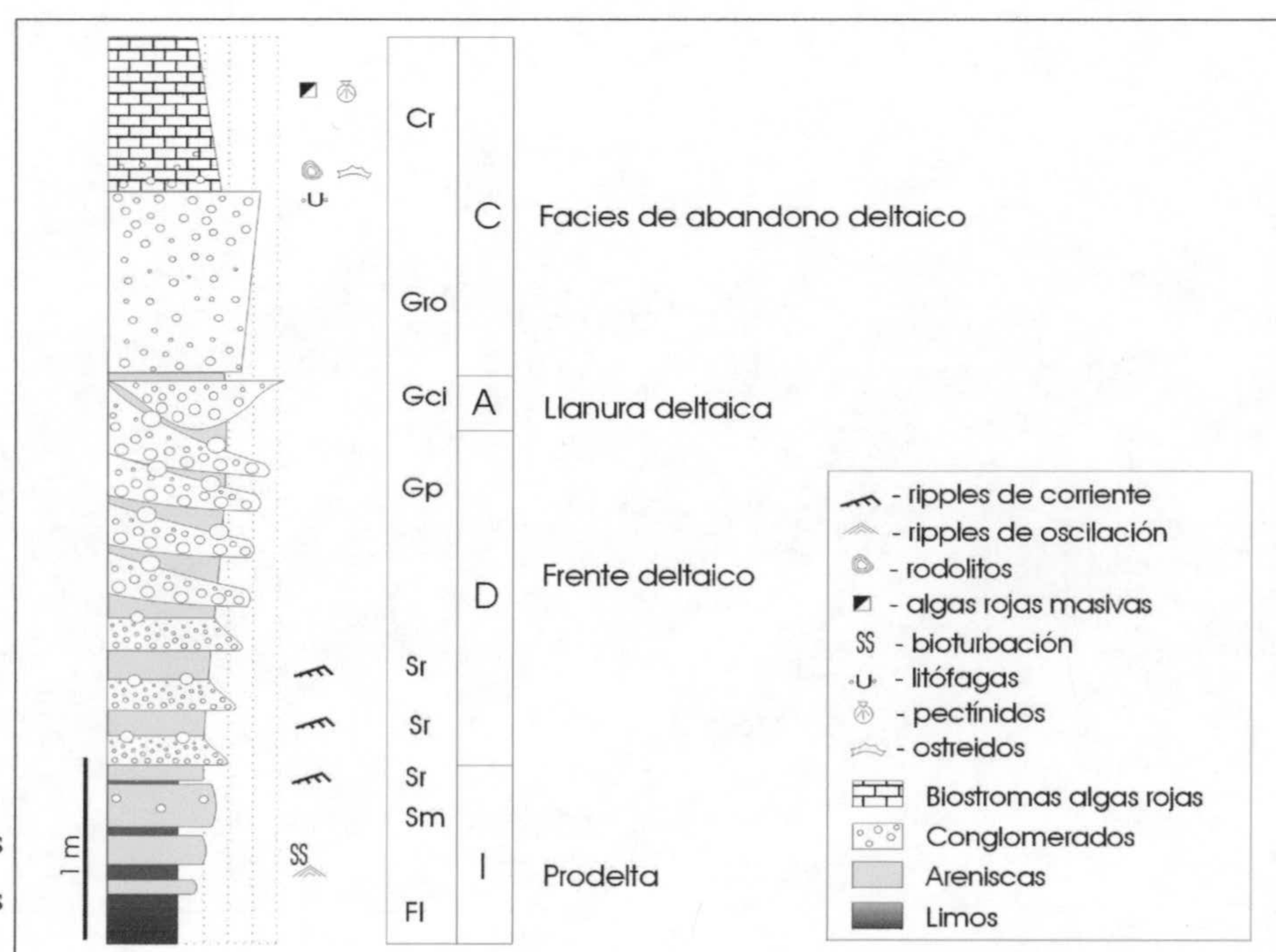


Fig. 43. Secuencia de facies descrita en el texto para los deltas de tipo *shoal*.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
DELTA	LLANURA DELTAICA	Conglomerados canalizados (A)	Gci, Gp1	Cuerpos con base canalizada (neta, erosiva y cóncava hacia arriba) encajados en la asociación de facies III-B ; techo difuso; tendencia granodecreciente típica de relleno de canal; a veces con estratificaciones cruzadas; altura del canal entre 0,5 y 2 m, y anchura de 5 a 20 m	Canales de tipo trenzado (<i>braided</i>) con desarrollo de barras laterales y/o tipo meandriforme con barras de meandro o <i>point bar</i>
		Arenas y limos arcillosos (B)	Sr, Fsc, Cl	Capas de arenas y limos en secuencias de 2 a 10 m; <i>ripples</i> de corriente y oscilación; huellas de raíces y bioturbación; niveles de lignito; carbonatos estromatolíticos con caráceas; gasterópodos y grandes ostreidos	Depósitos de baja energía en ambientes de bahía interdistributaria interrumpidos por depósitos de desbordamiento de canal (<i>overbank</i> y <i>crevasse splay</i>). Variaciones en la salinidad de estos ambientes desde marinos (gasterópodos y grandes ostreidos) a salobres (carbonatos microbianos con carofitas)
		Conglomerados redondeados y carbonatos algales (C)	Gro, Cr	Capas tabulares de espesores de 0,5 a 8 m y y continuidad lateral de varias decenas de metros; clastos de alta madurez mineralógica y textural; rodolitos; matriz carbonatada compuesta esencialmente por algas rojas y restos de abundante macrofauna	Bioestromas de algas rojas y depósitos conglomeráticos retrabajados por el oleaje desarrollados sobre sectores inactivos de la llanura deltaica (Asociación de facies de abandono deltaico)
		Conglomerados con estratificación cruzada (D)	Gp, Sr	Cuerpos de 2 a 3 m de alto y varias decenas de metros de longitud; estratificación cruzada inclinadas a mar; capas de grava con gradación positivas y arenas y limos con laminaciones onduladas	Barras de desembocadura de los canales distributarios
	FRENTE DELTAICO	Conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente (E)	Gb, Gcs	Cuerpos con estratificación cruzada contrapendiente; base erosiva e irregular; soportados por clastos que se imbrican; clastos a techo paralelos a la pendiente	<i>Backsets</i> rellenando <i>slump scar</i> (cicatrices erosivas dejadas por conglomerados desestabilizados pendiente abajo) en el frente deltaico proximal, retrabajados por los flujos conglomeráticos suprayacentes
		Lóbulos conglomeráticos (F)	Gmi	Cuerpos con geometría lobular (base plana y techo convexo hacia arriba); altura de 1 a 2 m y longitud lateral de varios metros a decenas; gradación negativa y estructuras de carga <i>pocket</i> cuando se disponen sobre sedimentos arenoso-limosos del prodelta	Lóbulos conglomeráticos de <i>debris flow</i> poco cohesivos que se depositan por congelación (<i>freezing</i>) del flujo en el frente deltaico distal (donde hay una disminución en la pendiente del frente deltaico). La cizalla basal provoca la gradación inversa del depósito
		Cuñas de conglomerados (G)	Gms, Gmm	Cuerpos en cuña con espesores decimétricos hasta de 2 m inclinados según el frente deltaico varios grados hacia la cuenca (5 a 40 °); generalmente están soportados por la matriz; gradación inversa o inversa a normal; estructuras de carga <i>pocket</i> cuando se disponen sobre sedimentos arenoso-limosos del prodelta	<i>Debris flow</i> cohesivo a poco cohesivo a corrientes de turbidez conglomeráticas de alta densidad con cambio transicional en el comportamiento del flujo en su desplazamiento pendiente abajo por el frente deltaico

		Capas de conglomerados y arenas con gradación positiva (H)	Gc, Sm	Conglomerados con gradación positiva, fábrica soportada por clastos e imbricación a favor de la pendiente.	Avalanchas gravitatorias con diferenciación del tamaño de grano depositadas en el foreset deltaico.
		Cuñas de arenas con estratificaciones cruzadas (I)	St, Sp	Arenas con estratificaciones en surco o planares de alturas medio metro generalmente buzando hacia tierra, a veces, deformadas	Migración de megarripples, <i>sandwaves</i> o barras submarinas pendiente arriba del frente deltaico o en ambientes de <i>shoreface</i> con sentido de la corriente hacia costa por acción del oleaje
	PRODELTA	Alternancia arenas y limos (J)	Sm, Sr, Fl	Interestratificado de capas tabulares subhorizontales de arenas, con algún clasto embebido, y limos; espesor de uno a varios metros; bioturbadas	Eventos de corrientes de turbidez de alta concentración separadas por la decantación del sedimento fino en suspensión
PLATAFORMA SOMERA		Calcarenitas (K)	Cp, Cn, Gc	Espesores de varios metros de calcarenitas con algunas intercalaciones conglomeráticas; gradación positiva y estratificaciones cruzadas tabulares de cuerpos migrando a tierra; estructuras postsedimentarias: deformación, carga, de agua; abundante macrofauna de aguas templadas	Carbonatos templados removilizados por efecto de tormentas puestas de manifiesto en forma de tempestitas y <i>sandwaves</i> que migran hacia la costa
TALUD-CUENCA	TALUD	Arenas y margas (L)	Sm, M	Alternancia de paquetes tabulares de arenas pardas masivas (o con gradación positiva) y margas grises con potencias de escala métrica a decamétrica; clastos lodosos embebidos en las arenas; bioturbación vertical	Corrientes de turbidez de alta concentración desplazándose por la pendiente del talud hacia la cuenca, alternándose con sedimento fino autóctono procedente de partículas en suspensión
	CUENCA	Margas (Li)	M	Decenas de metros de espesor, aumentando hacia el centro de la cuenca; fauna de foraminíferos y nanoplancton	Decantación de partículas finas en suspensión

Tabla 4. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes y medios sedimentarios diferenciados en los materiales estudiados en el afloramiento de Bodurria.

La anterior secuencia de facies se ha interpretado en términos de progradación de un delta con cliniformas de poca altura y relativo bajo ángulo (Fig. 44). Sobre los depósitos de prodelta a la base (asociación J) se superponen las capas de un frente deltaico (asociación D) de poca pendiente en relación con los deltas que se describen más adelante. Los conglomerados canalizados representan los subambientes de canales distributarios a través de los cuales se transporta el sedimento por la llanura deltaica. Los clastos de tamaño anormalmente grande en el frente deltaico distal y el prodelta podrían tener su origen en procesos de aventamiento (*winnowing*, proceso descrito por Postma *et al.*, 1988) de la matriz arenosa de las capas del frente deltaico (de ahí el bajo contenido en matriz de las capas del frente deltaico), desde las que podrían estos clastos caer por desestabilización y quedar embebidos en las arenas del frente deltaico distal y el prodelta.

El retrabajamiento por el oleaje del techo de los lóbulos deltaicos así como la colonización algal y disminución del contenido siliciclástico hacia el techo podría estar relacionado con periodos intermitentes de inactividad en el aporte de sedimento por parte de los distributarios. La parte baja de estos biostromas de algas rojas, donde el contenido siliciclástico es aún importante, las algas aparecen en forma de rodolitos como consecuencia de la presencia de clastos y el movimiento de los mismos. Hacia arriba, con la ausencia de clastos y manteniéndose las condiciones energéticas de batida del oleaje que retrabajó los clastos infrayacentes, estas algas rojas se presentan de forma masiva en respuesta a la acción del oleaje. Podrían corresponder, en ese caso, las capas de algas rojas a facies de abandono deltaico como las descritas en contextos semejantes (Gupta *et al.*, 1999).

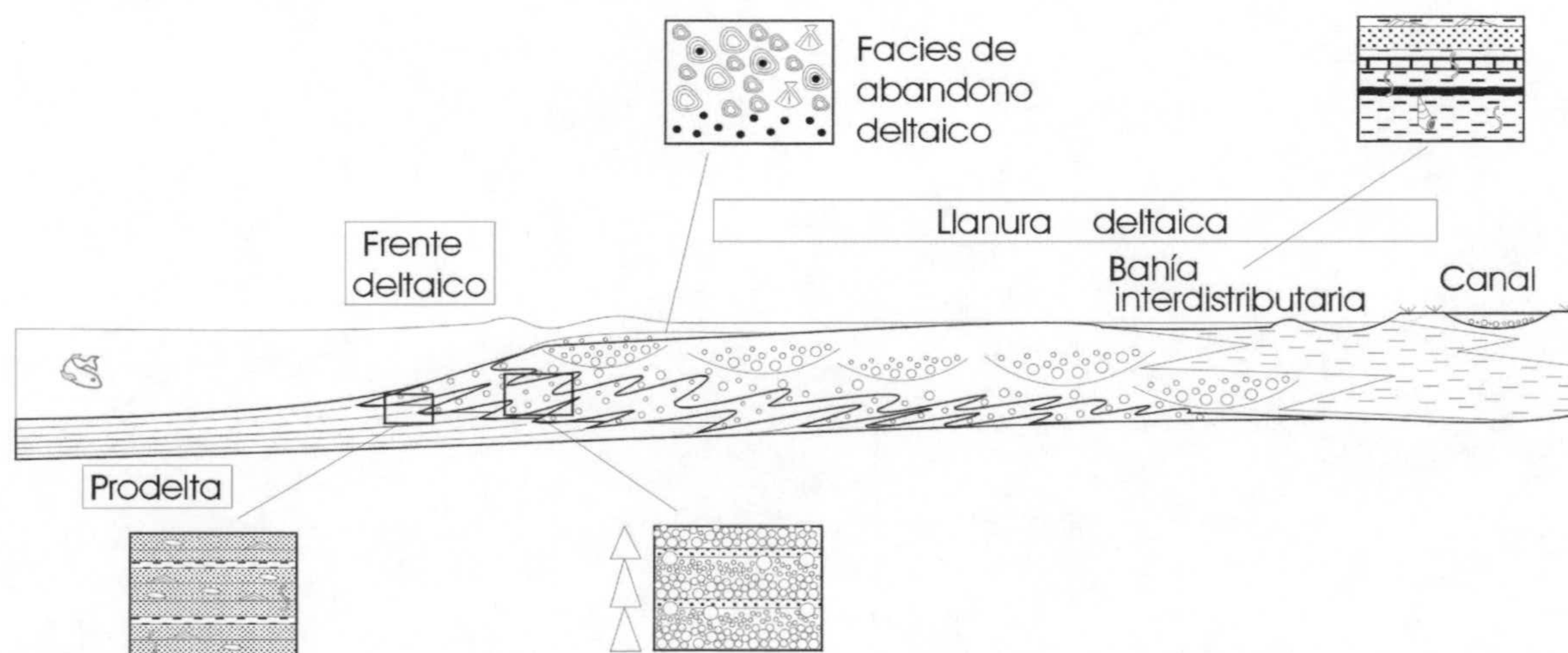


Fig. 44. Gráfico en el que se muestra la distribución de los diferentes subambientes sedimentarios de los deltas de tipo *shoal* y las asociaciones de facies más características descritas en el texto.

Depósitos de deltas de tipo Gilbert (Fotos 2A - G)

La secuencia de facies de estos tipos de deltas es mucho más variada que la de los anteriores pues el gran desarrollo de los depósitos de frente deltaico (foreset) da lugar a una gran variedad de facies conglomeráticas cuyo origen está en diferentes flujos gravitatorios de sedimento. La potencia de estas secuencias de facies varía entre 5 y 50 m mostrando al igual que los deltas anteriormente descritos una tendencia negativa. De abajo a arriba, las asociaciones de facies que encontramos en la secuencia de facies son (Fig. 45): Alternancia de arenas y limos (asociación de facies J), lóbulos conglomeráticos (asociación F), cuñas de arenas con estratificaciones cruzadas (asociación I), capas de conglomerados y arenas con gradación positiva (asociación H), cuñas de conglomerados (asociación G), conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente (asociación E), arenas y limos arcillosos (asociación B) y conglomerados canalizados (asociación A).

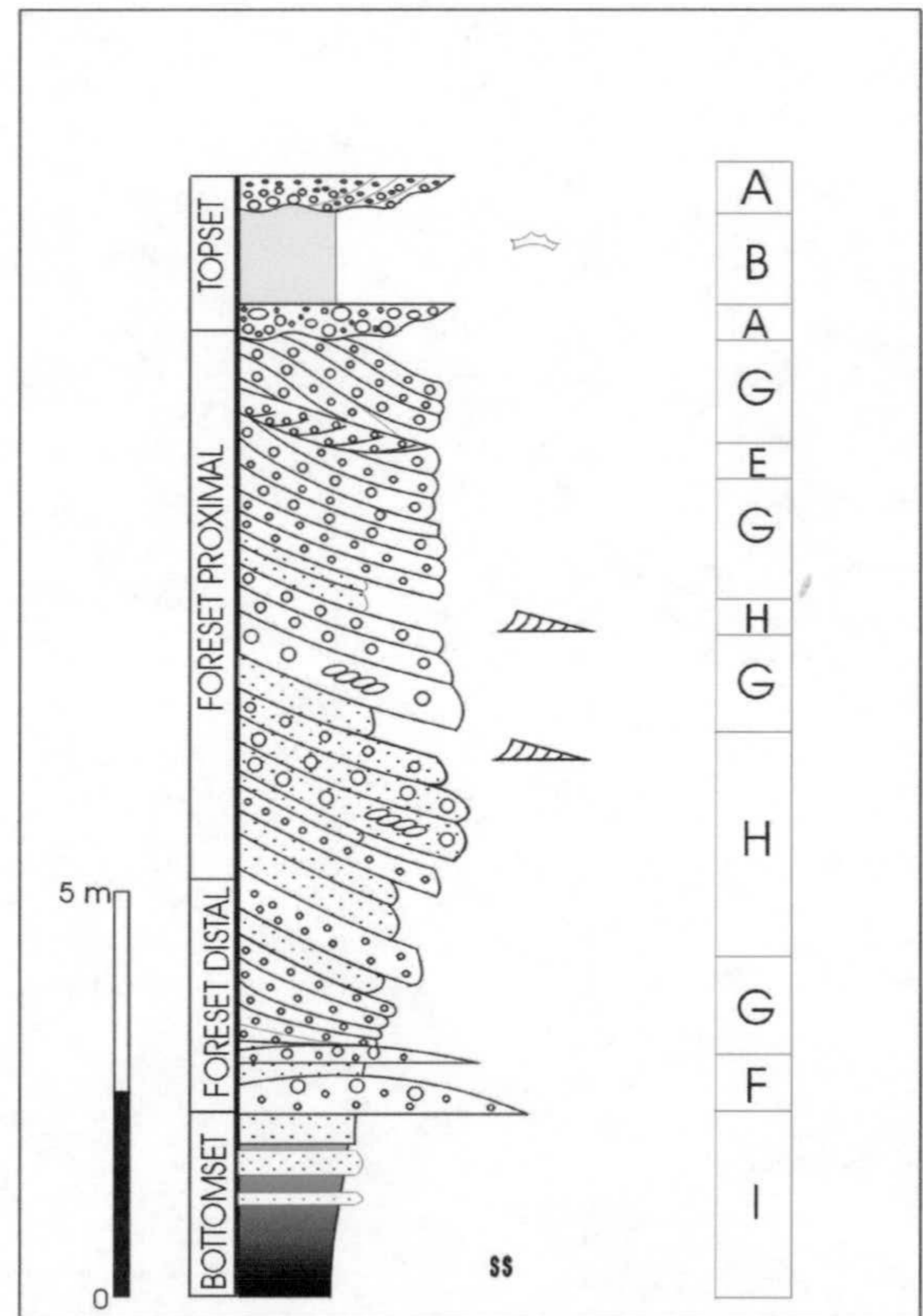
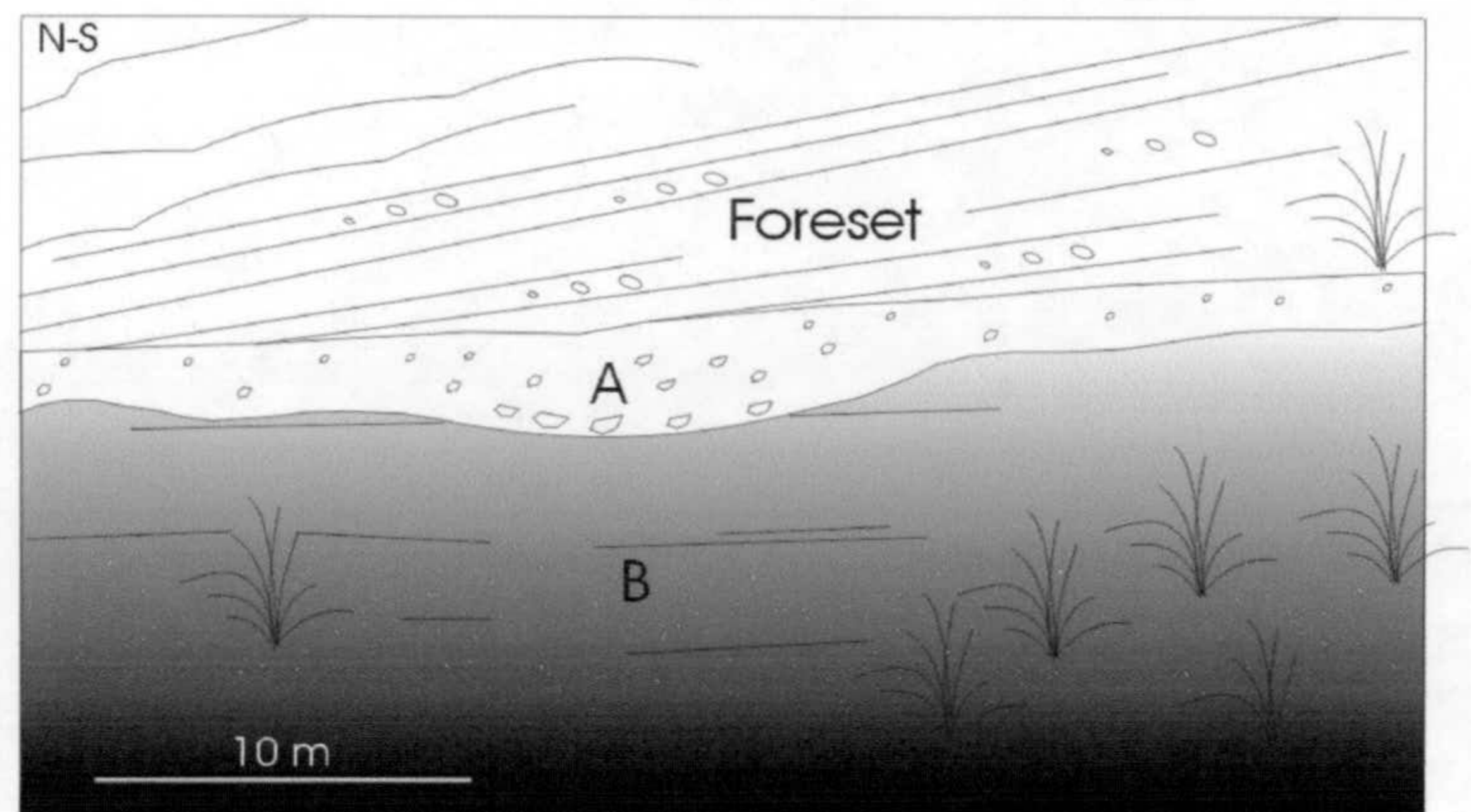


Fig. 45. Secuencia de facies descrita en el texto para los deltas de tipo Gilbert

En la parte alta de la secuencia de facies, las correspondientes a los ambientes de llanura deltaica o topset, se caracterizan por secuencias granocrecientes de subambientes de bahía interdistributaria representadas por la asociación de facies arenas y limos arcillosos con grandes ostreidos (asociación B), incluso *mounds* de ostreidos en posición de vida, a subambientes de canal distributivo representado por conglomerados canalizados (asociación A) (Fig. 46). Los conglomerados canalizados pueden presentarse en forma de cuerpos solitarios de alta energía

encajados en los depósitos de bahía interdistributaria o formando cinturones de canales de baja energía con desarrollo de meandros.

Fig. 46. Dibujo realizado a partir de la foto 2A en el que se muestra la secuencia negativa de bahía interdistributaria (asociación B) y canal distributivo (asociación A) bajo los foreset del delta suprayacente.



El foreset, dependiendo del sedimento disponible, puede ser arenoso-conglomerático o mayoritariamente conglomerático. En los primeros dominan los conglomerados soportados por la matriz y en los segundos los soportados por los clastos. En los primeros dominan las facies Gms desorganizadas o con gradaciones negativas o de negativa a positiva mientras que en los conglomeráticos dominan las facies Gc que desarrollan gradaciones positivas. En términos de procesos sedimentarios, los flujos de sedimento gravitatorios de los foresets arenoso-conglomeráticos son de tipo *debris flow* de cohesivo a poco cohesivo, y en el caso de los foresets conglomeráticos dominan las avalanchas gravitatorias, *debris flows* poco cohesivos y las corrientes de turbidez de alta densidad.

Los depósitos que representan el foreset del delta tienen una inclinación hacia el mar que varía entre 20 y 40° aumentando de abajo a arriba (Fig. 47). Los lóbulos conglomeráticos (asociación F) aparecen en las capas menos inclinadas del foreset distal. Las capas de conglomerados y arenas con gradación positiva (asociación H), las cuñas de arenas con estratificaciones cruzadas (asociación I) y las cuñas de conglomerados (asociación G) son los depósitos dominantes en los foresets. Finalmente, la asociación de facies E aparece muy puntualmente y generalmente en las capas más inclinadas del foreset proximal. Entre los lóbulos conglomeráticos (asociación F) y la cicatriz erosiva que rellenan los conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente (asociación E) pudiera existir alguna relación genética. Los lóbulos de conglomerados tienen un tamaño de grano anómalamente grande para el contexto del foreset distal donde se encuentran. Bien pudieran tener su origen estos conglomerados en la parte alta de los foresets donde la desestabilización pendiente abajo debe ser frecuente por la alta pendiente y la acción de las olas.

La alternancia de arenas y limos (asociación J) constituyen los ambientes del bottomset.

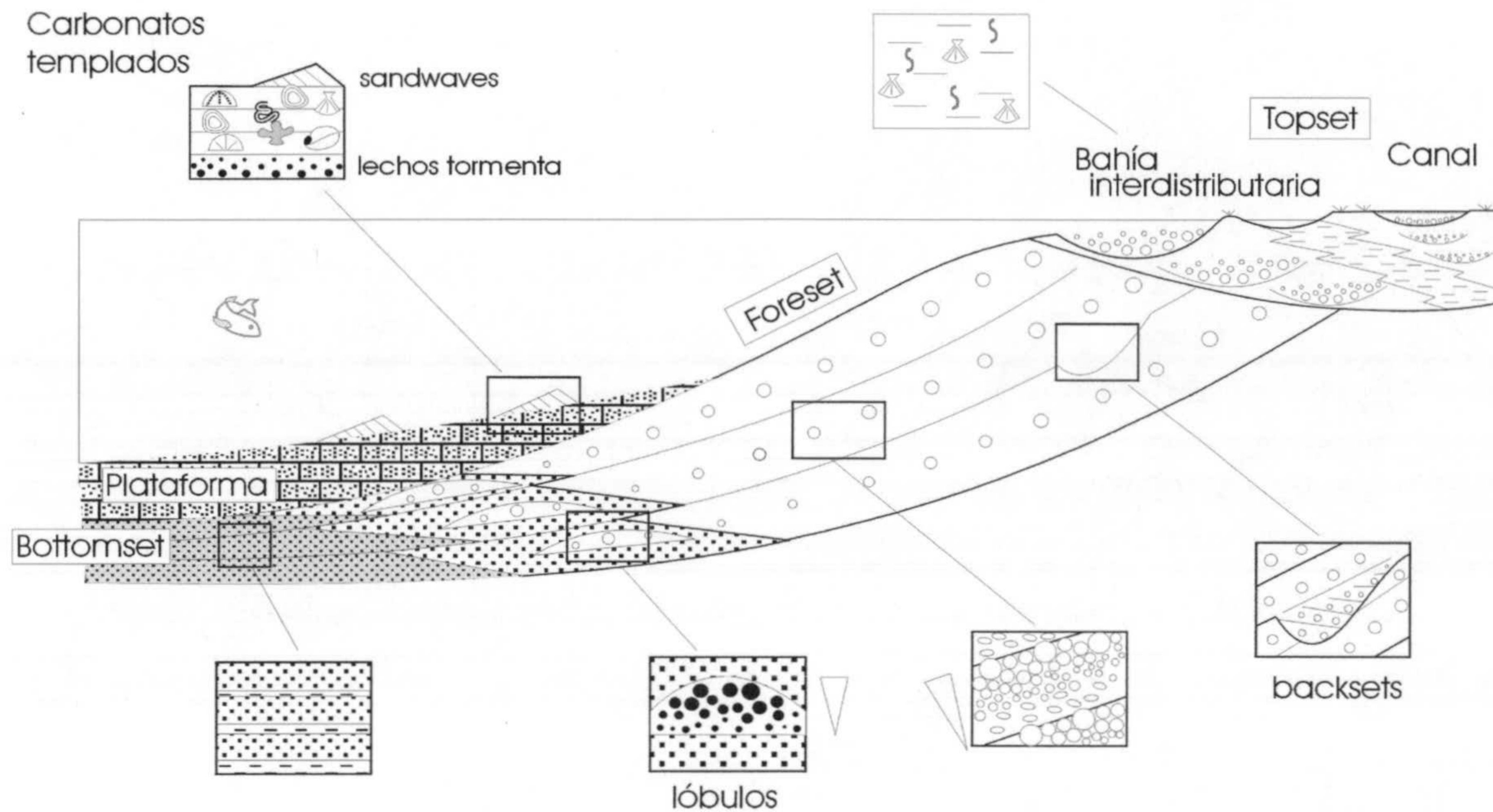


Fig. 47. Modelo sedimentario de los deltas de tipo Gilbert en el que se muestran los ambientes y subambientes sedimentarios relacionados y algunas de las asociaciones de facies más características descritas en el texto. También aparece en el modelo la relación de estos deltas con los medios de plataforma que se describen a continuación.

Plataforma somera

Están representadas por litofacies de areniscas bioclásticas o calcarenitas (facies Cn) con abundante macrofauna (lamelibranquios, equinodermos, foraminíferos bentónicos, braquiópodos, corales solitarios, algas rojas y, de forma puntual, grandes acumulaciones de algas halimedas) y calcirruditas. Las algas rojas, al contrario que en su asociación con los conglomerados redondeados, sí es común que desarrollen geometrías ramosas (branching). Los paquetes conglomeráticos están formados principalmente por clastos calizos con ostreidos cementados y huellas de litófagos. Los depósitos de calcarenitas y calcirruditas pueden llegar a tener espesores de hasta 20 m. Entre las estructuras de ordenamiento interno pueden reconocerse estratificaciones cruzadas de tipo tabular que llegan al medio metro de altura y con sentido de migración fundamentalmente hacia el SE y, en menor medida, al norte y suroeste (facies Cp). También aparecen megaestratificaciones cruzadas de varios metros de altura inclinadas hacia el sur. Otras estructuras reconocibles son las abundantes huellas de bioturbación, especialmente horizontales, a techo de algunos estratos. Algunos paquetes de calcarenitas con potencias no superiores al metro han perdido su estructura interna al estar completamente deformados.

Son depósitos de plataforma mixta en la que el componente carbonatado procede de la abundante fauna de caparazón calcáreo y el componente siliciclástico procede de flujos conglomeráticos procedentes de los deltas. La fauna encontrada es típica de aguas templadas. La baja energía del medio de depósito y la intermitencia de los aportes siliciclásticos permite el desarrollo de algas rojas con morfologías ramosas y bioturbación horizontal a techo de los estratos. Las barras submarinas o *sandwaves* migran hacia la costa y se atribuyen al retrabajamiento del fondo por corrientes que bien pudieran estar ligadas al oleaje de tormenta. Las capas de calcarenitas cuya estructura interna se ha perdido por deformación han sufrido procesos de licuefacción y fluidificación cuyo origen, eventos tectónicos o climáticos, será tratado en capítulos posteriores.

Estos depósitos se encuentran interdigitados con las capas deltaicas en posición más distal, en este caso tienen un mayor contenido siliciclástico, o bien se superponen en solapamiento expansivo sobre algunos lóbulos deltaicos inactivos, en este caso el componente carbonatado es superior (Fig. 47). Están encima no sólo de los ambientes de prodelta y frente deltaico sino que llegan a superar el punto de ruptura de pendiente (*offlap break*) para superponerse a la llanura deltaica marcando el límite entre lóbulos deltaicos apilados. En estos sectores, sobre los ambientes de llanura deltaica, es donde mayor contenido macrofaunístico tienen las calcarenitas. Esta circunstancia hace pensar que estos materiales representen facies de abandono deltaico en contextos semejantes, al menos cuando los encontramos superpuestos a la llanura deltaica, que la de los biostromas de algas rojas anteriormente descritos. La abundante bioturbación horizontal también es evidencia de lo muy esporádico que debieron ser las entradas de siliciclásticos para favorecer el desarrollo de las mismas. Si las entradas siliciclásticas hubieran sido más continuas habría un mayor desarrollo de bioturbaciones con componente vertical en detrimento de las horizontales.

Turbiditas de talud y margas de cuenca

El depósito sobre el talud está representado por la asociación de facies L, es decir, alternancia de niveles finos de margas grises limosas (M) y areniscas amarillas de grano fino a medio, homogéneas y, a veces, bioturbadas (Sm). Presentan geometrías tabulares formando secuencias granocrecientes de 3-4 m. Transicionan hacia áreas proximales a las calcarenitas bioclásticas descritas en el apartado anterior y distalmente a las margas de cuenca descritas a continuación.

La cuenca pelágica está representada por una única fácies, las margas limosas grisáceas con algunos niveles de intensa bioturbación y microfauna de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo (Martín Pérez, 1997) que se describen en la asociación de facies Ll.

Los paquetes de areniscas son interpretados como el depósito de corrientes de turbidez de baja densidad en el talud y los sedimentos margosos representan el depósito a partir de la decantación de partículas arcilloso calcáreas en suspensión en medio marino abierto.

5.2.2.2.3. Distribución de ambientes y medios sedimentarios en las secuencias

Secuencia I

La primera secuencia deltaica está constituida por tres secuencias menores (1, 2, 3), cuyos espesores son de 15, 20 y 15 m, respectivamente. Los límites de cada una de estas secuencias coinciden con calcarenitas de plataforma que distalmente transicionan a arenas turbidíticas del talud y margas de cuenca (Fig. 48; fig. 40 –columnas e y f-). Hacia sectores proximales las calcarenitas de plataforma se ponen en contacto con los depósitos deltaicos sobre los que suelen disponerse en solapamiento expansivo. Los depósitos de plataforma que limitan a techo esta secuencia alcanzan la mayor potencia, 15 m, y extensión de estos medios sedimentarios hacia el sur, hacia tierra. Probablemente, la parte media y alta de estos depósitos de plataforma sean posteriores a la secuencia I y coetáneos a las secuencias deltaicas II y III.

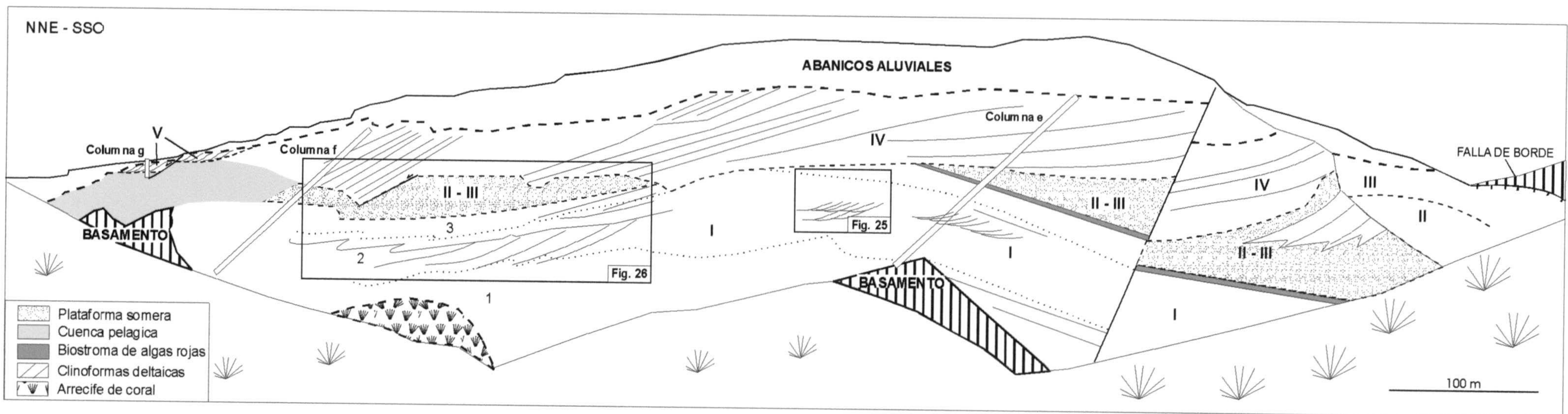
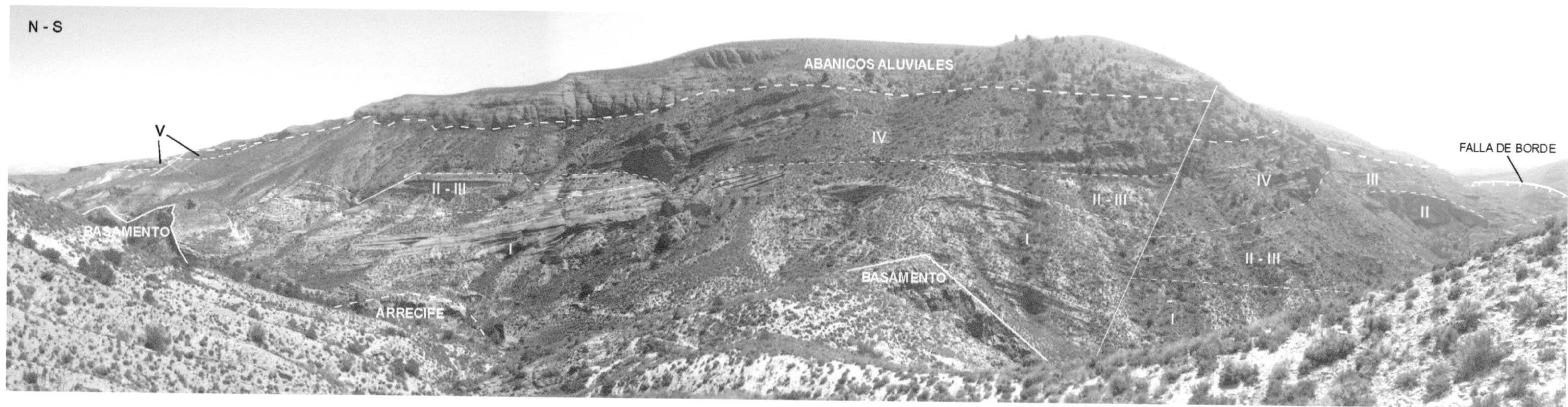


Fig. 48. Fotomosaico en el que se muestra el sector más septentrional del afloramiento de Bodurria (superior) e interpretación del mismo (inferior) en los que se han destacado algunas discordancias que limitan algunas de las secuencias deltaicas diferenciadas (I, IV, V) y se señala el límite de algunas secuencias de orden menor dentro de la secuencia I (1, 2, 3). Además se muestra la posición de las columnas estratigráficas (e, f, g). Las figuras 25 y 26 están situadas sobre el gráfico interpretativo de la panorámica.

Cada una de las secuencias menores (1-3) resultó del apilamiento de varios lóbulos deltaicos (a-c), excepto la secuencia menor 3 que está formada por un solo lóbulo deltaico. Las geometrías deltaicas son de tipo Gilbert y dominio de las litofacies arenoso-conglomeráticas sobre las conglomeráticas. Las dos secuencias menores, estratigráficamente más bajas, están construidas cada una de ellas por el apilamiento de dos lóbulos deltaicos en la parte proximal (a, b), sobre el alto de basamento meridional (Figs. 49 y 50), y hasta tres lóbulos se han diferenciado algo más al norte, en el surco entre los altos de basamento (a-c). Las cliniformas de estos lóbulos van ganando altura en su desplazamiento de sur a norte, desde 5 a 15 m. La evolución contraria se produce en la extensión horizontal de cada una de las cliniformas, desde valores de 10 m a valores del orden de 60 m en el mismo sentido proximal-distal en el que aumenta la altura de las mismas. Estos valores implican una clara reducción en la relación altura y extensión horizontal de las cliniformas desde ratio de 1:2 en sectores proximales a 1:4 en sectores distales. La geometría interna de cada lóbulo deltaico varía en la vertical dentro de la misma secuencia menor desde oblicuo-tangencial, con foresets de alto ángulo sin preservación de los depósitos del topset, a sigmoidal con foresets de bajo ángulo (Fig. 49).

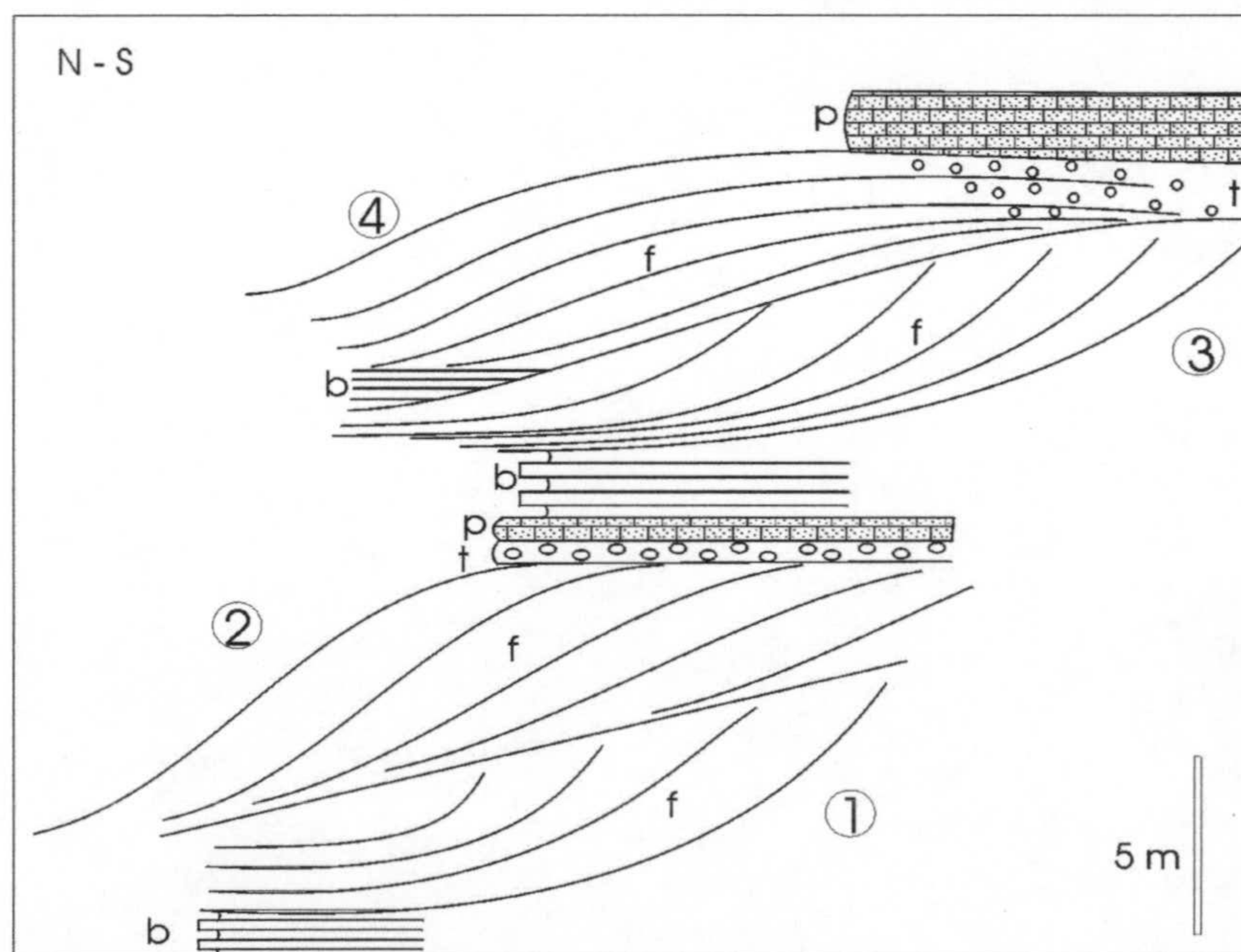


Fig. 49. Gráfico en el que se muestra el apilamiento de las secuencias menores 2 (inferior) y 3 (superior, ver foto 1C) limitadas por calcarenitas de plataforma (p) dentro de la secuencia deltaica I. Cada secuencia menor está construida por el apilamiento de dos lóbulos deltaicos (1-4). Los lóbulos inferiores (1 y 3) de cada secuencia tienen geometrías oblicuo-tangenciales y los superiores (2 y 4) sigmoidales. (t – topset; f – foreset; b – bottomset).

Este cambio en la geometría de las cliniformas está además acompañado con un desplazamiento de los topsets de los lóbulos deltaicos hacia el sur, hacia el borde de la cuenca (Guerra Merchán, 1993; Fernández y Guerra, 1996). Así, los topsets del lóbulo deltaico superior de cada secuencia menor se encuentran en posiciones más meridionales que los de los lóbulos infrayacentes. La dispersión radial en la dirección de progradación de los lóbulos aumenta también hacia arriba para cada una de las secuencias menores (ver apartado de *Análisis de paleocorrientes*).

Hay dos afloramientos, precisamente a la base y a techo de la secuencia deltaica I, donde se han reconocido las características de los canales distributarios que alimentaban y distribuían el sedimento transportado a los lóbulos deltaicos. El primero forma parte del sistema alimentador del lóbulo inferior de la secuencia menor 1 y el segundo hace las veces del lóbulo superior de la secuencia menor 3. En el afloramiento inferior se ha reconocido una secuencia de facies finas de bahía interdistributaria erosionadas por un canal solitario cuya sección tiene 2 m de altura y 20 m de anchura. En el afloramiento superior, se reconocen varios cinturones apilados de canales de altura inferior a medio metro con desarrollo de barras de meandro que producen migración lateral de los canales hacia el este.

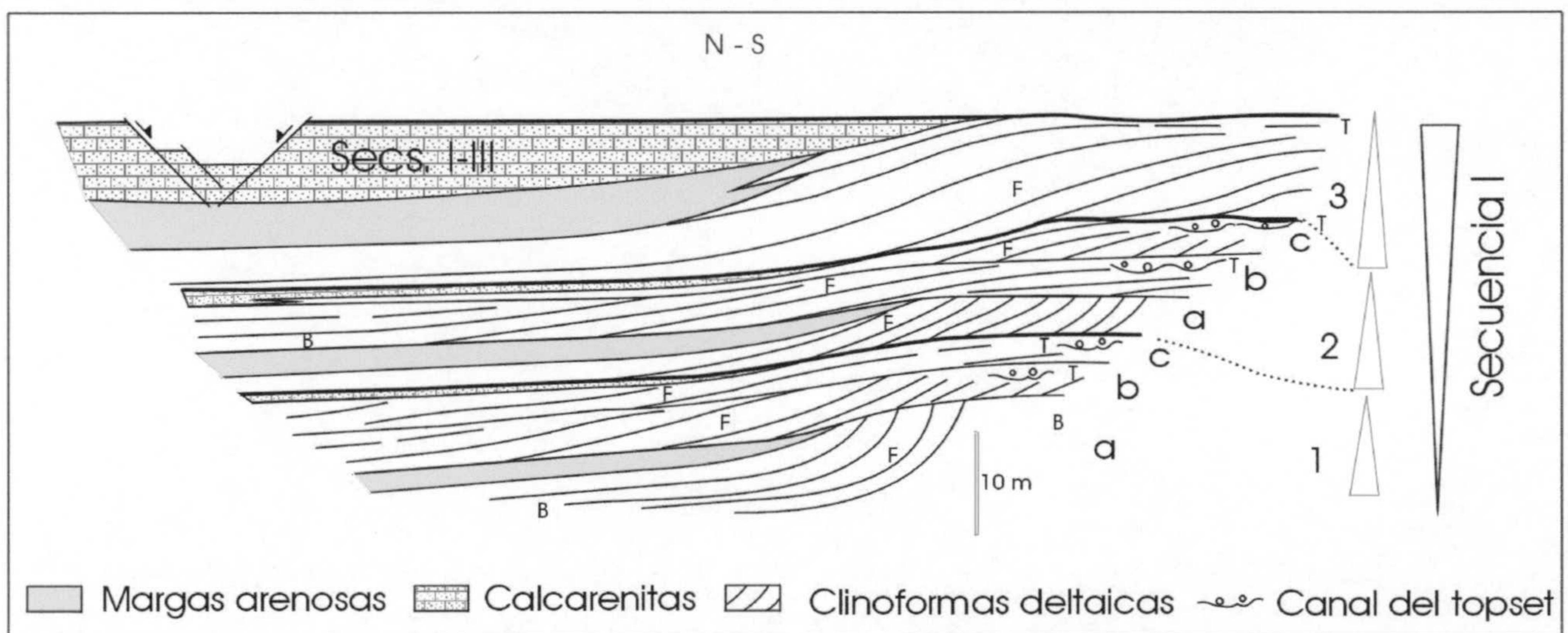


Fig. 50. Esquema (ver foto 1D) en el que se muestra el apilamiento de las tres secuencias menores (1-3) que conforman la secuencia I. Cada una de las tres secuencias menores acaba con el depósito de calcarenitas de plataforma a techo. Las secuencias menores 1 y 2 están construidas a partir del apilamiento de tres lóbulos deltaicos (a, b, c) de espesor decreciente a techo y cliniformas de diferente geometría. Nótese el desplazamiento de los topsets de los lóbulos deltaicos (representados por canales) desde la base al techo de la secuencia I. (T: topset; F: Foreset; B: Bottomset).

Los canales distributarios del lóbulo basal eran fundamentalmente de alta energía y erosivos, es decir, se desarrollaron en un contexto de disminución del espacio de acomodación en la llanura deltaica. Los canales distributarios del lóbulo superior de la secuencia I eran de baja

energía y agradantes, es decir, se desarrollaron en un contexto de aumento del espacio de acomodación en la llanura deltaica.

Secuencia II

Se han reconocido tres secuencias deltaicas menores grano y estratocrecientes alimentadas por clastos de naturaleza nevado-filábride que se interdigitan hacia el interior de la cuenca con las calcarenitas de plataforma, las cuales muestran una tendencia estacionaria o de ligero solapamiento expansivo sobre los depósitos deltaicos.

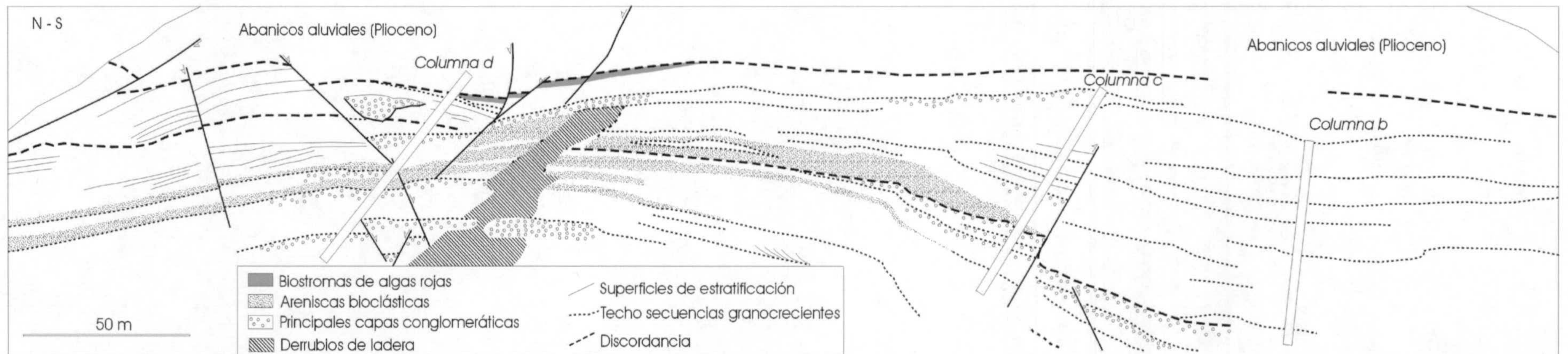
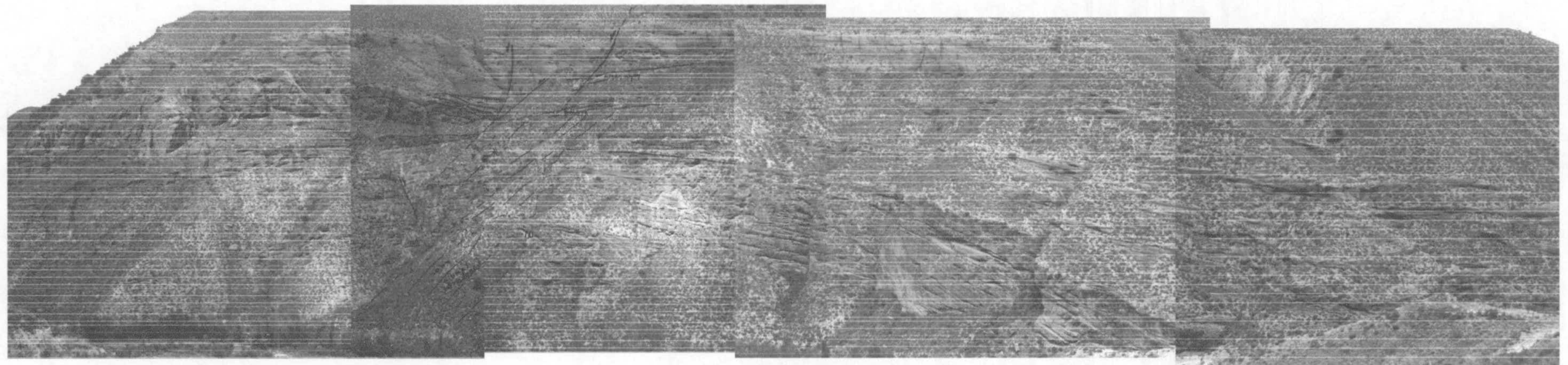


Fig. 51. Fotomosaico del sector intermedio del afloramiento de Bodurria (superior) e interpretación del mismo (inferior). La posición de las columnas b, c y d aparece marcada sobre el dibujo.

Secuencia III

En el sector más meridional, por tanto proximal, de esta secuencia se reconocen tres ciclos granocrecientes de unos 3 m de espesor cada uno de ellos que representan secuencias de *lagoon* culminadas por canales distributarios. Distalmente, cada uno de estos tres ciclos transicionan a otras tres de las diez secuencias granocrecientes agradantes que conforman los lóbulos deltaicos tipo *shoal* que se apilan en el sector proximal de esta secuencia III. Algunos de estos lóbulos deltaicos culminan con facies de abandono deltaico representadas por clastos de alta madurez textural y mineralógica y colonización de algas rojas. Los biostromas de algas rojas más desarrollados corresponden a los de los lóbulos 4, 8 y 9 (Fig. 40 –columna a-). El biostroma del lóbulo 4 alcanza los 5 m de potencia. Hay, por tanto, un mayor desarrollo de biostromas de algas rojas hacia la parte media y alta de la secuencia. La extensión horizontal de estos biostromas, al menos hacia el norte, es reducida y todos se acuñan a lo largo de varias decenas de metros excepto el más potente que llega a alcanzar unos 200 m de extensión.

Los lóbulos deltaicos inferiores aumentan distalmente la altura y la inclinación de las capas que conforman los frentes deltaicos. Al tiempo, hay una clara diferenciación geométrica entre las clinoformas de la parte baja y alta de la secuencia. Las clinoformas de la parte alta son subhorizontales mientras las de la parte baja están francamente inclinadas hacia el norte (Fotos 5A - C). Este cambio geométrico de las clinoformas deltaicas desde deltas de tipo *shoal* a geometrías cercanas a los deltas de tipo Gilbert, sin llegar a desarrollarse bottomsets, tiene lugar en una distancia de 300 m, justo antes del contacto entre las secuencias II y III (Fig. 40 –columna b-) (Fig. 52). Los lóbulos deltaicos de la parte baja de la secuencia se ponen en contacto con el techo de la secuencia II mientras que los lóbulos deltaicos de la parte alta tienen una mayor extensión hacia el norte, en sentido distal, y mantienen el estilo de sedimentación de los deltas de tipo *shoal*. En sectores más septentrionales (Fig. 40 –columna c, d-) se interdigitan los depósitos deltaicos con areniscas bioclásticas de plataforma. Esta interdigitación en la vertical se mantiene estacionaria, sin desplazamientos en la horizontal ni hacia el borde de la cuenca, hacia el sur, ni hacia el interior de la misma, hacia el norte.

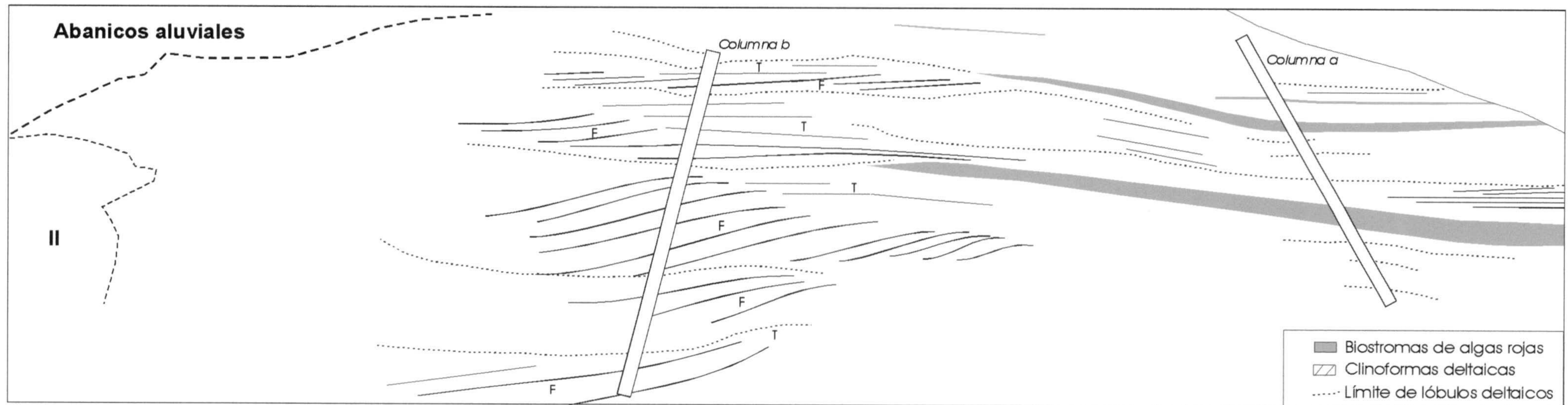
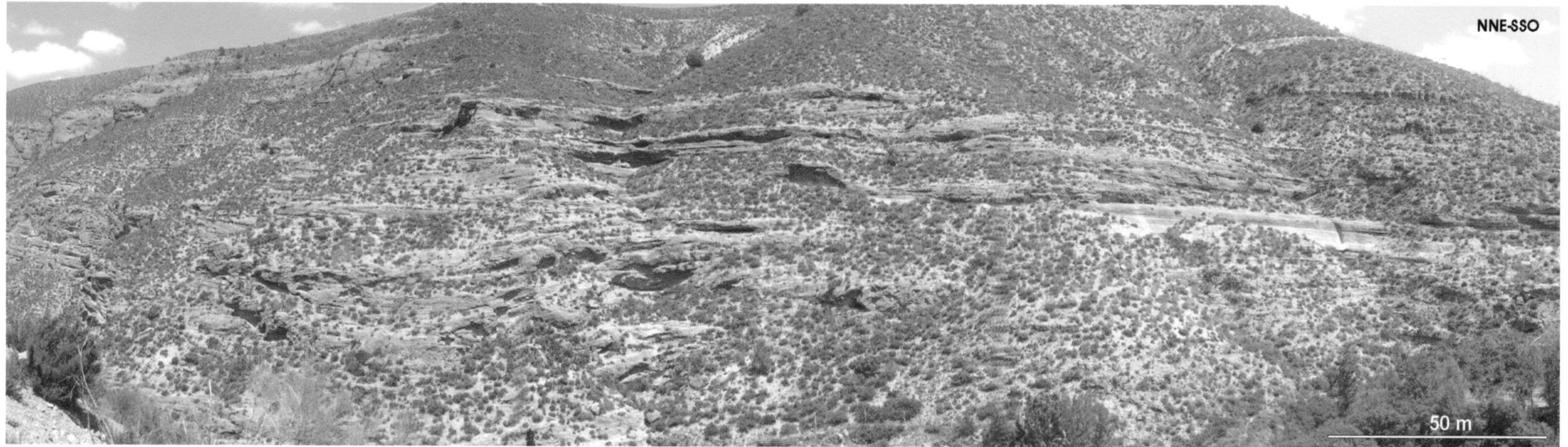


Fig. 52. Fotomosaico del sector más proximal del afloramiento de Bodurria (superior) e interpretación del mismo (inferior) en el que destacan los biostromas de algas rojas que se acúñan distalmente hacia el norte; el aumento del buzamiento de las clinoformas deltaicas hacia la izquierda de la figura y el apilamiento de varias secuencias granocrecientes cuyos techos están delimitados en la figura. Además se muestra la posición de las columnas estratigráficas (a, b). (T topset; F Foreset)

Secuencia IV

Esta secuencia está construida a partir del depósito de grandes lóbulos deltaicos de hasta 45 m de altura con geometrías de tipo Gilbert (Fotos 6A - E). Estos lóbulos deltaicos, al contrario de lo que ocurría en las secuencias anteriores, no se apilan en la vertical sino que se disponen yuxtapuestos separados por discordancias que reflejan diferentes sentidos de migración para cada lóbulo deltaico. La geometría de las clinofomas varía desde sigmoidal para los primeros lóbulos deltaicos, los más meridionales, a oblicua sin desarrollo de bottomset y finalmente, los lóbulos en posición más septentrional, desarrollan clinofomas con geometrías oblicuo-tangenciales. El primero de los, al menos, tres lóbulos deltaicos que conforman esta secuencia por la granulometría sería un delta arenoso-conglomerático. Este lóbulo deltaico se forma sobre un conglomerado basal constituido por bloques sobre una base erosiva. El calibre de las partículas que conforman el resto de los lóbulos deltaicos los incluirían dentro de los deltas netamente conglomeráticos pues es bajo el contenido de la fracción arena tanto en forma de capas con entidad propia como en forma de matriz entre los clastos. La disponibilidad de arena para el primero de los lóbulos y ausencia de la misma para el resto se traduce en un aumento de la ratio altura/radio de los lóbulos deltaicos en sentido sur – norte, por tanto, menor para los deltas arenoso-conglomeráticos y mayor para los conglomeráticos. Obviamente, eso se traduce también en una menor inclinación de los foresets de los deltas arenoso-conglomeráticos respecto a los conglomeráticos.

Secuencia V

Un conglomerado basal con grandes bloques tapiza la parte inferior de esta secuencia deltaico superponiéndose sobre las margas de cuenca pelágica de las secuencias infrayacentes (Fotos 7C y D). Este conglomerado evoluciona en la vertical a areniscas con sandwave que migran hacia sursureste, hacia tierra, y cuya estratificación cruzada está deformada. En estas arenas se encuentran acumulaciones de ostreidos y estructuras de deformación por procesos de licuefacción (Fig. 53).

Sobre este conglomerado basal, se apilan dos lóbulos deltaicos con geometrías tipo Gilbert (Fotos 7A y B). El más antiguo desarrolla clinofomas con geometrías oblicuo-tangenciales con los bottomsets asintóticos hacia la base. La altura de las clinofomas es del orden de la veintena de metros. El segundo lóbulo deltaico, el último de toda la sucesión deltaica, desarrolla clinofomas con geometrías sigmoidales. La altura de las clinofomas aumenta hacia el norte desde 3 m de altura para aquellas que se superponen directamente sobre los depósitos más distales del lóbulo deltaico inferior hasta 12 m de altura para las más modernas que se depositan

directamente sobre margas de cuenca de secuencias infrayacentes. Las areniscas que se intecalan en las cliniformas exhiben laminaciones cruzadas en surco de escala de megarripples que pueden interpretarse por removilización del oleaje.

Esta secuencia tiene tres fases de construcción bien definidas. La primera corresponde al depósito del conglomerado basal; la segunda al primer lóbulo deltaico que muestra una tendencia agradante-progradante, y la tercera la del segundo lóbulo deltaico que muestra un dispositivo netamente progradante.

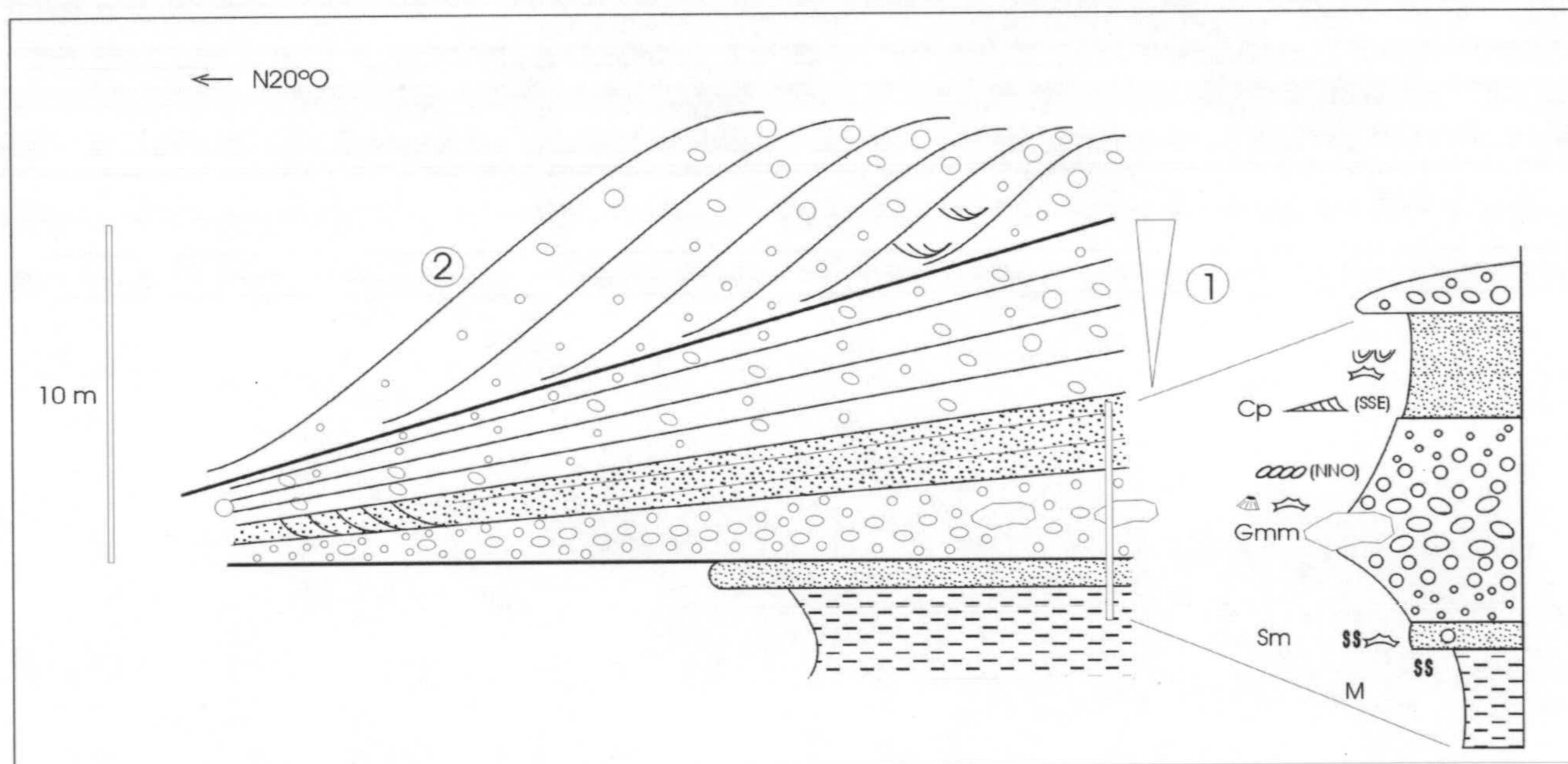


Fig. 53. Gráfico interpretado a partir de la foto 10 en el que se muestra la parte más distal, septentrional, de la secuencia V discordante sobre las margas de cuenca (M) de secuencias infrayacentes. La base de la secuencia está formada por un conglomerado basal de grandes bloques que evoluciona hacia arriba a areniscas. Sobre estas se desarrollan asintóticas las capas del bottomset del lóbulo 1 con geometrías oblicuo-tangenciales (en el gráfico sólo aparece la parte distal del mismo) y sobre él las cliniformas sigmoidales del segundo lóbulo deltaico (2).

5.2.2.2.4. Litología, madurez y naturaleza de los clastos

La cercanía del afloramiento de Bodurria al contacto que separa los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride hacía prever una alimentación de los deltas mixta de ambos complejos. Las litologías tan dispares que componen ambos complejos en este sector (ver capítulo de introducción a la Cuenca de Guadix) hacen relativamente fácil discernir la naturaleza de los clastos que componen las secuencias deltaicas. Así, las litologías predominantes de los clastos de procedencia alpujárride son calizas y dolomías mientras que las de procedencia nevado-filábride son micasquistos, cuarcitas y algunos mármoles.

La primera secuencia deltaica está alimentada por clastos cuya litología carbonatada revelan su procedencia alpujárride aunque hay algo de cuarzos angulosos y algún esquisto. Los

porcentajes aproximados de abundancia relativa de clastos de origen alpujárride sobre los de origen nevado-filábride son de un 95 y 5 % a favor de los primeros.

Las secuencias II y III están alimentadas por clastos tanto de naturaleza nevado-filábride como alpujárride. En la secuencia II y la parte inferior de la secuencia III dominan las rocas carbonatadas (mármoles y calizas). Corresponden a estas litologías los clastos de mayor tamaño, tamaño bloque de 50 a 70 cm, incluso de hasta 1 m de diámetro. A esta altura de la secuencia III los clastos cuya litología es de clara procedencia nevado-filábride tienen tamaños menores. Sin embargo, hacia la parte media alta de esta secuencia y en sectores meridionales entran 3 paquetes de bloques de hasta 1 m de diámetro de micaesquistos con y sin granates y de baja madurez textural de origen nevado-filábride. También en el sector más proximal de la secuencia III aparecen capas en las que la litología dominante son las cuarcitas y cuarzos con alta madurez textural. Los cantos de cuarzo tienen tan altos índices de esfericidad y redondeamiento que forman capas de bolas de cuarzo. En mucha menor medida aparecen brechas rojas, cuyo origen puede estar en la erosión de los depósitos aluviales que de forma discontinua afloran bajo la sucesión deltaica. En resumen desde la secuencia II a los últimos depósitos de la secuencia III se podría deducir un progresivo aumento en la erosión de los materiales de origen nevado-filábride en detrimento de los alpujárrides. Otra conclusión en referencia al tamaño de los clastos es su aumento al final de la secuencia II y en la parte inferior y media de la secuencia III para ir progresivamente disminuyendo en la parte superior de esta secuencia.

Lo mismo ocurre, aunque en menor proporción y en sentido inverso, con la secuencia IV donde, a pesar de predominar ya claramente los clastos de naturaleza Nevado-Filábride a la base, comienzan a entrar poco a poco clastos de origen Alpujárride en los depósitos más modernos. En las últimas fases de construcción de esta secuencia ya dominan las litologías alpujárrides sobre nevado-filábrides. Algo que llama la atención en esta secuencia es que, a pesar de la gran magnitud de las clinofomas deltaicas y del gran tamaño de los clastos en algunas capas (tamaños bloque) presentan los clastos unos índices de redondeamiento relativamente altos. No tanto de esfericidad pues el dominio de clastos esquistosos favorecen las morfologías planares sobre las esféricas. Este hecho junto puede interpretarse como una resedimentación de los depósitos de secuencias infrayacentes, en concreto de la secuencia III. Incluso se han encontrado grandes clastos, de hasta 50 cm de diámetro, de calizas arrecifales que debieran provenir de un arrecife de coral que se desarrolló en zonas más proximales.

Finalmente, en la secuencia V vuelven a predominar los clastos de naturaleza alpujárride, algunos de gran tamaño a la base (diámetros de hasta 3 m se han llegado a medir), sobre los de naturaleza nevado-filábride.

5.2.2.2.5. *Análisis de paleocorrientes*

Los lóbulos deltaicos de la Secuencia I muestran una gran dispersión con direcciones de migración incluso perpendiculares de unos a otro lóbulos. Se han medido dos sentidos principales de migración deltaica. El primero y predominante en la mayoría de los lóbulos que construyen esta secuencia es hacia nornoroeste con un rango de valores que va desde N40°O hasta N. El segundo, exhibido por un único lóbulo deltaico, es hacia N110°E. En las areniscas y calcarenitas intercaladas entre los paquetes conglomeráticos se han medido paleocorrientes hacia sureste a partir de laminaciones y estratificaciones cruzadas planares.

Las condiciones de afloramiento de la secuencia II hacen particularmente difícil las observaciones de detalle. En ella se han podido medir imbricaciones hacia N50°E pero también hay un lóbulo deltaico que parece progradar con componente sureste.

La secuencia III muestra una gran variabilidad en cuanto a las direcciones de progradación de los lóbulos deltaicos que las construyen. En el sector más meridional, más cercano al borde de la cuenca, se han medido imbricaciones de clastos que señalan migración hacia N40°O. Hacia el norte, y antes de llegar al contacto con la secuencia II, se observa una mayor dispersión en el sentido de migración con un rango que va desde noroeste (N30-50°O) a noreste (N0-30°E). Finalmente, en los afloramientos más septentrionales de esta secuencia dominan sentidos de migración entre N40 y N60°E. Las imbricaciones de los clastos en la parte superior de estos deltas por retrabajamiento del oleaje es muy frecuente y con predominio de sentidos hacia tierra, desde N150°E en los sectores más meridionales hasta N120°W en los más septentrionales.

Las paleocorrientes medidas a partir de la imbricación de clastos en el frente deltaico y el sentido de buzamiento de las cliniformas deltaicas de la secuencia IV muestran también una gran dispersión de sur a norte. En las capas más meridionales, más antiguas, se han medido sentidos de progradación desde N30°E a N60°E. Las últimas cliniformas de esta secuencia deltaica muestran, sin embargo, sentidos de progradación con componente noroeste, desde N10-20°O hasta N70°O.

Las imbricaciones de los clastos de los lóbulos deltaicos de la secuencia V marcan sentidos hacia N20°O mientras que las paleocorrientes medidas a partir de estratificaciones cruzadas en areniscas marcan sentidos hacia sursureste. Esto indica sentidos de migración de los lóbulos deltaicos hacia nornoroeste mientras que las corrientes ligadas a la acción del oleaje tienen sentidos sursureste, es decir, hacia tierra.

En resumen, y a grandes rasgos, el sentido de progradación de los lóbulos deltaicos desde la secuencia I a la V muestra una trayectoria pendular desde noroeste a noreste de la secuencia I a la III, y en sentido contrario, de noreste a noroeste desde la base de la secuencia IV hasta la V.

5.2.2.2.6. *Evolución de las cuencas de drenaje*

A partir del estudio de los clastos que alimentan las secuencias deltaicas, es decir sus litologías y madurez textural y mineralógica, complementándolo con los sentidos de progradación de los lóbulos deltaicos nos va a permitir conocer la posición aproximada de las cuencas de drenaje de los deltas así como los materiales sobre los que están instaladas.

Las cuencas de drenaje de los lóbulos deltaicos de la primera secuencia estaban instaladas sobre materiales del complejo Alpujárride y, dado el tamaño de estos lóbulos, debieron ser de tamaño reducido. Los puntos de entrada de aportes a la cuenca, obtenidos a partir de la posición y sentido de migración de los lóbulos deltaicos, debieron ser al menos dos, uno por el sur y otro por el oeste.

Las litologías de los clastos de los lóbulos deltaicos de la secuencia II indican que sus cuencas de drenaje estaban fundamentalmente instaladas sobre materiales alpujárrides; pero con inicio de erosión de los materiales Nevado-Filábride. Los puntos de entrada de aportes a la cuenca seguían siendo múltiples, principalmente desde el oeste y el sur, según indican las paleocorrientes medidas.

La entrada de aportes para la secuencia III parece localizarse fundamentalmente al sur, sin aportes en este caso transversales a la dirección sur-norte. Las cuencas de drenaje están instaladas principalmente sobre materiales alpujárrides a la base para hacia la parte alta de la secuencia predominar la erosión de los materiales Nevado-Filábrides sobre los alpujárrides. Hacia la parte alta de esta secuencia el tamaño de grano se reduce y tiende a ser más homogéneo lo que llevaría a pensar, junto con la disminución del número de puntos de aporte de sedimento, en una maduración de las cuencas de drenaje. Por tanto, las múltiples pequeñas cuencas de drenajes de donde se alimentaban los lóbulos deltaicos previos se fueron fundiendo en una gran cuenca de drenaje.

A la base de la secuencia IV se ha reconocido un aumento en la madurez textural de los clastos que la componen y sus litologías concuerdan con la de la secuencia precedente. Sin embargo, hacia la parte alta de esta secuencia vuelve a producirse erosión de materiales alpujárrides llegando a la misma proporción que la de los nevado-filábrides. Nuevamente, con la entrada de aportes alpujárrides, aumenta la heterogeneidad en el tamaño de grano. Otra vez se multiplican los puntos de entrada de aportes, uno desde el suroeste y otro desde el sureste, tal y como se deduce de los sentidos de progradación de los diferentes lóbulos deltaicos que componen esta secuencia.

A la base de la secuencia V se han reconocidos clastos de tamaño anómalamente grandes con diámetros de orden métrico y litologías calizas (calizas brechificadas con ostreidos

cementados y perforaciones debidas a litófagos). Como ya se preludiva al final de la sedimentación de la secuencia IV, las cuencas de drenaje vuelven nuevamente a estar instaladas fundamentalmente sobre materiales del complejo alpujárride.

Por tanto, y resumiendo la evolución de las cuencas de drenaje para las dos últimas secuencias deltaicas, en ellas no se reconoce una maduración de las cuencas de drenaje como cabría pensar. La multiplicación de los puntos de entrada de sedimento a la cuenca, la heterogeneidad en el tamaño de grano y el predominio de la erosión de materiales alpujárrides apuntan a un rejuvenecimiento de las cuencas de drenaje. Sin bien, especialmente a la base de la secuencia IV hay un aumento en la madurez textural de los clastos que podría indicar lo contrario, esto puede estar ligado a procesos de canibalización. La resedimentación de clastos de las secuencias infrayacentes, en concreto de la secuencia III, es patente en la gran cicatriz erosiva que separa esta secuencia de la secuencia IV.

5.2.2.3. Distribución de las secuencias deltaicas y tendencia arquitectural de la sucesión deltaica

5.2.2.3.1. Distribución relativa de las secuencias

Obviamente, el apilamiento vertical de las secuencias hace que las secuencias más modernas se dispongan sobre las más antiguas. En el caso de que ese apilamiento en la vertical no fuera acompañado de cambios en la posición horizontal, es decir, en cuanto a la cercanía o lejanía al borde de la cuenca, cada secuencia se apoyaría sobre la inmediatamente anterior. Pero no es ese el caso del afloramiento de Bodurria. La posición relativa que ocupan las secuencias de la sucesión estudiada varía tanto en la vertical como en la horizontal (la distancia respecto al borde de la cuenca no se mantiene constante a lo largo de toda la sucesión). El análisis de la evolución en la posición de las diferentes secuencias, y por tanto de los depocentros, entendidos como el lugar donde se dan los mayores espesores de sedimento, arroja como resultado dos tendencias claramente distintas (Fig. 54).

Una primera tendencia vendría dada por la distribución de las tres primeras secuencias (I-III). Desde la secuencia I a la secuencia III, los deltas van ocupando posiciones cada vez más meridionales, por tanto, el borde de la cuenca es desplazado hacia el sur, hacia tierra. Este desplazamiento de los depocentros hacia los actuales dominios de la sierra, conlleva que los sectores más proximales de cada secuencia se apoyen directamente sobre materiales del basamento mientras que sólo los sectores más distales van a quedar depositados sobre la secuencia infrayacente.

La segunda tendencia, en cuanto a la evolución en la posición de los depocentros, viene marcada por las dos últimas secuencias de la sucesión (IV-V). Al contrario de lo que ocurría con las secuencias precedentes, a partir del depósito de la tercera secuencia se invierte la tendencia, y los deltas de las dos últimas secuencias se depositan en posiciones más internas a la cuenca. Este desplazamiento del depocentro hacia el norte conlleva que la cuarta secuencia, que se deposita tras una importante etapa erosional, lo haga además de sobre los deltas, sobre los depósitos de plataforma y las margas de cuenca pelágica de la tercera secuencia. En el caso de la última secuencia (V), al depositarse en la posición más septentrional, más interna a la cuenca de toda la sucesión, se apoya sobre los depósitos más distales de las secuencias infrayacentes. La secuencia V está situada 3 km hacia el norte, hacia el interior de la cuenca, respecto de la posición que ocuparía el borde de la cuenca cuando tuvo lugar el depósito de la tercera secuencia. El desplazamiento en la horizontal de esta secuencia con relación a la anterior hace que en lugar de superponerse a la secuencia IV, se disponga adosada al pie de la última clinoforma deltaica de la secuencia IV.

5.2.2.3.2. *Tendencia arquitectural de la sucesión: Patrón de apilamiento*

Resumiendo, y según lo descrito en el anterior punto, la evolución en la posición de los deltas de las diferentes secuencias, o bien de los depocentros, manifiesta una tendencia hacia sectores más externos a la cuenca, con desplazamiento del borde hacia tierra, para las tres primeras secuencias, y una tendencia hacia sectores más internos a la cuenca, hacia el mar, para las dos últimas secuencias.

La sucesión sedimentaria tiene, por tanto, dos etapas de construcción netamente diferenciadas según su polaridad: Una primera fase de construcción esencialmente con polaridad vertical (Secuencias I-III), y una segunda fase, principalmente, de construcción horizontal (Secuencias IV-V).

Según la terminología de la arquitectura estratigráfica, podemos asignarle a la sucesión una primera fase con tendencia retrogradante con cierta agradación (secuencias I-III), y una segunda fase (secuencias IV-V) con tendencia francamente progradante.

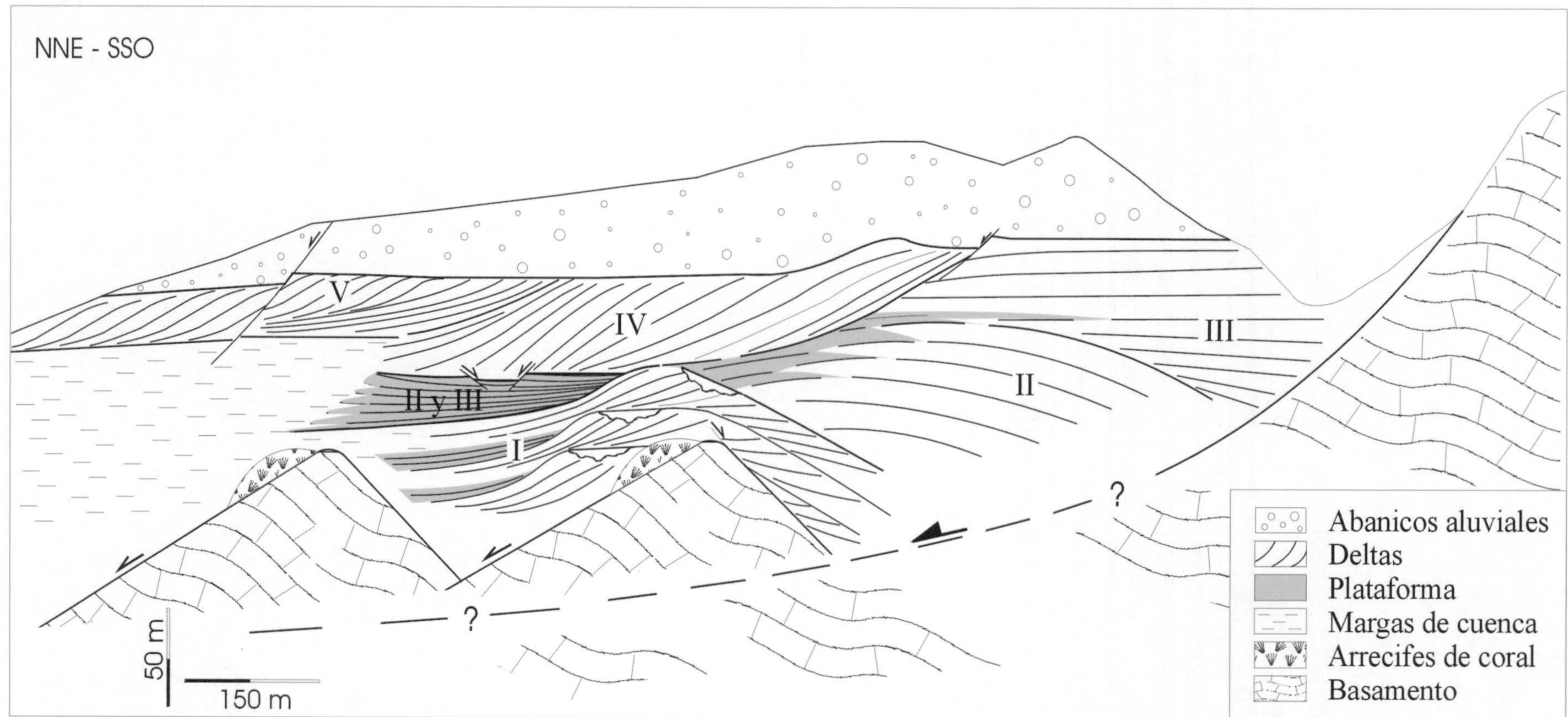


Fig. 54. Corte geológico sintético del afloramiento de Bodurria realizado a partir de las interpretaciones de los fotomosaicos en el que se muestra la geometría y distribución de las diferentes secuencias, las discordancias que los limitan y los principales contactos mecánicos así como la relación de la sucesión deltaica con el basamento y los abanicos aluviales del relleno continental de la cuenca.

5.2.2.4. Tectónica y sedimentación

En este punto se incluyen todos aquellos rasgos tectónicos que hayan influido en la sedimentación de la sucesión deltaica, por tanto, aquellos que sean el resultado de una actividad tectónica sinsedimentaria o bien inmediatamente precedente.

5.2.2.4.1. Fallas y pliegue

Los dos altos de basamento alpujárride que aparecen a mitad de la sección (ver cartografía) están limitados por fallas normales de alto ángulo (estructura en dominó) con dirección NO-SE. El bloque hundido se sitúa hacia el norte. Ambos altos de basamento se encuentran basculados hacia el sur. Las calizas alpujárrides que conforman estos altos están extensamente perforadas por litófagas y la cara norte de cada uno de estos dos afloramientos de basamento se encuentra colonizada por un parche arrecifal. No hay evidencias claras de que esas fallas hayan actuado durante el depósito deltaico, sin embargo sí condicionaron la progradación de los lóbulos deltaicos, al menos los inferiores, de la secuencia I. Así, las secuencias menores 1 y 2 de las tres que conforman la secuencia I tienen una potencia inferior a 15 m sobre el alto del basamento más meridional y pocos metros más al norte, entre los dos altos de basamento, tienen el doble de potencia. Otro dato, además del espesor, que confirma la existencia de ese alto fondo durante parte del depósito de la secuencia I es que mientras sobre el afloramiento de basamento cada una de estas secuencias menores está formada por el apilamiento de únicamente dos lóbulos deltaicos, en el sector más septentrional, en el surco entre los dos altos fondos, hay hasta tres lóbulos deltaicos formando parte de cada secuencia menor. La dispersión en los sentidos de progradación de los lóbulos deltaicos de las secuencias menores 1 y 2 está también condicionada por las irregularidades del fondo debidas a estos umbrales o altos fondos.

Otras fallas normales sinsedimentarias al depósito deltaico afectan a las calcarenitas de plataforma sobre las que se apoyan los cuerpos deltaicos de la secuencia IV. Estas fallas buzanan tanto al norte como al sur formando una pequeña estructura de tipo graben (ver figs. 50 y 54; Foto 4F).

Probablemente, por escala y por influencia en la sedimentación deltaica, la estructura más determinante en la sedimentación deltaica sea un anticlinal de compensación (*rollover*) que pliega los depósitos de la secuencia II (Fig. 55; Foto 8). El radio de este anticlinal es de aproximadamente 300 m y está ligado a una falla normal lítrica. La dirección del eje del anticlinal y, por tanto, de la falla es de NO-SE hundiéndose el bloque norte. Actualmente la falla o bien no es visible o pudiera en parte corresponder a la falla de borde, actualmente con un buzamiento muy superior al que debió tener cuando generó el citado anticlinal de compensación. La falla se generó aprovechando la debilidad que suponen las litologías filíticas intercaladas

entre calizas, ambas del basamento Alpujarride. La actuación de la falla produjo, por falta de espacio en profundidad, el plegamiento de los materiales que constituyen la secuencia II. Asociadas al anticlinal de compensación hay pequeñas fallas de alto ángulo cuyo salto es inferior a 10 m y bajan el bloque situado al sur. Afectan a los depósitos de la secuencia II y a los primeros depósitos de la III, siendo selladas por el depósito de lóbulos deltaicos en posiciones estratigráficamente más altas de esta misma secuencia.

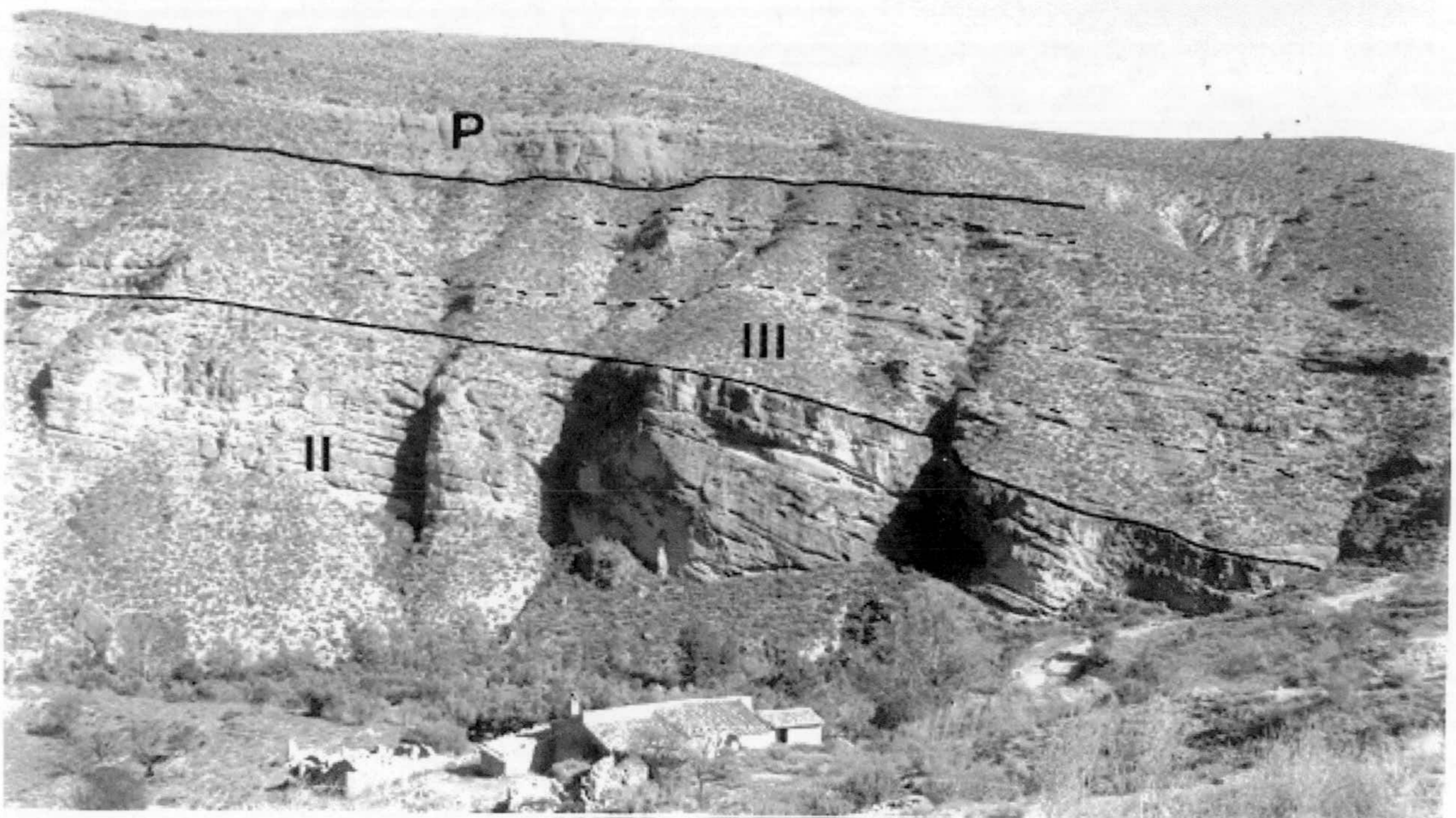


Fig. 55. Parte proximal del anticlinal de compensación que pliega la secuencia deltaica II y genera un abanico de capas en la secuencia III que se abre hacia el sur (a la derecha) donde se encuentra el borde de la cuenca y la falla lítrica que generó esta estructura (no aflora). (P – abanicos aluviales del relleno continental plioceno de la cuenca)

El plegamiento se reduce hacia arriba de manera que los materiales de la secuencia III están afectados por un pliegue más suave y de mayor radio. A su vez, la geometría de la secuencia III es en cuña o abanico de capas que se abre hacia el sur, hacia el borde de la cuenca. Así, la potencia de esta secuencia varía desde 60 m en los sectores más cercanos al borde de la cuenca a los 30 m que exhibe en la vertical sobre el anticlinal de compensación. Las capas inferiores de la secuencia III están basculadas ligeramente hacia el borde de la cuenca mientras que las superiores están en posición subhorizontal. Estas características geométricas ponen en evidencia que la falla actuó sincrónica al depósito de la secuencia III. La falla lítrica de crecimiento fue la causante de la continua generación del espacio de acomodación hacia el borde de la cuenca como se deduce de la tendencia agradante de la secuencia III. Las facies de los depósitos que aparecen

a techo de los lóbulos deltaicos que construyen esta secuencia en su posición más proximal presentan rasgos de condiciones marinas muy someras, sometidas a retrabajamiento del oleaje. La repetición de estas facies a techo de la mayoría de los lóbulos apilados en la vertical exige una creación de espacio de acomodación cuya tasa sea parecida a la de sedimentación. Esa creación de espacio de acomodación es congruente con la subsidencia tectónica generada por la actividad de la falla. Al mismo tiempo, fue también la responsable del cambio de geometría de los lóbulos deltaicos de dicha secuencia. En su progradación, los lóbulos de deltas tipo *shoal* de la base de esta secuencia se encontraron con una zona más profunda. Este espacio de acomodación local se generó entre la falla y el techo del anticlinal de compensación (Secuencia II), de manera que la adaptación de esos deltas a esta zona de mayor profundidad y gradiente fue lo que motivó su transformación a geometrías más parecidas a las de tipo Gilbert. Hasta que la velocidad de sedimentación deltaica no superó a la subsidencia tectónica no se fue colmatando ese espacio de acomodación. La reducción progresiva del espacio de acomodación se tradujo en una vuelta a lóbulos deltaicos de tipo *shoal* que se superponían a los de tipo Gilbert (Fig. 56). El pequeño umbral que representó el anticlinal de compensación dejó de ser un obstáculo para la progradación de los deltas hacia el norte y una vez relleno el depocentro generado entre falla y anticlinal, los deltas se superpusieron a la estructura de anticlinal superándola hacia el norte. La parte alta del anticlinal de compensación no llegó a emerger sino que se mantuvo como un umbral submarino pues no se han encontrado rasgos erosivos o de tal emersión. Un hecho que apoya esta hipótesis es el solapamiento expansivo de las calcarenitas de plataforma sobre el techo del anticlinal de compensación interdigitándose con los conglomerados de origen deltaico.

La orientación de las estructuras descritas, fallas de alto ángulo, lístricas y anticlinales de compensación, y la cinemática de estas estructuras indican una extensión hacia noreste. El contexto tectónico durante el depósito de las tres primeras secuencias de la sucesión deltaica es distensivo.

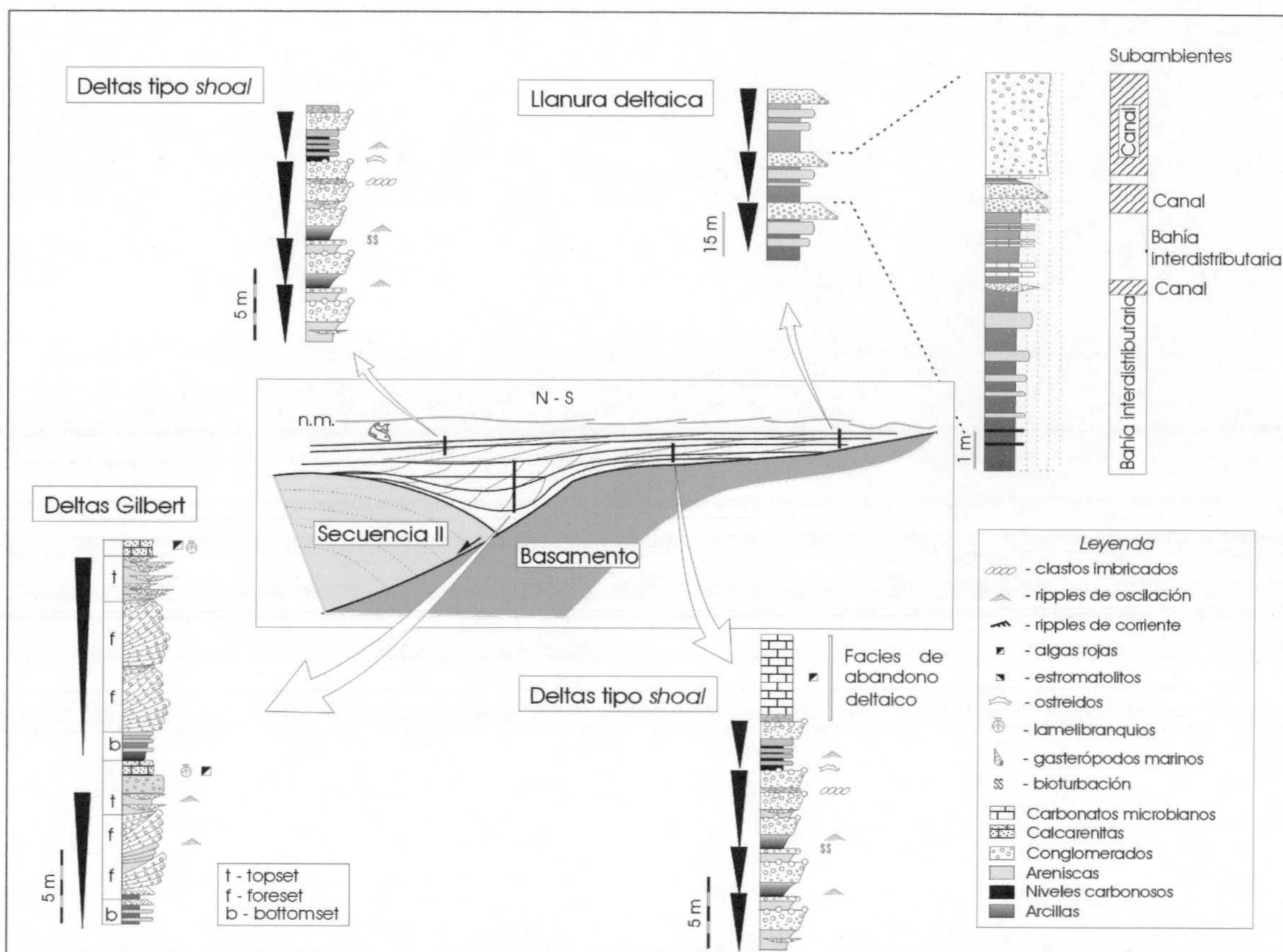


Fig. 56. Gráfico en el que se muestra la distribución de los principales ambientes y medios sedimentarios que constituyen la secuencia III. A destacar la evolución geométrica de los deltas desde tipo *shoal* hacia el sur a geometrías de deltas tipo Gilbert hacia el norte, en las cercanías con el techo de la secuencia II cuyas capas están plegadas en un anticlinal de compensación.

5.2.2.4.2. Discordancias

Tal y como se ha descrito en el punto dedicado a la arquitectura estratigráfica se han diferenciado cinco secuencias deltaicas dentro de la sucesión a partir de las discordancias que las limitan. Cada una de estas discordancias, desde la inconformidad que ponen en contacto la base de la sucesión deltaica con el basamento alpujarride, hasta la discordancia erosiva que hacia el interior de la cuenca pasa a una superficie de paraconformidad y limita el techo de la sucesión deltaica con los depósitos continentales pliocenos, como digo cada una de estas discordancias responden a un evento. Dicho evento es postdeposicional a la secuencia infrayacente y presedimentario o sinsedimentario a la suprayacente. El origen de no todas las discordancias puede atribuirse a un control tectónico, al menos, relacionado con una actividad tectónica local y directa. Esas discordancias cuyo origen puede resultar ambiguo serán analizadas más adelante tratando a continuación sólo aquellas cuyo control tectónico esté fuera de dudas. Este es el caso de las discordancias angulares y discordancias sintectónicas o progresivas.

Dentro del primer grupo formaría parte la superficie que limita a techo la Secuencia I y en el segundo grupo se incluiría la superficie que limita la secuencia II y III además de los depósitos, al menos los inferiores, de esta última secuencia (Fig. 54). En ambos casos las discordancias se

abren hacia el sur, es decir, hacia el borde de la cuenca. La geometría de la Secuencia III, como ya se ha descrito anteriormente, representa un abanico de capas, las inferiores basculadas hacia el sur y las superiores subhorizontales. Esta geometría es propia de discordancias sintectónicas o progresivas (Riba, 1989), en este caso, asociada a una falla normal lítrica de crecimiento.

5.2.2.4.3. *Sismitas*

Algunas de las secuencias menores de la Secuencia Deltaica I están limitadas a techo por capas de 1 a 3 m de areniscas bioclásticas o calcarenitas cuyas facies se han descrito con el código de facies Cn. La estructura interna de algunas de estas capas es masiva o bien está deformada por estructuras de escape de agua de tipo laminación convolucionada (foto 8).

El hecho de que estas capas aparezcan siempre separando dos lóbulos deltaicos, y el contexto tectónico activo reinante durante su depósito hace pensar en la hipótesis de eventos tectonosísmicos para explicar los procesos de fluidificación y licuefacción a los que han sido sometidos. Cierto es que estos procesos pudieran estar originados por efecto de la carga litostática y catalizados por la abundante agua intersticial que pudieran tener originariamente estos depósitos. Otra hipótesis es que los procesos de licuefacción y fluidificación fueran originados por efecto de tormentas como las descritas por Molina *et al.*, (1998) en contextos equivalentes.

5.2.2.4.4. *Principales eventos tectónicos*

A continuación se narran los principales eventos tectónicos en orden cronológico que han sido reconocidos en este sector (Fig. 55). Para ello se ha recurrido a los rasgos estructurales (fallas y pliegues), tanto directos como inferidos a partir de los sedimentos, y del intervalo de tiempo en el que actuaron en relación con el depósito de las secuencias deltaicas. También se ha utilizado la evolución temporal de los depocentros así como de las cuencas de drenaje que alimentaban a los sistemas deltaicos de cada una de las secuencias.

La inundación de este sector por el mar coincide con una etapa distensiva puesta de manifiesto con fallas normales en dominó que producen extensión hacia el nornordeste. Esta etapa de distensión continua a lo largo del depósito de toda la secuencia I, de la secuencia II y culmina con una gran falla normal lítrica activa durante el depósito de la secuencia III y que pliega en un anticlinal de compensación los sedimentos de la secuencia II. Entre la secuencia III y IV se produce una inversión tectónica pues tanto depocentros como cuencas de drenaje se desplazan hacia el centro de la cuenca. En relación a este evento compresivo se levantan los sedimentos del borde de la cuenca que son canibalizados y se produce la discordancia erosiva a

la base de la secuencias IV. Esta etapa compresiva continua durante todo el depósito de la secuencia IV y la V, produciéndose entre ambos un pulso tectónico de especial importancia que se pone de manifiesto con el depósito de megaclastos de diámetros métricos de calizas alpujárrides.

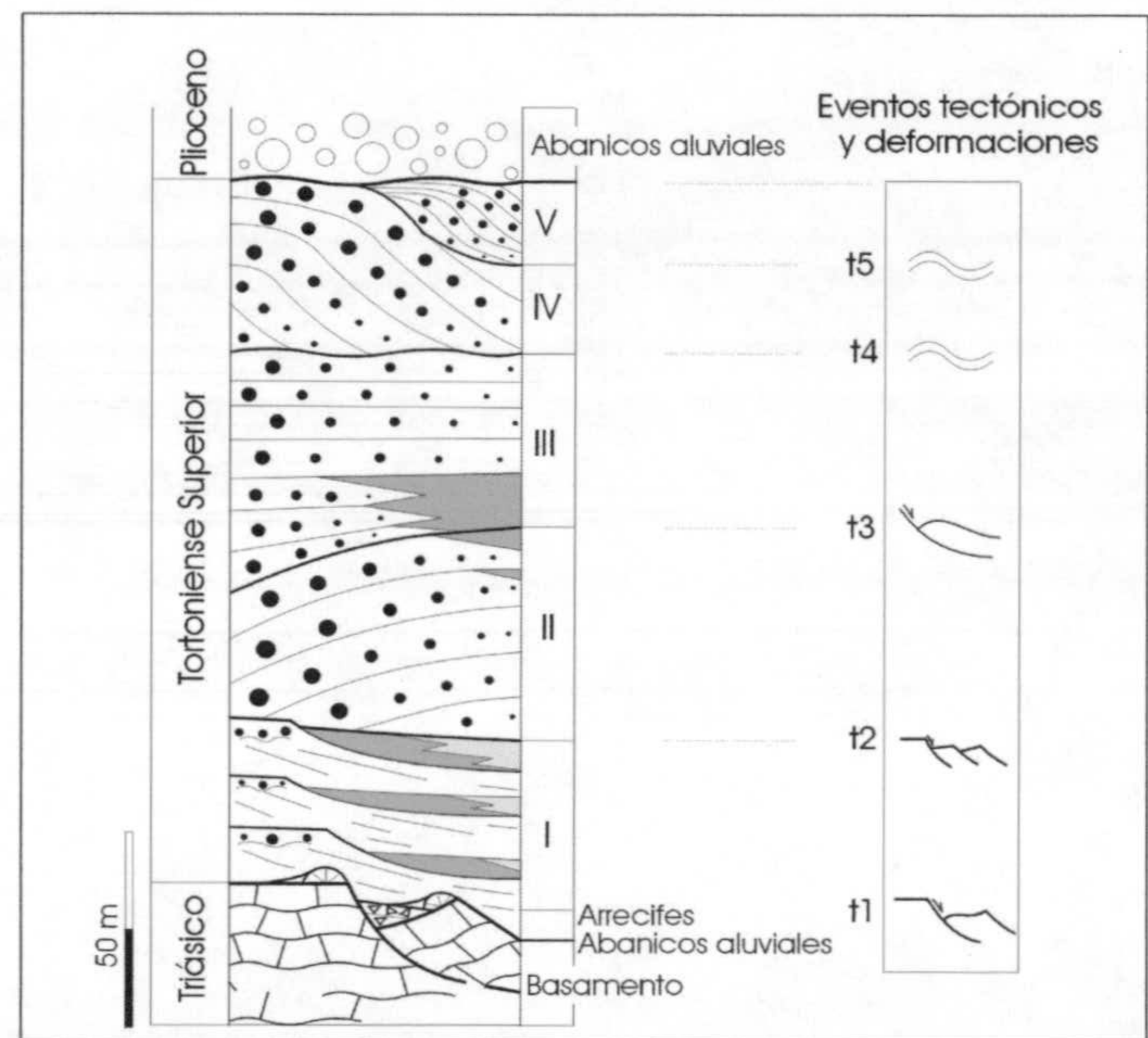


Fig. 55. Principales eventos tectónicos (t1-t5) reconocidos en el sector de Bodurria y su correlación con la sucesión deltaica.

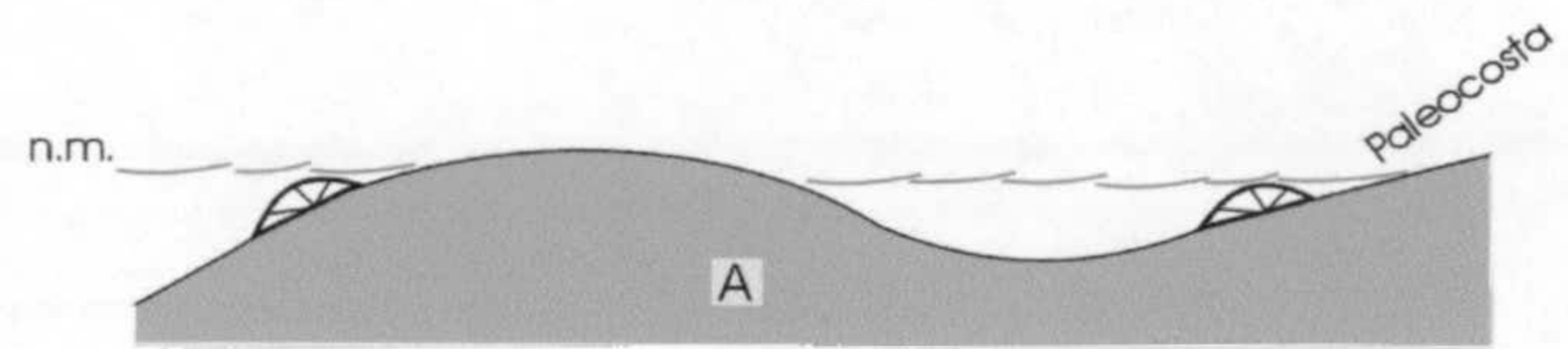
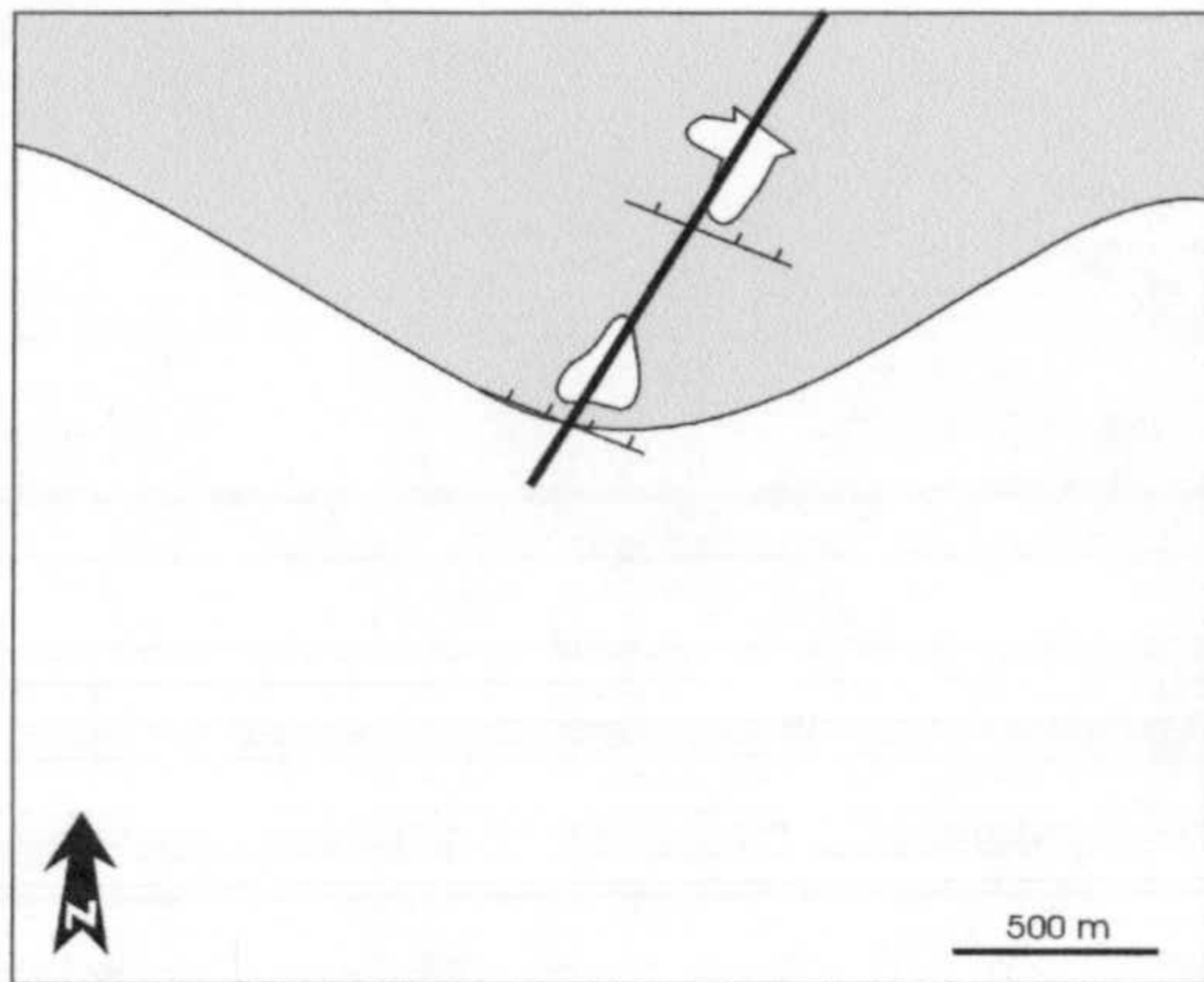
5.2.2.5. Paleogeografía

El sector de Bodurria fue inundado por el mar durante el Tortoniense superior. En las primeras etapas marinas se desarrollan arrecifes de coral sobre dos altos fondos de basamento alpujárride controlados por fallas normales de orientación noroeste-sureste (Fig. 56). Estos altos fondos pudieron estar parcialmente emergidos y batidos por el oleaje teniendo el comportamiento de una costa rocosa, de tipo acantilado. Entre ambos altos de basamento se creó un pequeño surco que sirvió como depocentro para el depósito de los deltas con geometrías de tipo Gilbert de la secuencia I. La entrada de aportes durante esta secuencia procede tanto del oeste como del sur, por lo que durante este periodo, este sector representaba una pequeña bahía abierta hacia el este, hacia el Corredor de Almanzora. Durante el depósito de esta secuencia, los dos altos de basamento estaban sumergidos y fueron cubiertos por el desarrollo de estos deltas. Las irregularidades del fondo de la cuenca en este sector, principalmente en lo concerniente al alto de basamento más meridional, mantiene aún una influencia en la sedimentación. En la vertical de este umbral submarino las secuencias deltaicas son menos potentes y la altura de las clinofomas deltaicas es netamente inferior a las desarrolladas pocos metros más al norte donde se encuentra el surco entre ambos umbrales. Las tres secuencias deltaicas menores formadas cada una de ellas por el apilamiento de lóbulos deltaicos con evolución retrogradante en la vertical indican una disminución en los aportes. Esta disminución en los aportes va acompañada

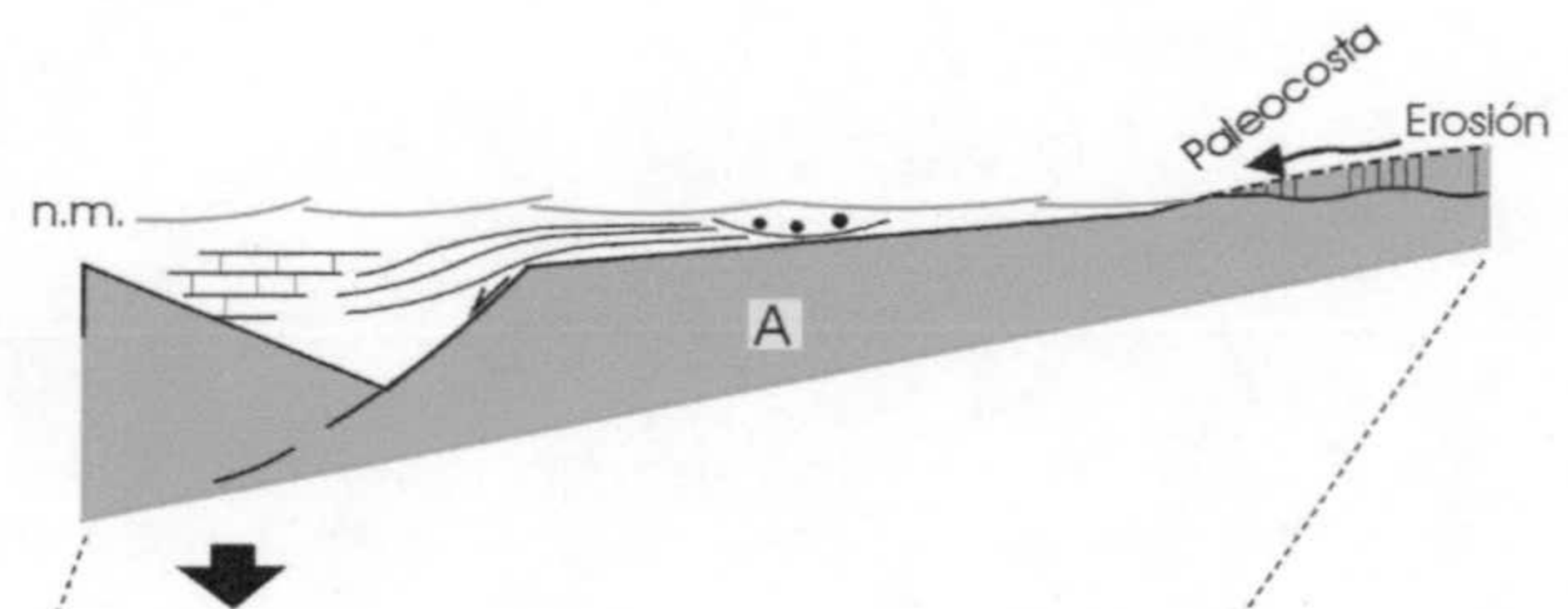
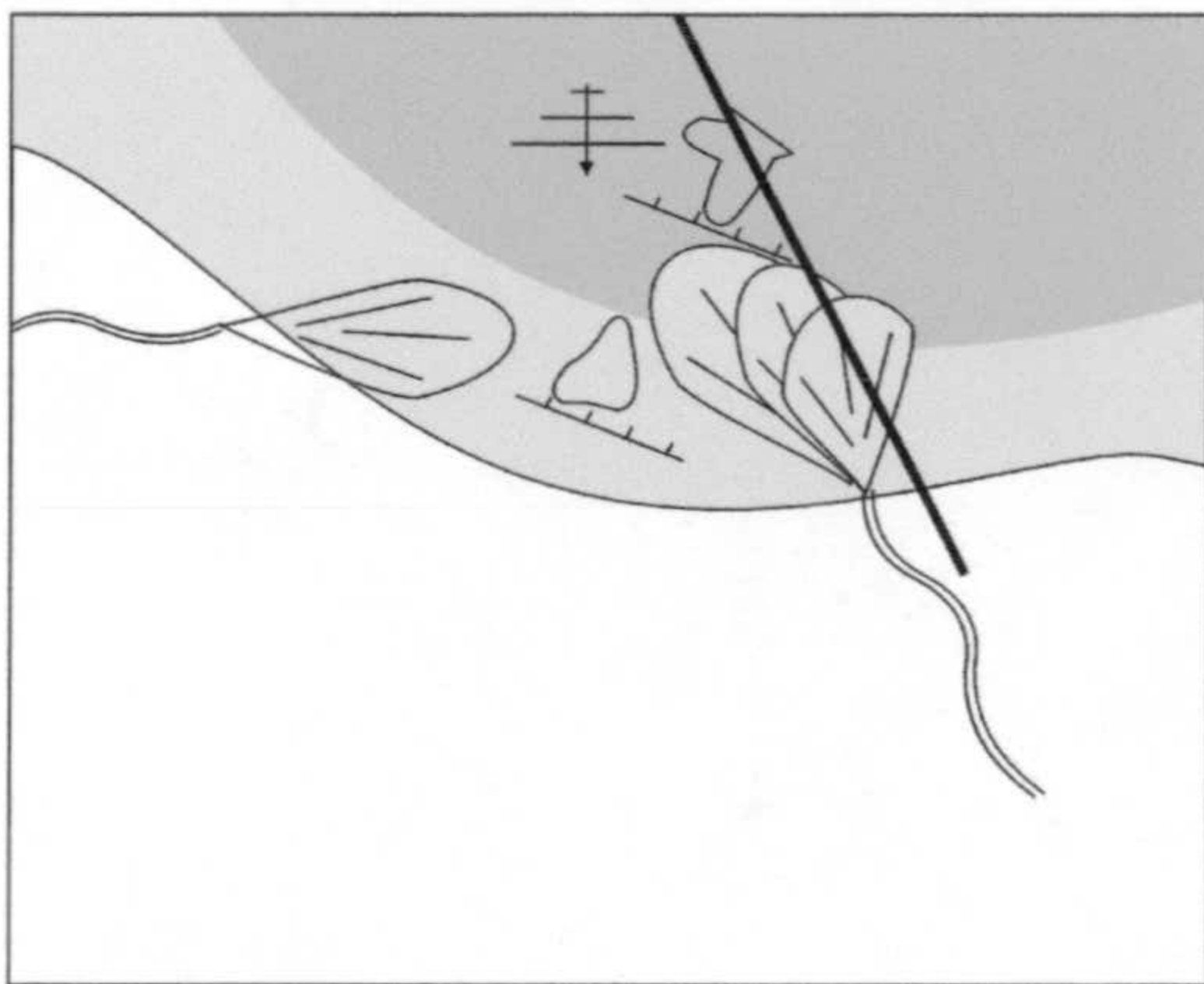
por el solapamiento expansivo de pequeñas plataformas someras hacia el sur. El borde de cuenca que controla el depósito deltaico se desplaza hacia tierra en una evolución de tipo *backstepping* en este contexto extensional caracterizado por fallas normales. Una paleogeografía equivalente tiene lugar durante el depósito de la secuencia II cuya única diferencia está en el desplazamiento de los depocentros algo más al sur respecto a la anterior secuencia. Siguen manteniéndose dos puntos de entrada y la paleogeografía de una bahía protegida por el oeste. Esta protección desaparece para la secuencia III donde se registran cuerpos sedimentarios en la plataforma que migran por corrientes cuyos sentidos proceden tanto del nordeste como del noroeste. Durante el intervalo de tiempo en el que se deposita la secuencia III, el sector deja de ser una semi-bahía para estar abierto a las corrientes procedentes del Atlántico, tanto a través del norte como del oeste de la Cuenca de Guadix. Este hecho coincide con la gran colonización de los deltas de esta secuencia por algas rojas. La colonización de algas rojas se produce como retrabajamiento de la parte alta de deltas de tipo *shoal* durante etapas de inactividad en el aporte sedimentario. Estos deltas de tipo *shoal* y la paleocosta están instalados en la posición más meridional del sector. Los deltas se apilan como consecuencia del espacio de acomodación que crea la falla normal lítrica del borde de la cuenca. Hacia el norte, en el depocentro local creado entre la falla y el anticlinal de compensación, los deltas *shoal* al aumentar el gradiente desarrollan geometrías propias de deltas Gilbert. La colmatación de este depocentro permite a los deltas superar el umbral submarino que representa la cresta del anticlinal de compensación. Nuevamente los deltas vuelven a ser de tipo *shoal* una vez superado el umbral y se interdigitan con los depósitos de plataforma. La cuenca de drenaje de los deltas de esta secuencia estaba instalada tanto sobre el complejo alpujárride como nevado-filábride.

La secuencia IV está formada por grandes cuerpos deltaicos de tipo Gilbert que progradan en un mar con batimetría del orden de los 50 m. La erosión sobre materiales del complejo alpujárride aumenta en detrimento del complejo nevado-filábride a la vez que empiezan producirse resedimentación de las secuencias infrayacentes. Esta evolución culmina con la secuencia V donde a la base se produce una importante etapa erosiva que transporta magaclastos de calizas alpujárrides a posiciones distales, sobre las margas pelágicas de las secuencias anteriores. Dos lóbulos deltaicos se formaron durante esta secuencia, el segundo y último de la sucesión deltaica migró en un mar cuya profundidad era del orden de 15 m. Durante el depósito de esta secuencia, la paleocosta estaba instalada en la posición más septentrional que ocupó a lo largo de la sucesión deltaica.

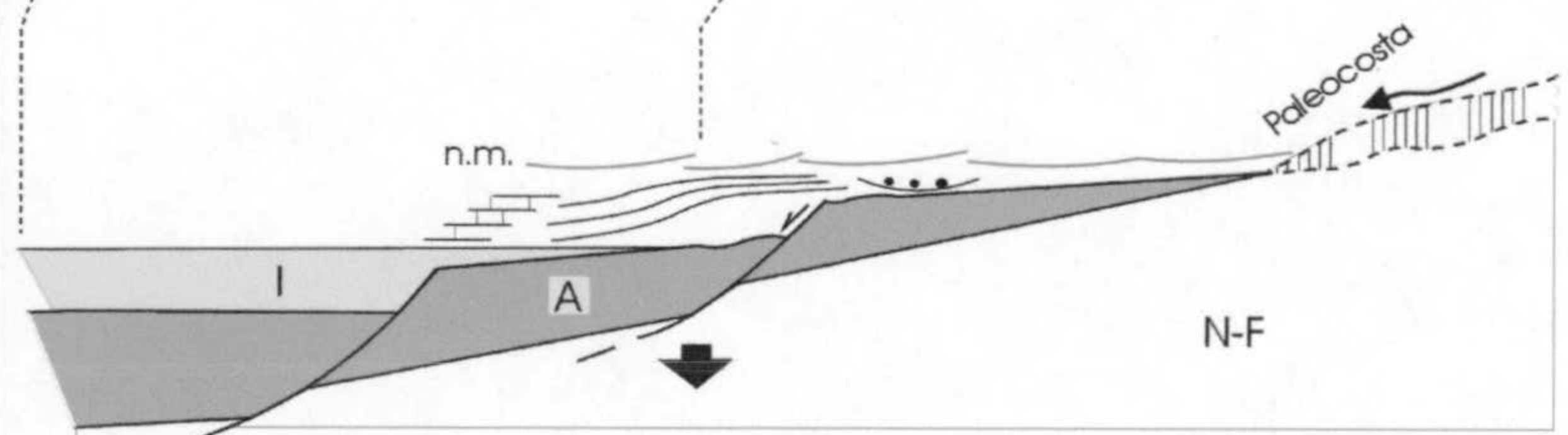
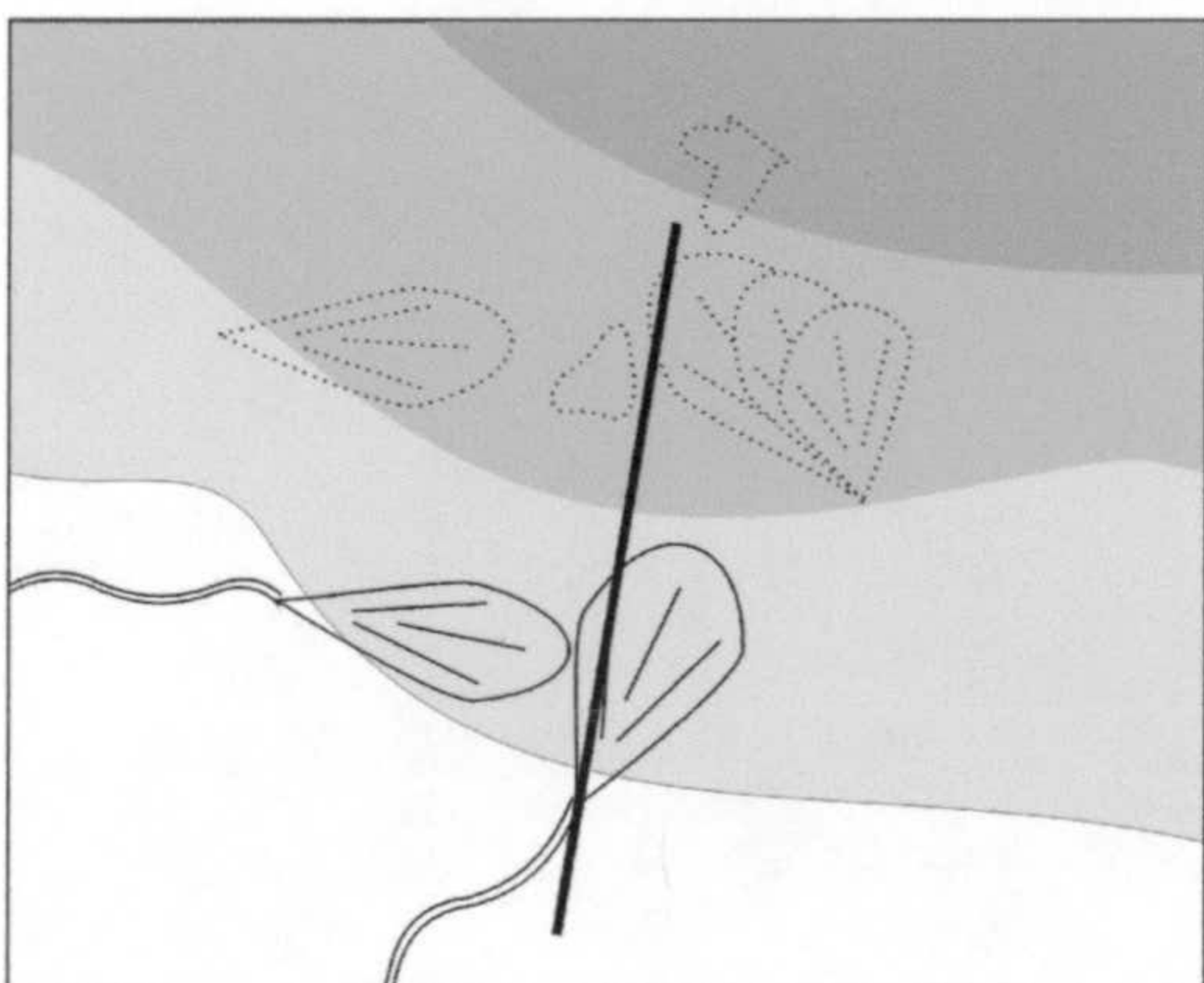
Arrecifes



Secuencia I



Secuencia II



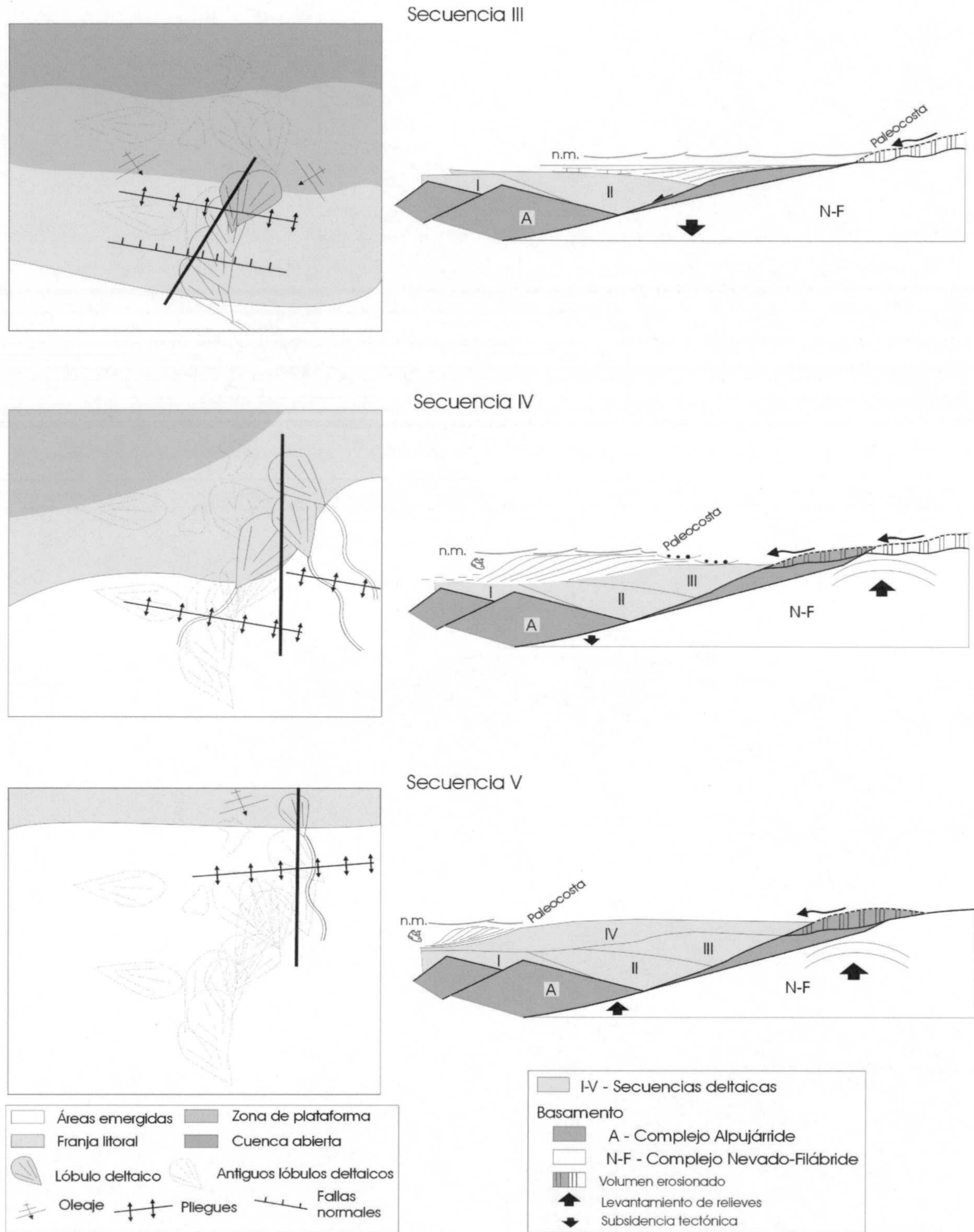


Fig. 56. Serie de mapas paleogeográficos en los que se muestra la distribución de medios sedimentarios, con especial énfasis en los lóbulos deltaicos, para cada una de las cinco secuencias diferenciadas en la sucesión deltaica. También se muestran las principales estructuras y los principales sentidos de desplazamiento de los trenes de olas durante el intervalo de tiempo en el que se depositaron algunas de las secuencias. (La orientación y la escala que aparecen en el primer gráfico se mantiene en el resto). Junto a cada mapa paleogeográfico hay un corte (señalado sobre el mapa) en el que se muestra la relación entre la secuencia deltaica y el basamento: complejo que se erosiona en cada momento así como el contexto tectónico representado por flechas que indican subsidencia tectónica y/o levantamiento de relieves.

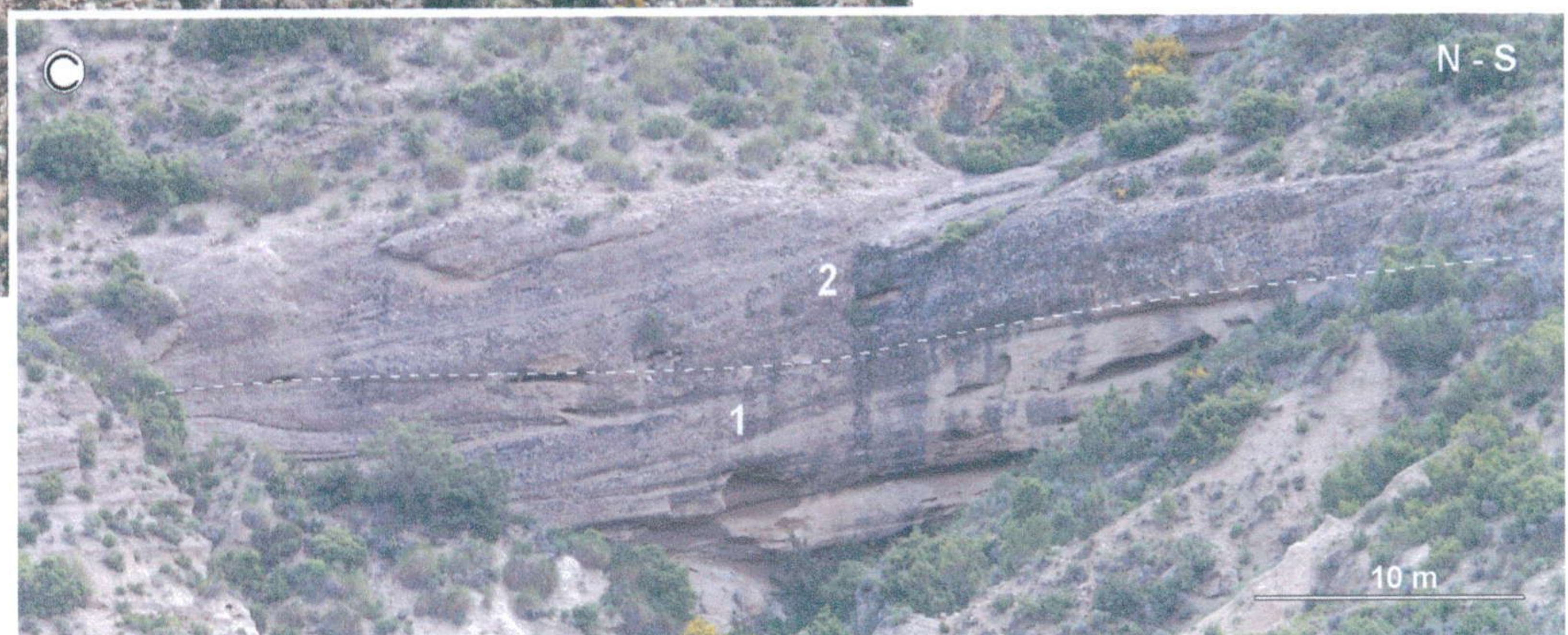
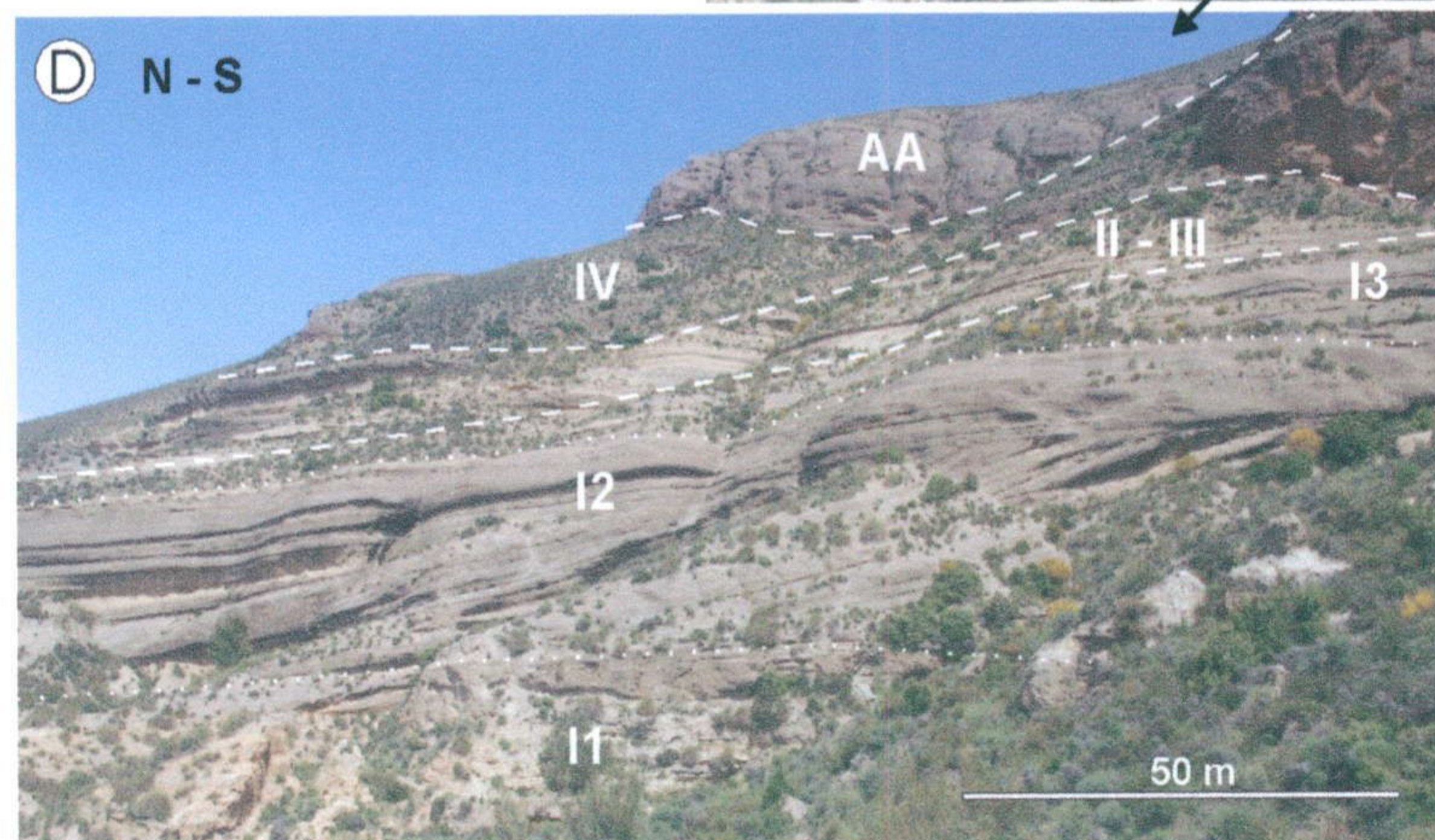
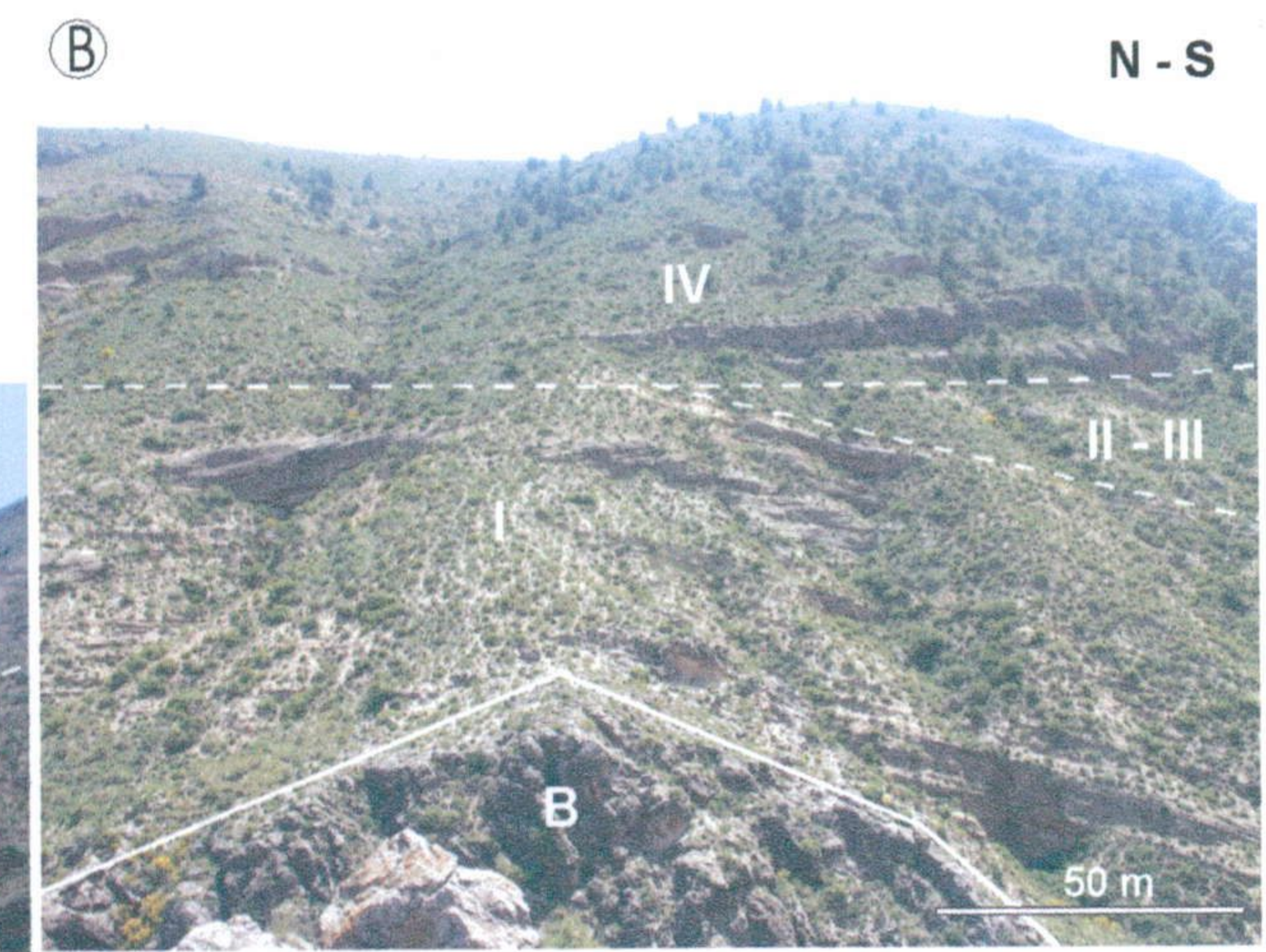
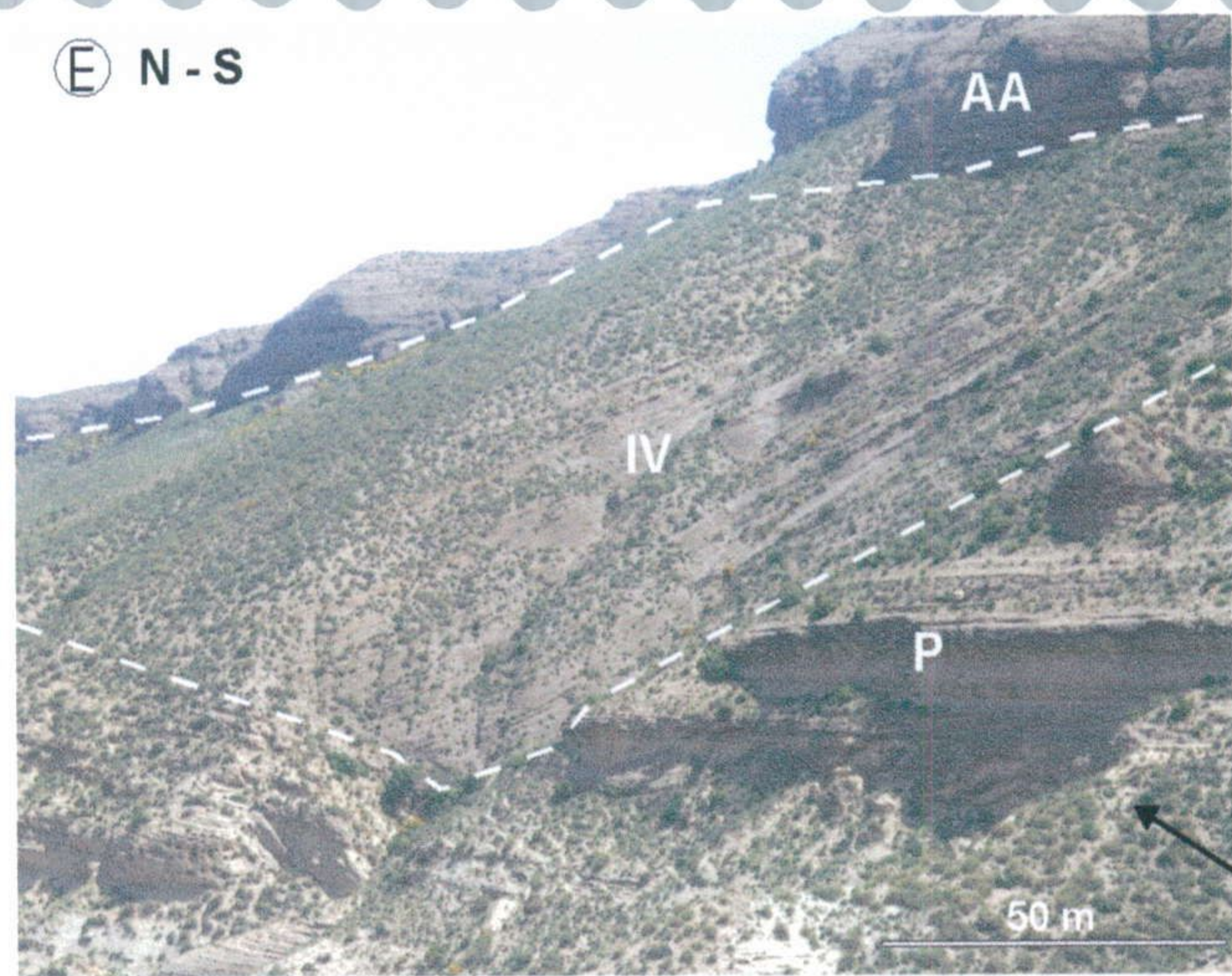


Lámina de fotos II. 1. A. Panorámica de la sucesión deltaica apoyada sobre el basamento alpujárride (B) y parches arrecifales (A) y limitada a techo por los depósitos de abanicos aluviales (AA) del relleno continental plioceno de la cuenca (I-IV: Secuencias deltaicas), **B.** Secuencias deltaicas (I-IV) separadas por discordancias que se abre hacia el borde de la cuenca (a la derecha), **C.** Apilamiento de dos lóbulos deltaicos Gilbert (1-2) de poca altura situados en la vertical sobre el alto de basamento más meridional. Ambos lóbulos forman parte de la primera secuencia deltaica, **D.** Panorámica de la primera secuencia deltaica formada por el apilamiento de 3 lóbulos deltaicos (1-3), **E.** Discordancia angular entre el techo de los depósitos de plataforma (P) de las secuencias II y III y los depósitos deltaicos muy inclinados de la secuencia IV. Sobre estos últimos se disponen discordantes los depósitos horizontales del relleno continental (AA).



Lámina de fotos II. 2. Detalles de algunas facies de los depósitos deltaicos tipo Gilbert A. Canal distributivo (c) sobre los depósitos finos de bahía interdistributaria (f). A techo del canal se disponen las capas del foreset del lóbulo deltaico suprayacente, B. Secuencias granodecrecientes del foreset, C. Detalle de la foto anterior en la que se muestran dos capas de conglomerados granodecrecientes limitadas por sedimentos finos, D. Capas de conglomerados en el foreset con clastos inclinados a favor de la pendiente, E. Capas del foreset con gradación negativa y clastos imbricados a favor de la pendiente, F. Estructura de carga de tipo bolsillo (*pocket structure*) a la base de una capa de conglomerados del foreset que se superpone a los depósitos de grano fino del bottomset, G. Terminación distal de una capa conglomerática del foreset (f) que se acuña entre sedimentos finos del foreset distal-bottomset (b).

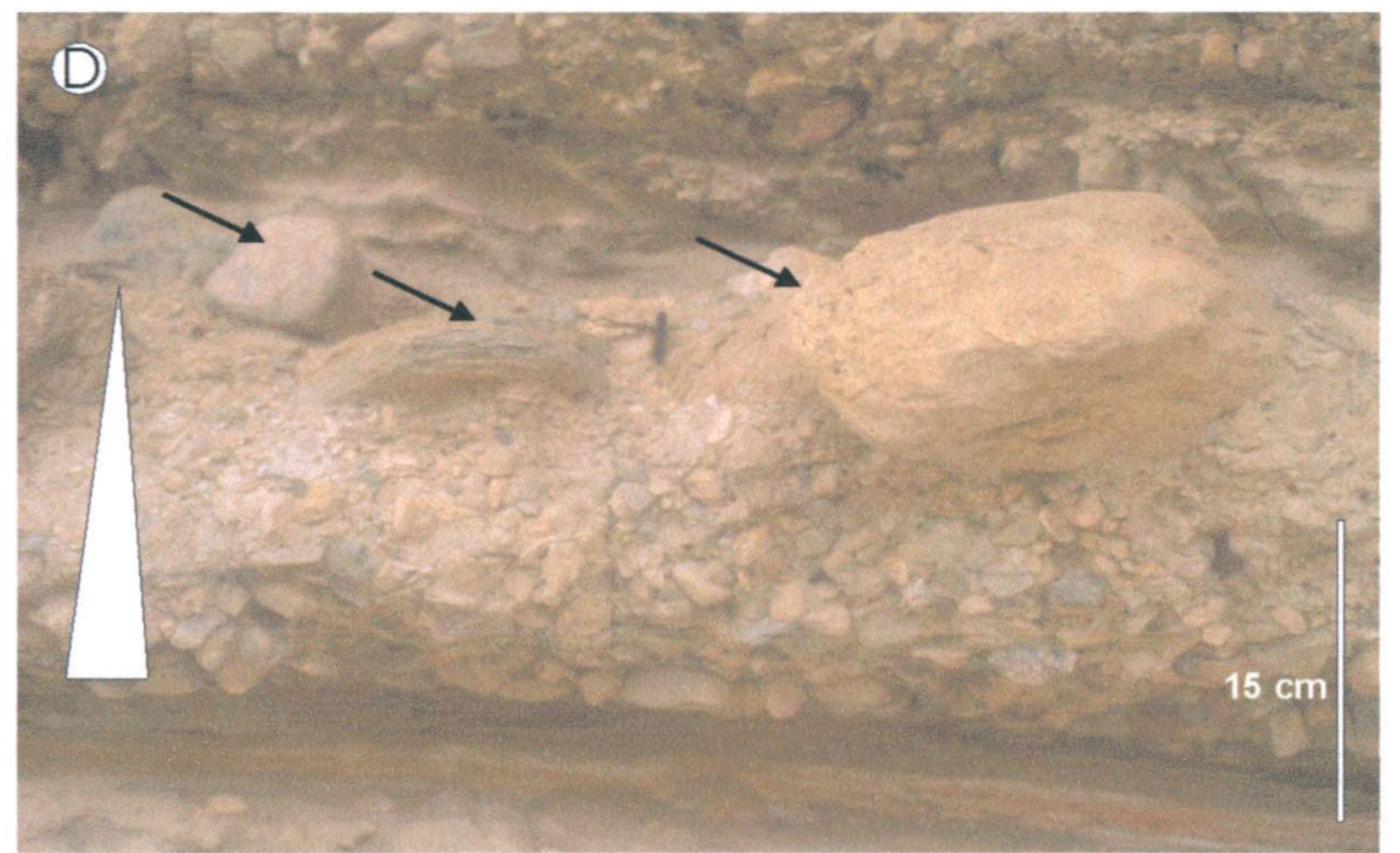
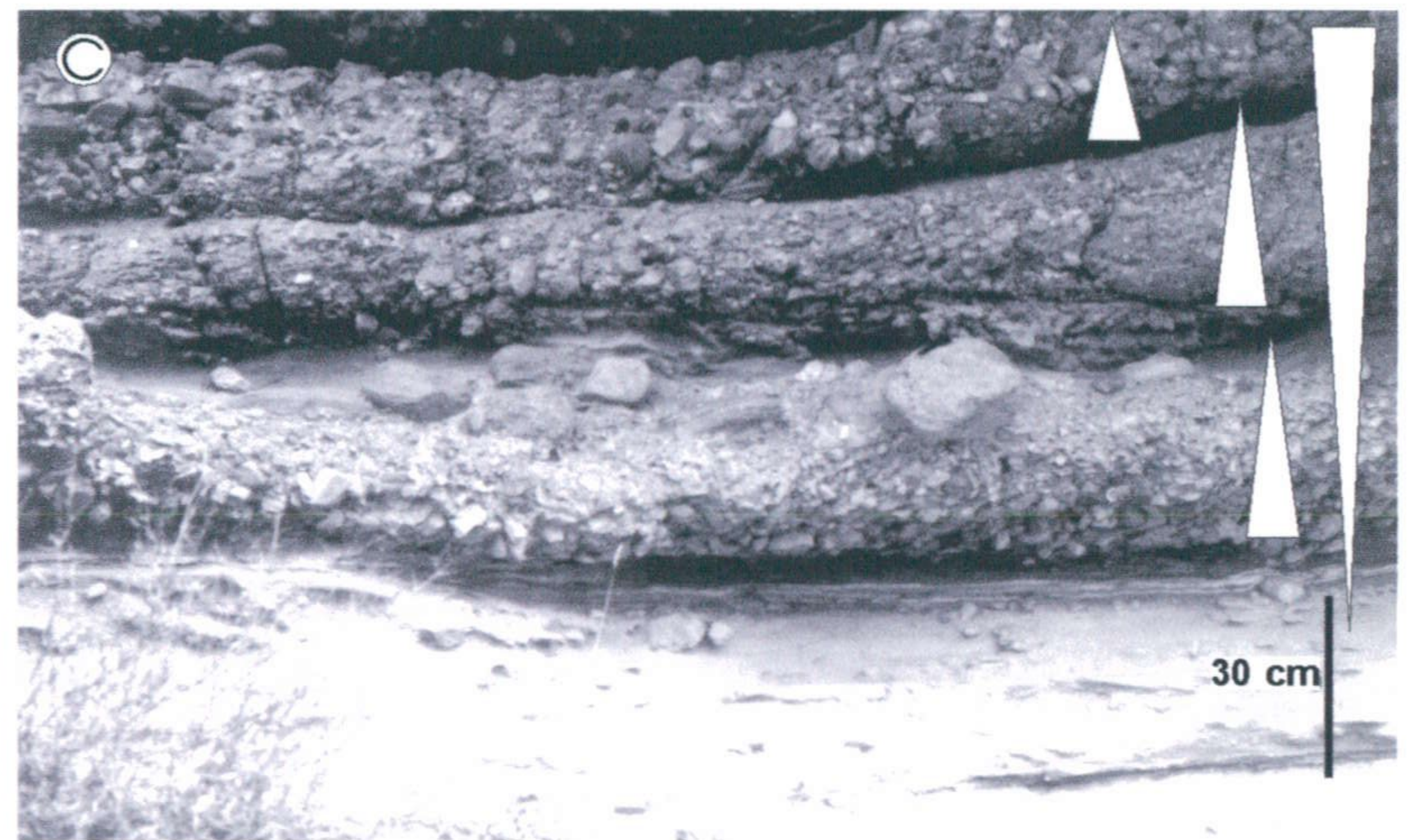
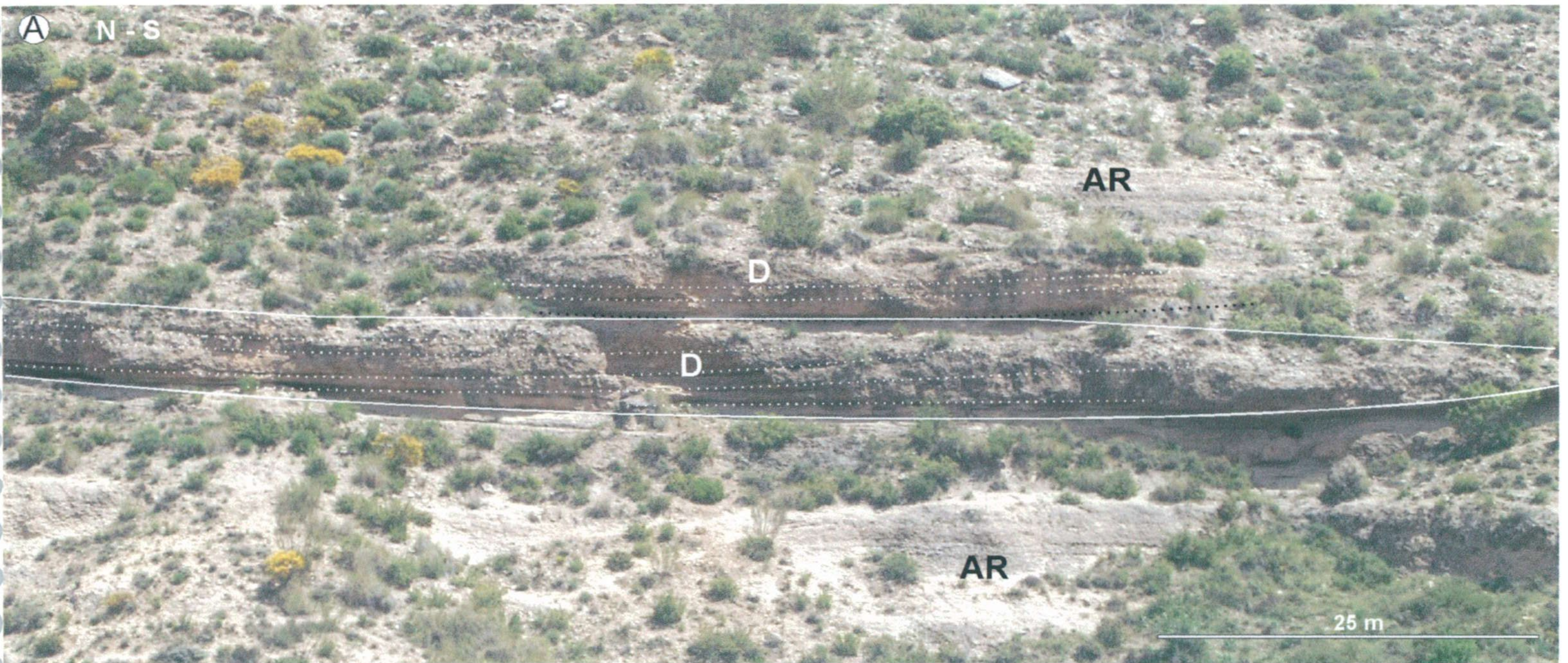


Lámina de fotos II. 3. A. Lóbulos deltaicos de tipo *shoal* (D) progradando hacia el norte entre biostromas de algas rojas (AR), B. Secuencia grano y estratocreciente de progradación de un lóbulo deltaico de tipo *shoal*, C. Detalle de la secuencia grano y estratocreciente de la foto anterior formada a partir de capas conglomeráticas granodecrescientes que pasan a techo de depósitos finos, D. Detalle de una capa de la foto anterior en la que a pesar de estar formada por conglomerados con gradación positiva, clastos de tamaño extraordinario se sitúan a techo de la misma (indicados por flechas).

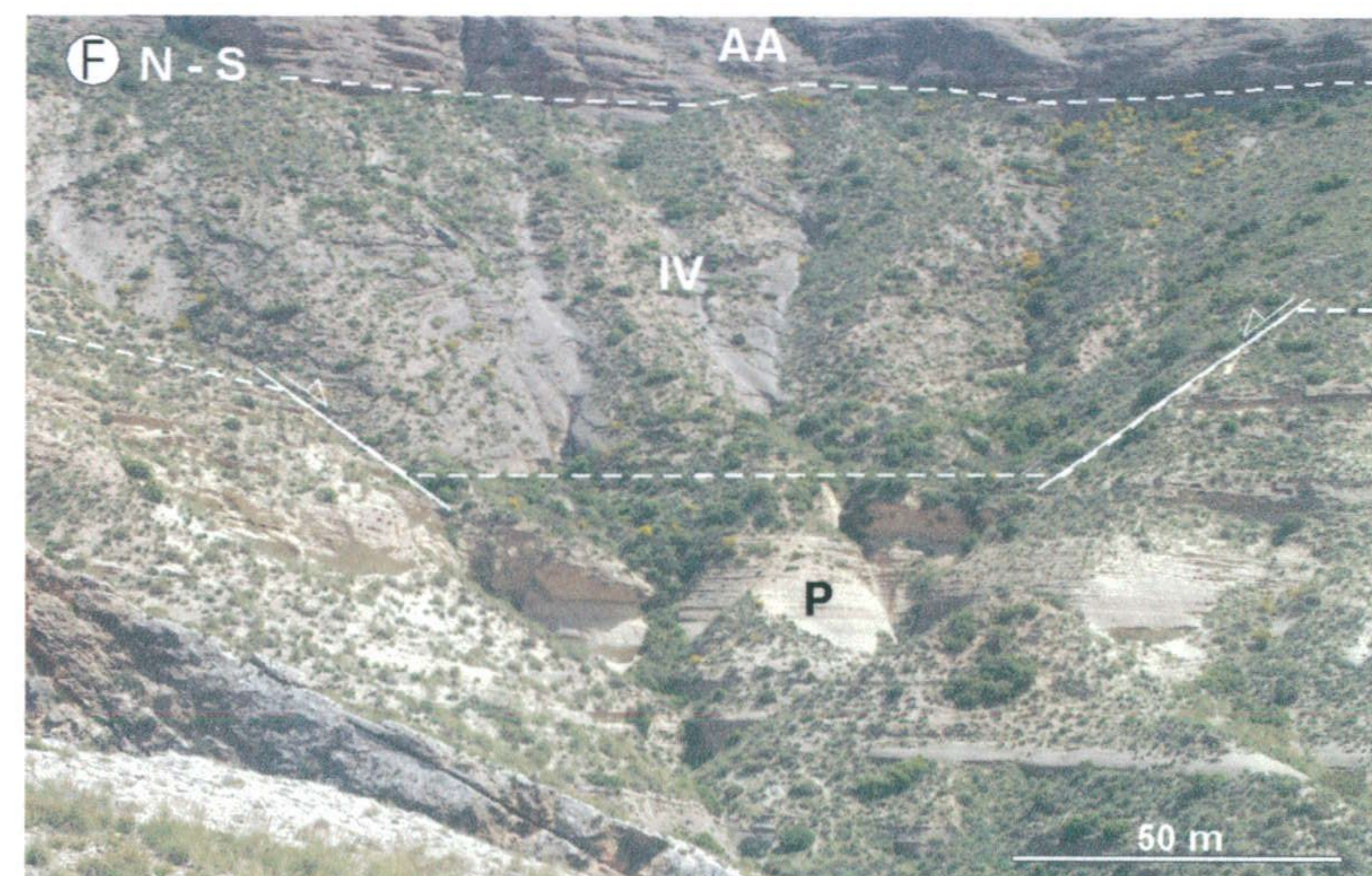


Lámina de fotos II. 4. **A.** Nivelillo de carbón intercalado entre arcillas de bahía interdistributaria-lagoon, **B.** Arenas de ambientes de bahía interdistributaria con climbing ripples, **C.** Carbonatos con laminación estromatolítica formados en ambientes de bahía interdistributaria-lagoon, **D.** Calcarenitas de plataforma con grandes sets de estratificaciones cruzadas buzando hacia tierra (a la derecha), **E.** Paquete de calcarenitas deformadas por procesos de licuefacción situada a techo de un lóbulo deltaico, **F.** Calcarenitas de plataforma (P) a la base de la secuencia deltaica IV y afectada por fallas normales. (AA - Abanicos aluviales).

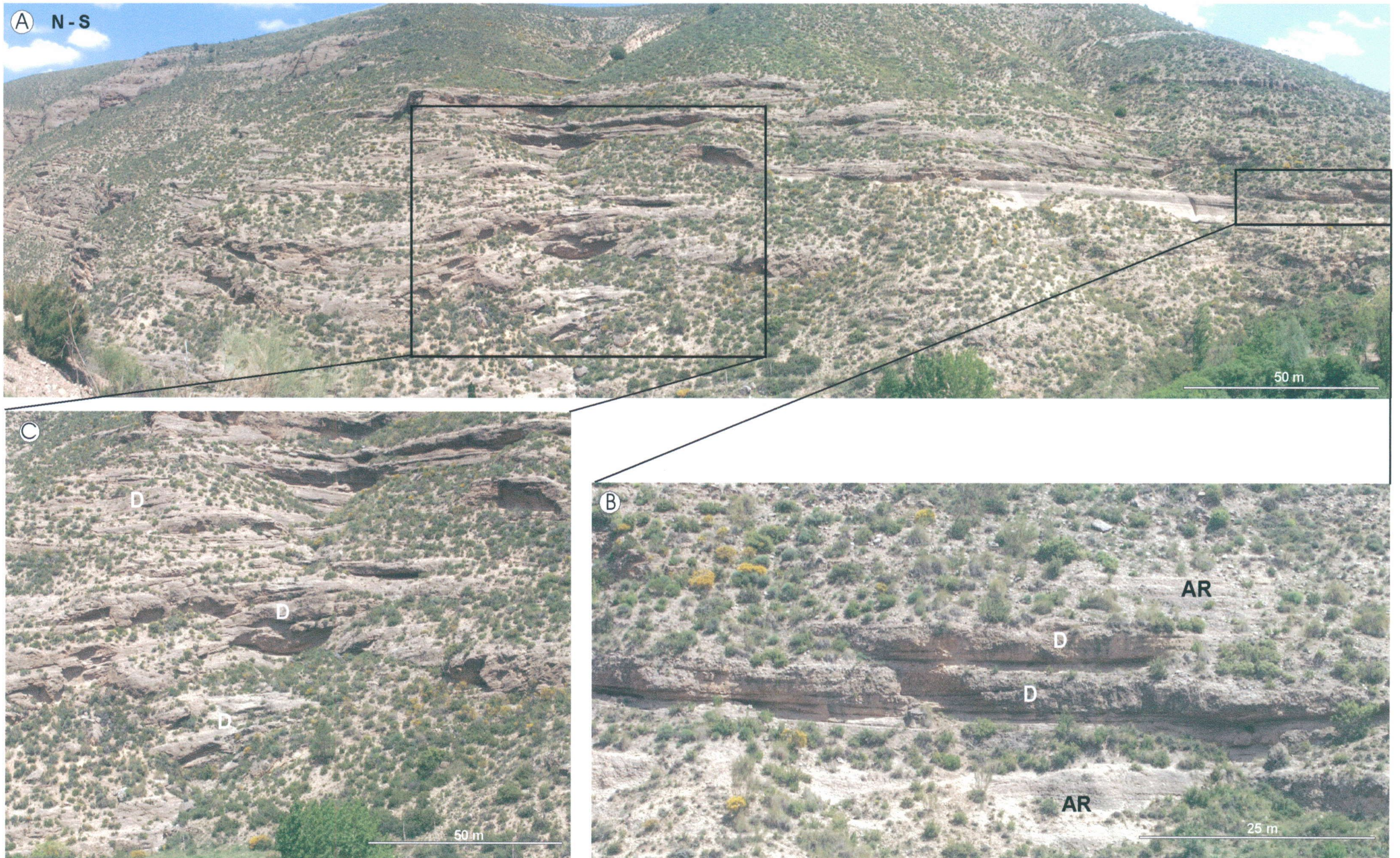


Lámina de fotos II. 5. A. Panorámica del sector proximal de la secuencia deltaica 3 en la que se observa una transición gradual desde posiciones proximales a distales (de derecha a izquierda) desde capas subhorizontales de los deltas *shoal* (**Foto B**) a las capas inclinadas hacia mar de deltas con geometrías próximas a las de deltas Gilbert (**Foto C**).

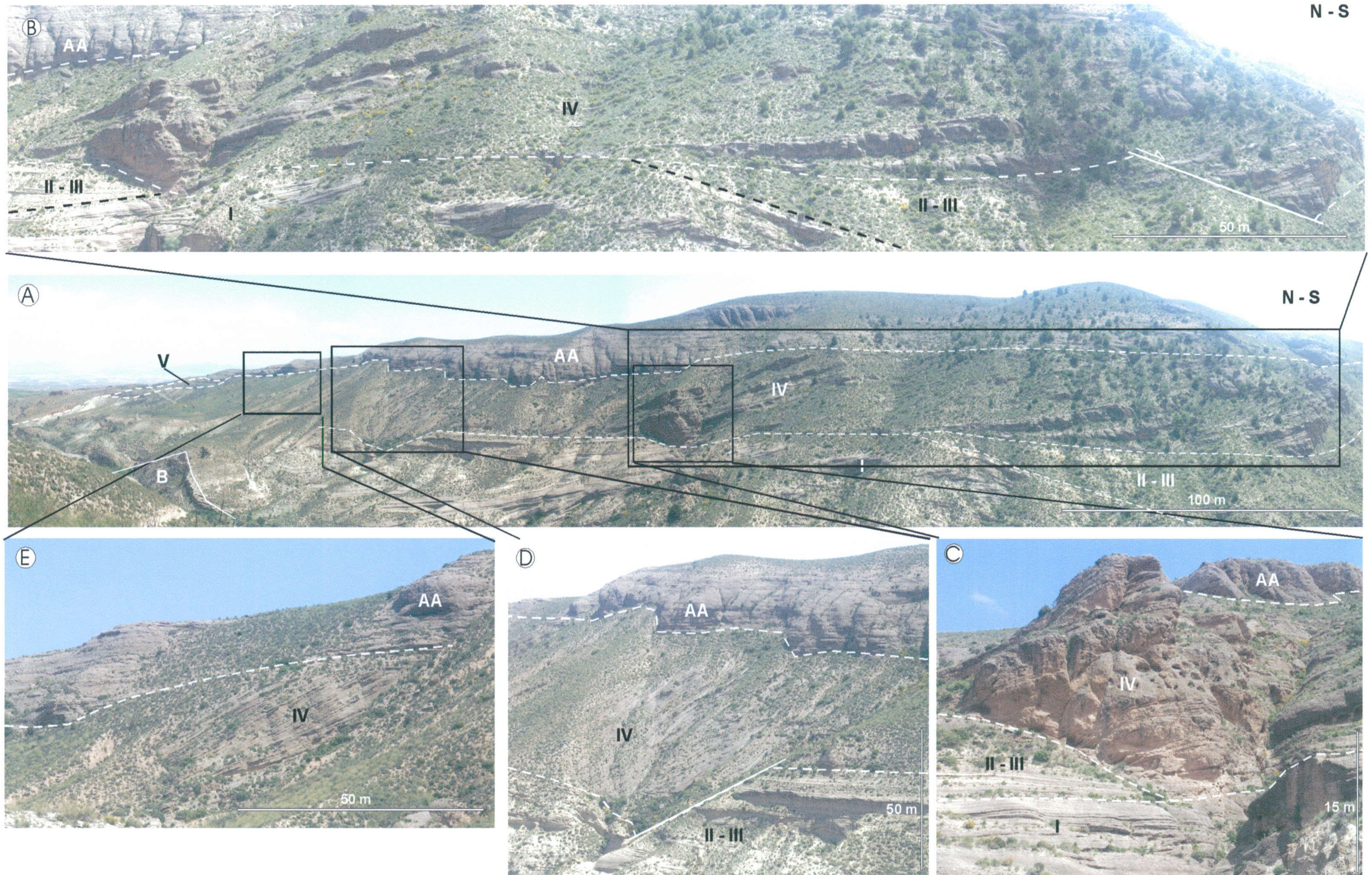


Lámina de fotos II. 6. A. Panorámica del tramo medio del afloramiento de Bodurria (I-V: Secuencias deltaicas, B : Basamento, AA: Abanicos aluviales, B. Panorámica del primer tramo de la secuencia IV con grandes clinoformas que aumentan el ángulo de buzamiento de proximal a distal (de derecha a izquierda) variando su geometría desde sigmoidal a oblicua, C y D. Discordancia angular entre las clinoformas inclinadas de la secuencia deltaica IV y las capas subhorizontales de calcarenitas de la plataforma desarrollada durante las secuencias II y III, E. Clinoformas deltaicas con geometrías oblicuo-tangenciales pertenecientes a las últimas fases de construcción de la secuencia deltaica IV.

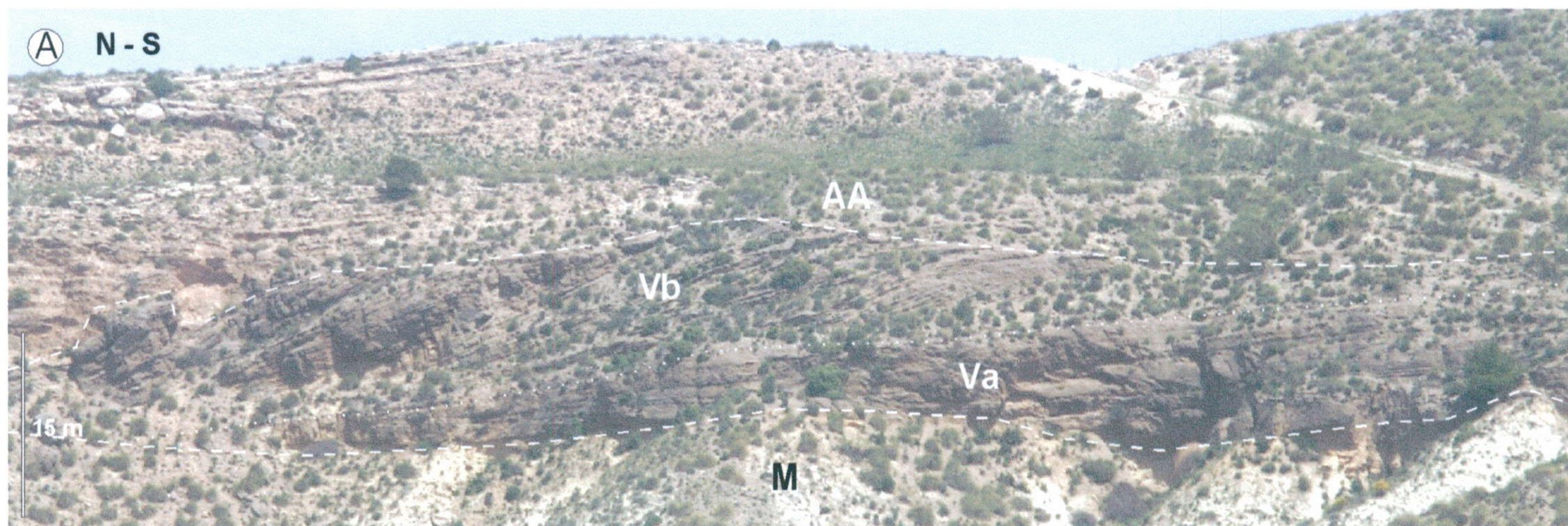


Lámina de fotos II. 7. A y B. Panorámicas de la secuencia deltaica V cuyas clinofomas progradan sobre las margas de cuenca pelágica (M) de las secuencias infrayacentes. Esta secuencia deltaica está formada por el apilamiento de dos lóbulos deltaicos, uno inferior (Va) y otro superior (Vb) con clinofomas que desarrollan geometrías oblicuo-tangenciales y sigmoidales, respectivamente. Discordantes sobre esta última secuencia deltaica se disponen los depósitos de abanicos aluviales (AA) del relleno continental de la cuenca, **B y C.** Detalles del conglomerados basal situado entre las margas de cuenca pelágica (M) y la secuencia deltaica V. Este conglomerado presenta gradación negativa y grandes bloques de calizas de naturaleza alpujárride a techo (foto C).

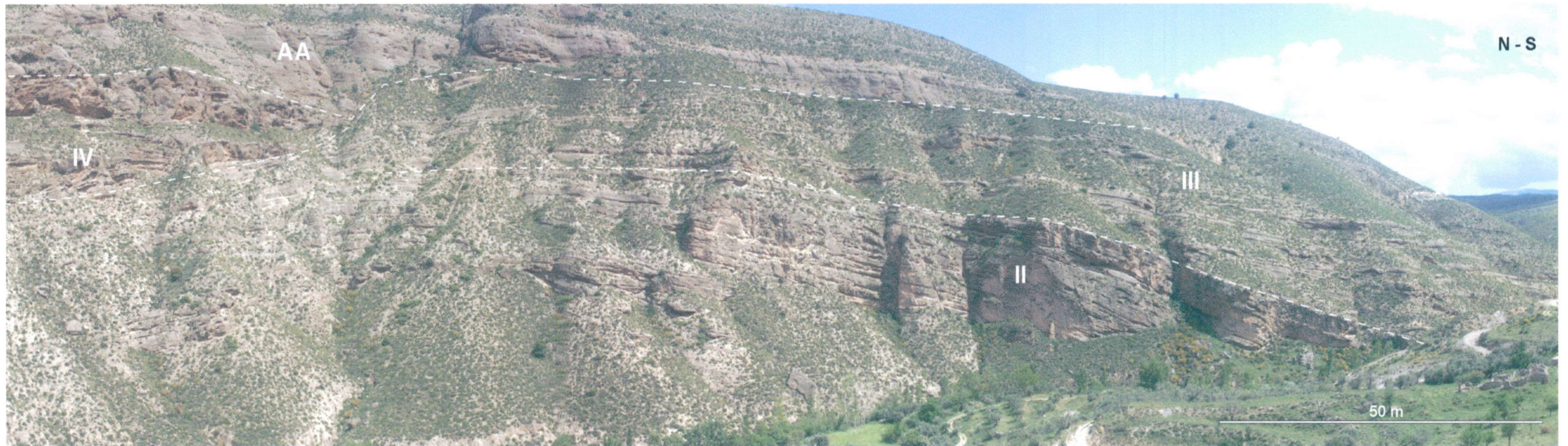


Foto II. 8. Panorámica del sector proximal del afloramiento de Bodurria en el que se reconocen algunas de las secuencias deltaica (II-IV) que conforman la sucesión. Discordante sobre la sucesión deltaica se disponen depósitos de abanicos aluviales (AA). La secuencia deltaica II forma un anticlinal de compensación relacionado con una falla normal lístrica en el borde de la cuenca situado a la derecha fuera de la panorámica.

5.2.3. SECTOR SUROCCIDENTAL

El afloramiento que se ha escogido como representativo de la sedimentación deltaica para el sector suroccidental de la cuenca durante el Tortonense Superior está localizado frente a la localidad de Lopera (Fig. 57). La ausencia de antecedentes sobre este delta, cuya descripción se hace por primera vez en este trabajo, nos permite bautizarlo informalmente como el Delta de Lopera. El afloramiento principal de este cuerpo deltaico de pequeñas dimensiones se extiende aproximadamente 3,5 km a lo largo de la margen derecha del río Fardes.

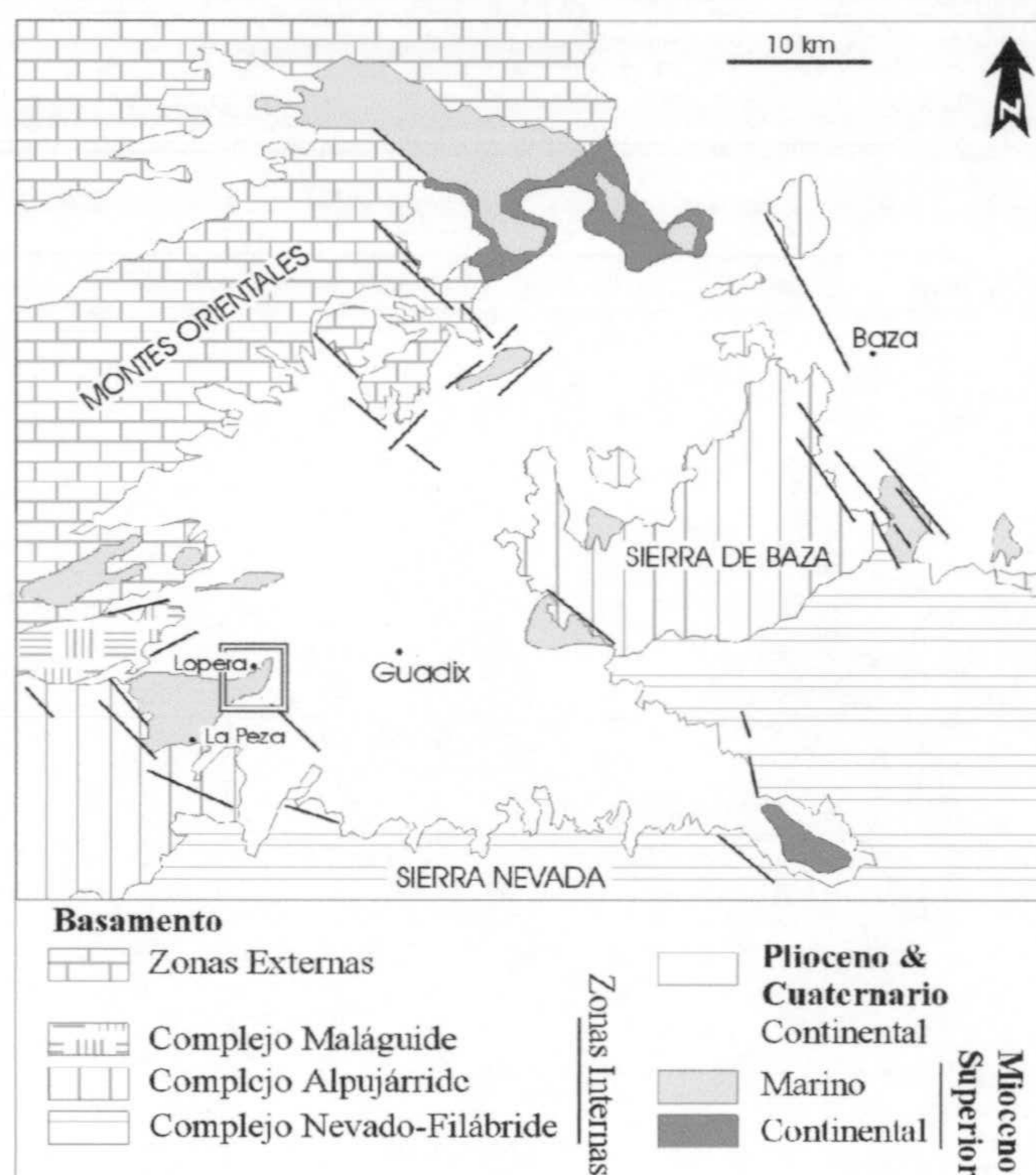


Fig. 57. Mapa geológico sintético de la Cuenca de Guadix. El afloramiento de Lopera se encuentra enmarcado en el sector SO de la cuenca.

5.2.3.1. Análisis estratigráfico

5.2.3.1.1. Antecedentes

Los afloramientos de materiales del Mioceno superior en el borde suroeste de la cuenca ya fueron estudiados por Vera (1968 y 1970). Rodríguez-Fernández (1982) deja establecida la organización estratigráfica de los materiales del Mioceno medio (Formación La Peza) y superior, diferenciando y analizando para este último periodo de tiempo dos formaciones: Formación Morollón y Formación Molicias, ambas de edad Tortonense.

5.2.3.1.2. Esquema estratigráfico

En el área, están presentes todas las unidades estratigráficas que constituyen el relleno sedimentario marino de la cuenca tras su individualización (Fig. 58). Entre las unidades marinas se incluye una tercera unidad, hasta ahora no descrita en este sector, y cuyo estudio constituye la

aportación de esta tesis en este sector de la Cuenca de Guadix. Los depósitos del relleno continental de la cuenca cubren discordantemente los depósitos marinos y están representados por sistemas fluviales (Fm. Guadix de Vera, 1970; UTS II de Viseras, 1991 y Unidad V de Fernández *et al. op. cit.*).

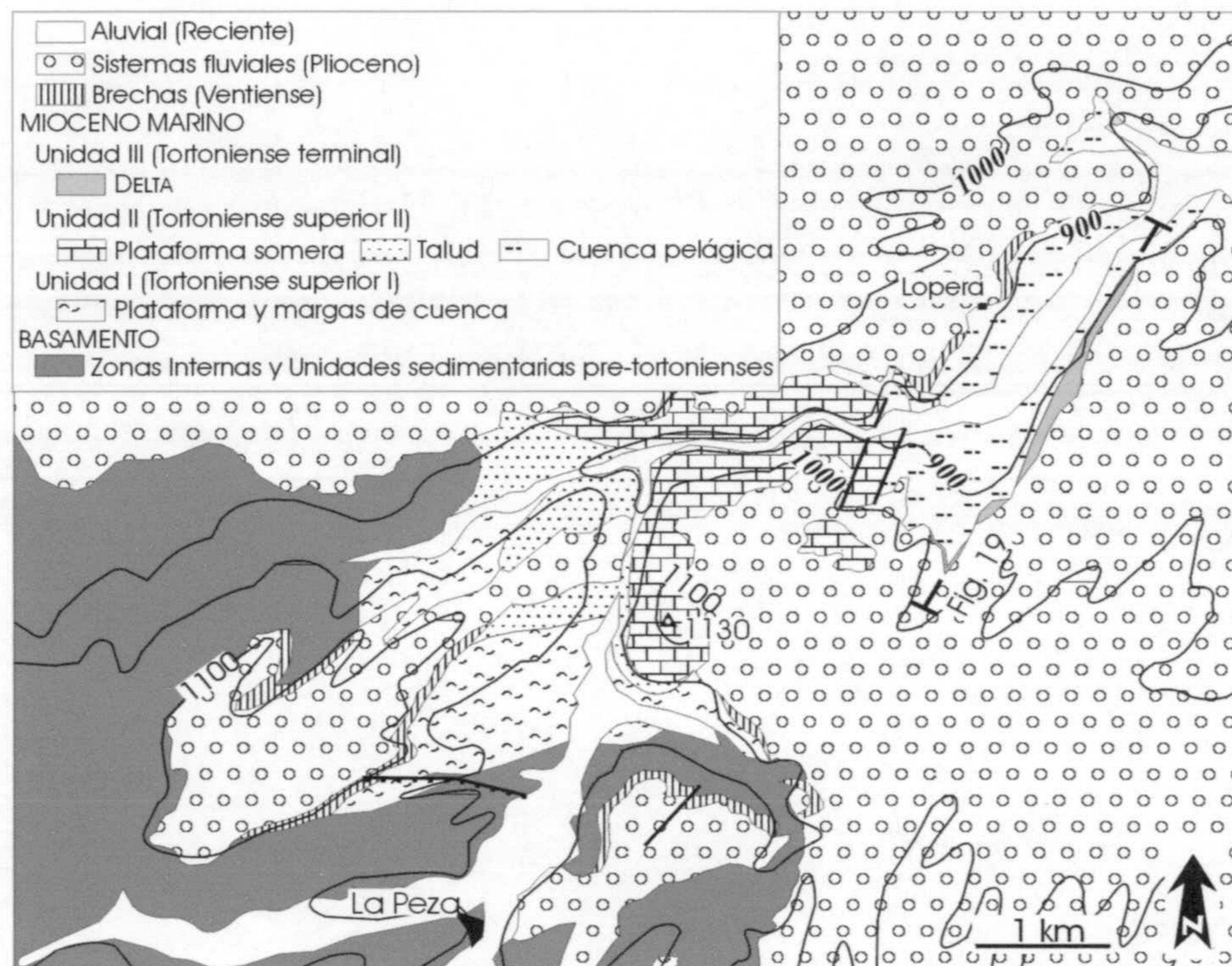


Fig. 58. Mapa geológico del sector suroccidental de la Cuenca de Guadix (modificado de Rodríguez Fernández, 1982) donde se han cartografiado las tres unidades sedimentarias marinas (I-III) y los sistemas deposicionales que las componen. La situación del panel de correlación de la figura 41 está marcado.

A continuación se describen muy someramente las características estratigráficas que definen cada una de las unidades sedimentarias marinas en este sector siguiendo la división estratigráfica de Fernández *et al. op. cit.* (Fig. 59):

La Unidad I (Fm. Morollón de Rodríguez-Fernández, 1982) está representada por depósitos bioclásticos de plataforma interna que distalmente transicionan a margas de plataforma externa y cuenca pelágica. Estos dos sistemas deposicionales desarrollan un dispositivo geométrico retrogradante (Rodríguez-Fernández, *op. cit.*).

La Unidad II está construida por sigmoides o cliniformas de sistemas de plataforma somera - talud turbidítico que definen una geometría progradante sobre las margas de cuenca pelágica en las que se intercalan paquetes de turbiditas distales (Vera y Rodríguez-Fernández, 1988).

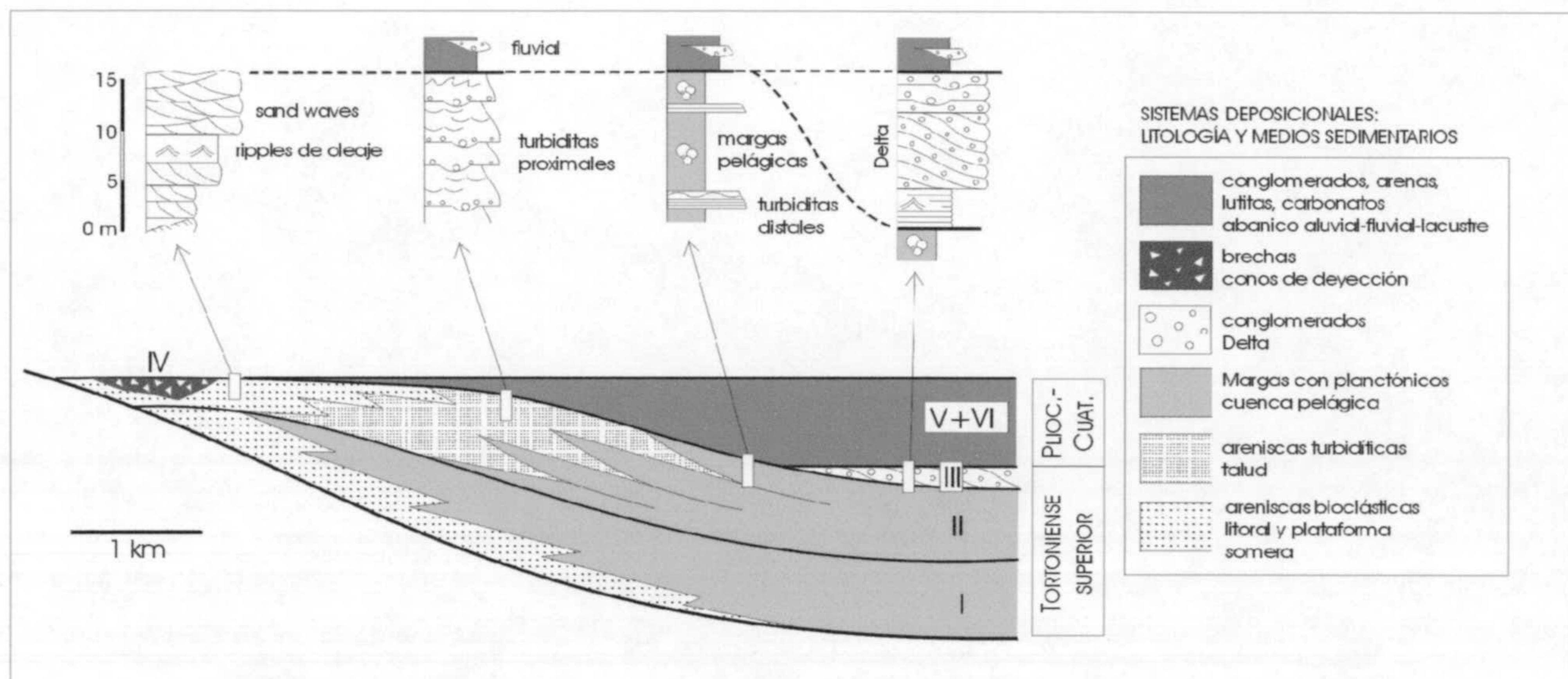


Fig. 59. Esquema estratigráfico del sector suroccidental de la cuenca: Unidades estratigráficas (I-VI) y columnas sintéticas representativas de cada uno de los sistemas deposicionales que componen las unidades marinas.

La Unidad III, reconocida en otros sectores de la Cuenca de Guadix como en el borde norte (Soria *et al.*, *en prensa*) o en el sector suroriental (García *et al.*, 2000), se ha descrito muy recientemente en este sector suroccidental por vez primera (García *et al.*, 2001). Se dispone en discontinuidad directamente sobre las margas de cuenca pelágica de la Unidad II, al pie del último de los sigmoides de plataforma somera – talud turbidítico de esa misma unidad. Sobre los materiales que asignamos a la Unidad III se desarrollan los sistemas fluviales del relleno continental de la cuenca (Unidad V; Fm. Guadix), siendo la superficie de separación entre ambos conjuntos (Unidades III y V) una superficie de paraconformidad en algunos puntos y discordancia erosiva en otros. La primera unidad del relleno continental de la cuenca, Unidad IV o Fm. Río Gor de Viseras (1991), se dispone rellenando un paleovalle excavado sobre los depósitos más someros de la Unidad II.

5.2.3.1.3. Arquitectura estratigráfica de la Unidad III

La Unidad III desarrolla cliniformas oblicuo-tangenciales y sigmoidales de altura creciente, entre 5 y 15 m, en una trayectoria proximal-distal, es decir, de SSO a NNE. En relación con la unidad infrayacente (Unidad II), las cliniformas, que muestran un dispositivo progradante y ligeramente agradante, se disponen sobre las margas de cuenca pelágica según una relación geométrica de *downlap* (Foto 1D).

La Unidad V, los sedimentos del relleno continental de la cuenca, se disponen horizontales sobre las capas más altas de la Unidad III, también horizontales, mostrando una relación geométrica de tipo *toplap*.

5.2.3.2. Análisis sedimentológico

5.2.3.2.1. Litología, tamaño y naturaleza de los clastos

Las litologías de los clastos que construyen la Unidad III son, en orden de mayor a menor abundancia: esquistos con granates, rocas carbonatadas de alta madurez textural (alta esfericidad y redondeamiento) y, a menudo, con perforaciones de litófagos, cuarcitas de baja madurez textural y, en mucha menor medida, calcarenitas bioclásticas. Sin embargo, estas proporciones varían según la posición en las clinoformas donde se lleven a cabo los análisis. Así, los clastos de rocas carbonatadas son dominantes en las capas que conforman la parte alta y horizontal de la clinoforma mientras que los esquistos dominan en el talud de las mismas. Evidentemente, esta selección, está relacionada con el diferente comportamiento hidrodinámico entre clastos con morfologías redondeadas (rocas carbonatadas) y planares (esquistos). Además de los clastos de procedencia externa habría que incluir en esta lista los clastos intraformacionales constituidos por sedimentos margoso que se incorporan en forma de cantos blandos y que son relativamente abundantes. Estos cantos blandos tienen su origen en las margas de la unidad infrayacente (Unidad II) que constituyen el fondo sobre el que se depositan los materiales de la Unidad III. El tamaño máximo de los clastos es de 35 cm y el tamaño medio es del orden de 10 cm.

La composición de los clastos y las litologías que conforman las áreas donde debió estar instalada la cuenca de drenaje del sistema deltaico, según las paleocorrientes medidas, apuntan directamente al basamento alpujarride como principal área fuente. La aportación de los sedimentos tortoniense infrayacentes, en especial de los sistemas de plataforma de la Unidad II, es más escasa de lo que cabría esperar como atestigua el hecho de haberse encontrado tan pocos clastos de calcarenitas bioclásticas. La mayor parte de estos clastos provienen de la plataforma de las unidades I y II donde se ha reconocido un paleovalle cuyo eje longitudinal tiene una orientación coincidente con la del afloramiento deltaico, de SSO a NNE. El cañón no sólo se encuentra encajado en los materiales tortonienses, también lo está en los materiales del Mioceno medio (Formación La Peza de Rodríguez-Fernández, 1982). El encajamiento es relativamente suave, del orden de 15 m y tiene una anchura de aproximadamente 300 m como se observa en un corte transversal al mismo inmediatamente al sureste del alto de Molicias. El cañón se encuentra relleno por brechas que se atribuyen a la primera unidad del relleno continental de la cuenca, la Unidad IV (Formación Río Gor, Viseras y Fernández, 1988; UTS 1, Viseras, 1991). Los afloramientos de estas brechas se prolongan desde el noroeste del pueblo de La Peza hasta las proximidades del alto de Molicias coincidiendo con los 5 km conservados del cañón según su eje longitudinal.

5.2.3.2.2. Análisis de paleocorrientes

Las clinoformas buzanan hacia N60°E por tanto aproximadamente coincidente con la de los últimos sigmoides plataforma-talud de la Unidad II.

Los datos de paleocorrientes han sido aportados por imbricación de clastos en la parte alta y talud de clinoformas con orientaciones principalmente hacia N60°E y algunas aisladas hacia N40°E. Estas imbricaciones marcan el sentido del flujo de sedimento evidenciando una dispersión radial de los lóbulos deltaicos del orden de 90°. Además de la imbricación de clastos, se han obtenido sentidos de imbricación a partir de los ripples de corrientes que aparecen en las arenas de la parte baja de las clinoformas han aportado sentido de paleocorrientes. En este caso hemos encontrado la misma estructura producida por dos diferentes procesos. Por un lado ripples ligados a flujos de sedimento en una posición distal. En este caso la orientación de la paleocorriente es coincidente con las medidas en las imbricaciones de clastos. Por otro lado, aparecen ripples y megarripples de corriente que marcan sentidos de corriente en este caso contraria, hacia SE. Estos ripples, al contrario que en el primer caso, sólo aparecen en la parte inferior de clinoformas de poca altura, inferior a los 7-8 m. El agente causante de estas estructuras pudieran ser corrientes hacia tierra ligadas a tormentas ya que aparecen en el afloramiento algunas estructuras de tipo *hummocky*.

5.2.3.2.3. Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios

Se han reconocido principalmente 6 asociaciones de facies principales que se distribuyen entre los tres elementos deposicionales clásicos que configuran los deltas tipo Gilbert: *topset*, *foreset* y *bottomset* (Fig. 60 y tabla 5).

A: Canales de conglomerados

Están representadas por cuerpos de conglomerados canalizados con techo plano y base cóncava y erosiva (Foto 1B). Presentan un espesor medio no superior a 1,5 m y extensión lateral entre 3 y 15 m. Textualmente desarrollan gradaciones positivas, fábrica soportada por los clastos con escasa matriz arenosa y, a veces, difusas estratificaciones cruzadas. Estos cuerpos se encuentran en los topsets del delta, generalmente erosionando los sedimentos descritos como asociación de *Capas arenoso-limosas*.

Estos cuerpos sedimentarios representan los canales distributarios que atraviesan la llanura deltaica tanto subaérea como subacuosa en periodos de importante aporte de sedimento. Por su baja sinuosidad deben clasificarse como canales trenzados (*braided*).

B: Capas arenoso-limosas

Estas facies están formadas por alternancias centimétricas de limos y arenas. Desarrollan laminaciones onduladas que representan cuerpos sedimentarios de fondo de la escala de los *ripples*, tanto simétricas (*ripples* de oscilación) como asimétricas (*ripples* de corriente). A menudo los limos y arenas laminados están afectados por estructuras de deformación entre las que se han reconocido laminaciones convolucionadas, pequeños pliegues disarmónicos, fallas inversas y laminaciones cruzadas deformadas.

Estas facies representan la fracción fina del sedimento aportado por los canales distributarios. Se acumula por decantación y procesos tractivos de baja energía en la bahía interdistributaria de la llanura deltaica subacuosa. Por su escasa profundidad estos sedimentos están retrabajados por la acción del oleaje. Las estructuras de deformación parecen deberse a procesos de fluidificación ligados a la compactación a que son sometidas por efecto de la carga de los depósitos groseros que se les superponen (asociación de facies *Capas de conglomerados*, fundamentalmente).

C: Conglomerados con estratificación cruzada

Forman cuerpos lenticulares con base plana y techo convexo hacia arriba situados en las proximidades del punto de ruptura entre los topsets y foresets (*brink point*). Su perfil es asimétrico aumentando de altura en una trayectoria proximal-distal. La altura máxima de estos cuerpos no supera los 1,5 m y longitudinalmente se extienden de 3 a 15 m. Su fábrica está soportada por los clastos (dominan los clastos de litología carbonatada con perforaciones de litófagos) con muy poca matriz arenosa. Desarrollan una organización secuencial negativa con los clastos mayores situados a techo. La organización interna de estos cuerpos es de estratificación cruzada dirigida en el sentido de buzamiento de las clinoformas deltaicas, es decir, hacia mar (Fotos 1C y E). Esta estratificación cruzada está formada por microsecuencias positivas de escala decimétrica.

Estas facies se han interpretado como barras en la desembocadura de los canales distributarios próxima a la ruptura de pendiente entre los topsets y foresets. El frente de las barras se generaría a partir de las avalanchas gravitatorias de clastos aportados por los distributarios reflejando con su gradación positiva la pérdida de energía de los flujos. Al ir incrementando la altura hacia el frente de la barra, las nuevas avalanchas gravitatorias de clastos que hacen migrar hacia el mar la barra han de ser originadas por flujos más energéticos, de ahí la organización secuencial negativa de estos cuerpos.

D: Capas arenosas

Esta asociación de facies aparece intercalada entre las capas interpretadas como los topset del delta. Se trata de paquetes arenosos bien clasificados, ligeramente inclinados hacia mar y de

espesor creciente en un corte proximal – distal, alcanzando un máximo de 2,5 m de potencia. Las estructuras sedimentarias reconocidas varían de tamaño desde laminaciones cruzadas simétricas de escala centimétrica (facies S1) a suaves estratificaciones cruzadas en surco (facies St) con anchuras de 2 a 3 m y alturas inferiores a los 50 cm (Foto 1F).

La interpretación de estas facies es que correspondieran a pequeños sistemas de playas arenosas. La parte alta está retrabajada por olas de pequeña magnitud que formarían *ripples* de oscilación sobre el fondo y representaría el subambiente de *shoreface* superior. La parte baja, retrabajada por olas de mayor magnitud o corrientes litorales capaces de generar cuerpos del rango de megarripples o dunas submarinas, correspondería al subambiente de *shoreface* inferior.

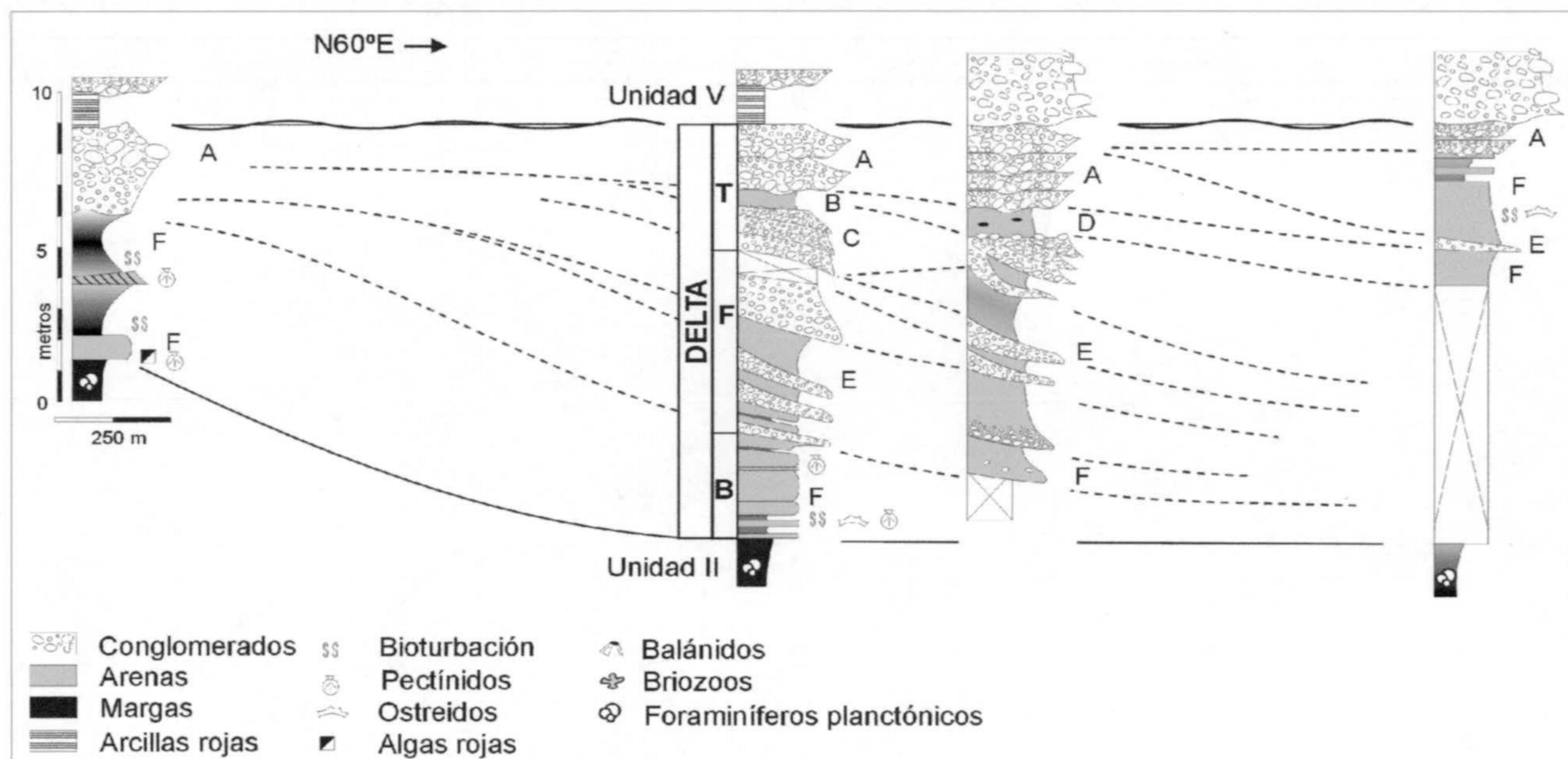


Fig. 60. Panel de correlación a partir de cuatro columnas estratigráficas levantadas en la unidad III desde posiciones más proximales (izq.) a más distales (drcha). (T-topset; F: foreset; B: Bottomset) Las claves de las asociaciones de facies están explicadas en el texto.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
DELTA	TOPSET	Canales de conglomerados	Gci, Gp	Cuerpos con base canalizada (neta, erosiva y cóncava hacia arriba) encajados en las <i>Capas arenosas</i> ; techo difuso; tendencia granodecreciente típica de relleno de canal; a veces con estratificaciones cruzadas; altura del canal entre 0,5 y 2 m, y anchura de 5 a 20 m	Canales distributarios de tipo trenzado (<i>braided</i>)
		Capas arenoso-limosas	Sm, Shl, Fl	Espesores centimétricos de 15 a 40 cm; laminaciones y estratificaciones cruzadas planares simétricas (<i>ripples</i> de oscilación) y asimétricas (<i>ripples</i> y <i>megaripples</i> de corriente); estructuras de deformación (pliegues disarmónicos sin orientación preferente, pequeñas fallas inversas, <i>convolute lamination</i>); bioturbación y ostreidos	Depósitos de bahía interdistributaria interrumpidos por depósitos de desbordamiento de canal (<i>overbank</i> y <i>crevasse splay</i>). Sometidos a procesos de fluidificación
		Barras de conglomerados	Gp	Cuerpos lenticulares de conglomerados con techo convexo y base plana; estructura interna formada por estratificación cruzada buzando hacia el mar; los mayores clastos se disponen sobre el techo de estos cuerpos	Barras de desembocadura
		Capas arenosas	St, Sr	Capas tabulares de 0,5 a 1,5 m; arena media a gruesa con cantos blandos (<i>rip-up mud clasts</i>) con laminaciones cruzadas simétrica y estratificaciones cruzadas en surco	Depósitos de playa retrabajados por el oleaje (<i>ripples</i> de oscilación) y corrientes litorales (barras submarinas)
	FORESET	Capas sigmoidales de conglomerados y arenas	Gmm, Gmi, Gc, Sp	Bicapas granodecrecientes de conglomerados con gradación normal y arenas con estratificación cruzada planar suavemente inclinada pendiente abajo	Debris flows poco cohesivos
	BOTTOMSET	Capas limoso-arenosas	Sm, Shl	Alternancia de capas tabulares subhorizontales de arenas y limos; espesor decimétrico a métrico; bioturbadas	Eventos de corrientes de turbidez de alta concentración separadas por la decantación del sedimento fino en suspensión

Tabla 5. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes sedimentarios del delta de Lopera.

E: Capas sigmoidales de conglomerados y arenas

Forman cuerpos sigmoidales que se disponen en *downlap* sobre los depósitos de la asociación *Capas limoso-arenosas* constituyendo una megaestratificación cruzada. Las capas muestran espesores de 0,5 a 3 m. La parte inferior de las capas está formada por conglomerados soportados entre sí con matriz arenosa poco seleccionada y gradación variable con predominio de las gradaciones positivas. El tamaño medio de los clastos es de 15 cm con predominio de las formas planares y discoidales sobre las esféricas. Los clastos aparecen imbricados según la pendiente. La parte superior de las capas están formadas por arenas poco seleccionadas con gradación positiva y suaves estratificaciones cruzadas planares asintóticas hacia la base con una superficie que varía de buzamiento disminuyendo distalmente a la par que el conjunto de la capa sigmoidal donde está incluida (Foto 1D).

La parte inferior de las capas representan el intervalo con tamaño de grano más grueso de las capas que forman los foresets del delta. Su génesis está ligada a las avalanchas gravitatorias del sedimento grosero transportado por algunos canales distributarios que atraviesan los topsets hasta superar el punto de ruptura con el foreset. Parte de la alimentación puede proceder de los conglomerados del frente de las barras de desembocadura que en su progradación acaban también superando el punto de ruptura entre el topset y el foreset. Los sedimentos debieron ser transferidos como debris flow poco cohesivos.

La génesis de la parte superior de las capas parece estar ligada con la de los sedimentos más gruesos de la parte inferior pues aparecen invariablemente por encima de ellos constituyendo ambos los cuerpos sigmoidales de los foresets. Pendiente abajo del delta, debió producirse una diferenciación en el tipo de flujo según el tamaño de grano. El sedimento más grosero fue transportado pendiente abajo como avalanchas gravitatorias propias de flujos hiperpícnicos. El sedimento fino tardó más tiempo de depositarse y en su depósito fue retrabajado por la propia dinámica gravitatoria de los flujos que los transportaban.

F: Capas limoso-arenosas

Estas facies consisten en una alternancia de limos con capas tabulares horizontales de arenas finas masivas de espesor centimétrico. Ocupa la posición más distal del delta y por tanto se da en los ambientes marinos más profundos del dispositivo deltaico. En las arenas hay cantos blandos dispersos (*rip-up mud clasts*). Aparecen bioturbaciones y entre la macrofauna dominan los ostreidos y, en menor medida, los briozoos. Entre las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno se observan algunos ripples simétricos y otros asimétricos mostrando sentido de migración hacia el centro de la cuenca.

Estas facies configuran los bottomsets del delta. Gran parte de este sedimento, la fracción limosa, probablemente se acumuló a partir de la decantación de las partículas en suspensión. Las estructuras de oleaje y corrientes indican una profundidad de depósito por encima del nivel de base del oleaje. Las intercalaciones arenosas debieron estar ligadas a periodos de mayor aporte de sedimento. Estas capas arenosas representan la evolución final de los flujos de sedimento gravitatorio en forma de corrientes de turbidez de baja energía.

5.2.3.2.4. Análisis secuencial

Las asociaciones de facies descritas (A-F) se organizan en la vertical (Fig. 61) y horizontal siguiendo una determinada tendencia que le viene dada por la evolución del propio sistema deltaico. En los paneles de facies interpretados a partir de los fotomosaicos de campo se ha observado la relación lateral entre dichas asociaciones de facies (Fig. 62).

Los canales de conglomerados (asociación A) están relacionados en la horizontal con los cuerpos lenticulares de conglomerados con estratificación cruzada planar (asociación C). Los primeros se disponen siempre en posición más proximal que los últimos, aunque ambos se sitúan invariablemente en el topset deltaico. La relación entre ambos cuerpos sedimentarios no sólo se reduce a su posición, también el tamaño de ambos cuerpos suele ser coincidente. Así, canales de mayores dimensiones se correlacionan con barras de desembocadura de mayores dimensiones. Entre la posición de ambos cuerpos sedimentarios, un canal y su barra de desembocadura situada en la misma horizontal, hay una distancia no inferior a varias decenas de metros. Las capas arenoso-limosas (asociación B) se disponen adyacentes a los canales de conglomerados, siendo a menudo erosionadas por ellos. La otra asociación que aparece en la parte alta del cuerpo deltaico, las capas arenosas (asociación D), no está relacionada lateralmente con el resto de las asociaciones de facies. Estas capas arenosas aparecen intercaladas muy episódicamente entre las otras asociaciones de facies que aparecen en los topsets deltaicos.

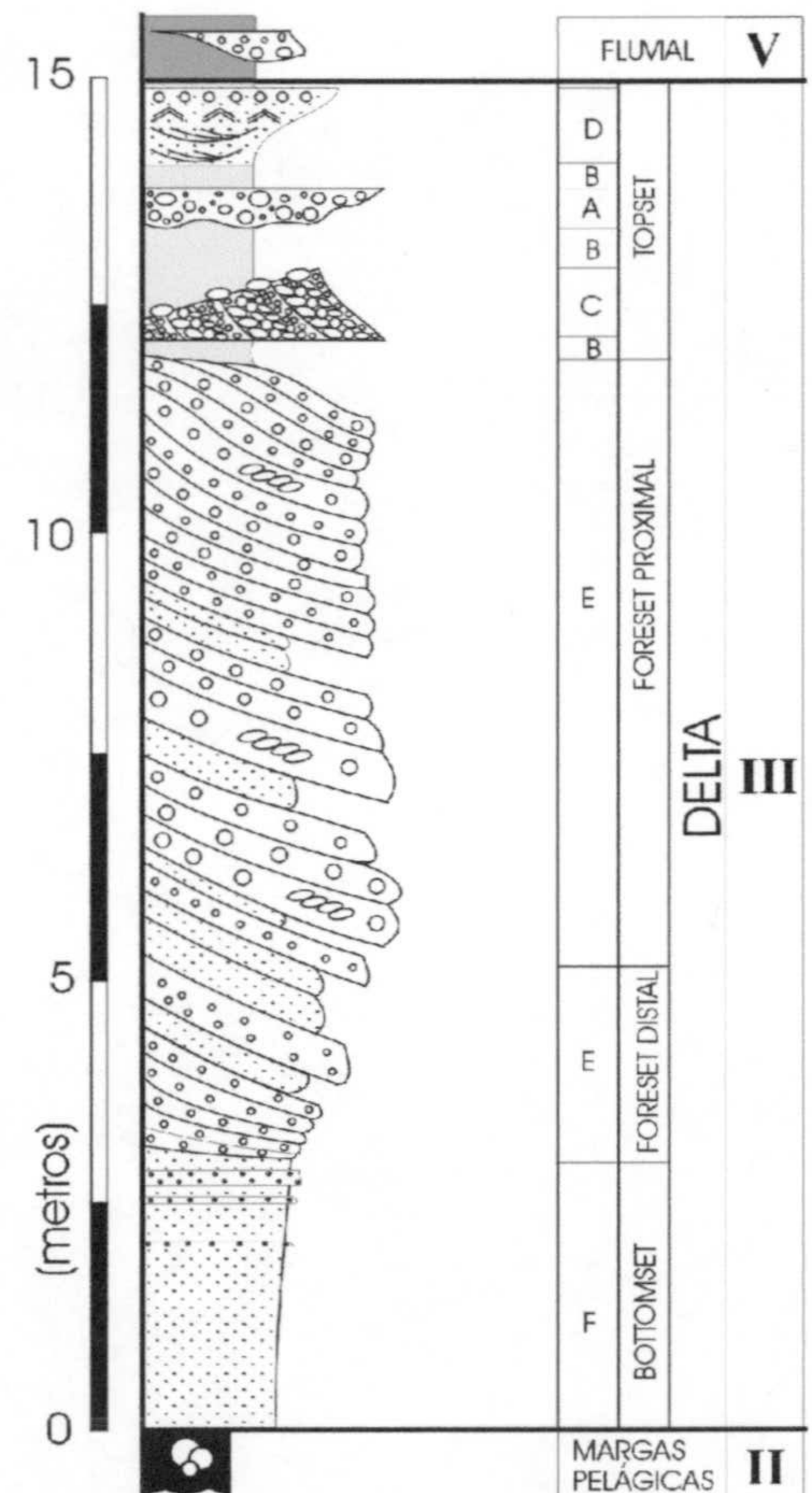


Fig. 61. Columna sintética del delta de Lopera donde se muestra la distribución en vertical de las principales asociaciones de facies en los diferentes subambientes sedimentarios deltaicos (II, III y V – Unidades estratigráficas diferenciadas en la cuenca)

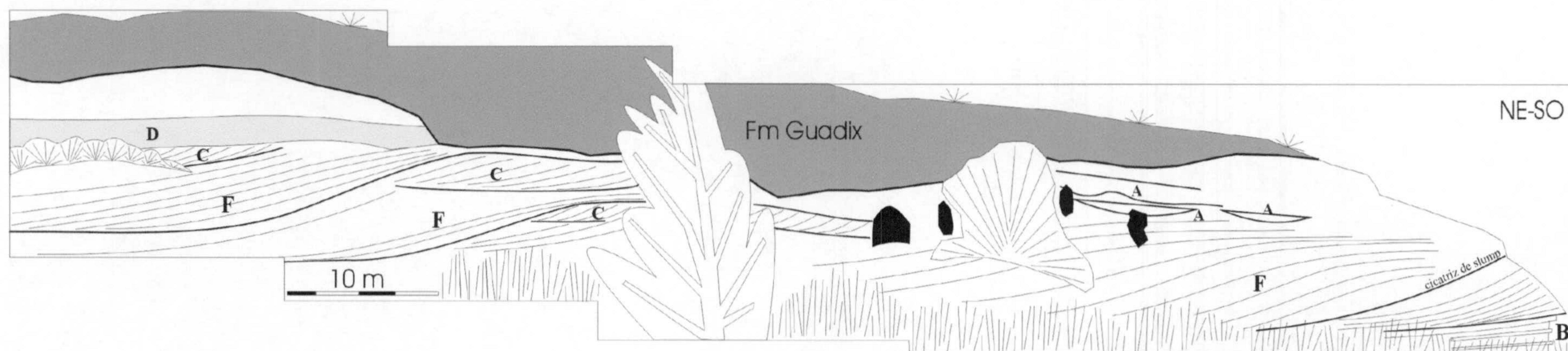


Fig. 62. Panel de facies obtenido a partir de un fotomosaico del sistema deltaico de Lopera. La interpretación de los códigos de asociaciones de facies está explicada en el texto. (T-topset; F-foreset; B- Bottomset). Sobre el panel se ha marcado también la posición de las fotos L1, L2 y L3 (ver láminas de fotos).

5.2.3.2.5. Modelo sedimentario del sistema

La dirección principal de migración del cuerpo deltaico tiene lugar del orden de 3 km hacia el nordeste, coincidente con la dirección de progradación del sistema de plataforma-talud infrayacente. El sistema alimentador del delta tendría su cuenca de drenaje instalada directamente sobre los materiales del sustrato, en concreto sobre los materiales del complejo alpujarride. Los sistemas alimentadores fueron canalizados por un paleocañón encajado en el topset de los sigmoides de plataforma-talud de la unidad estratigráfica anterior al depósito deltaico.

La distancia entre el cuerpo deltaico y su principal área fuente hacen pensar en un río como sistema alimentador. La buena organización de las facies y el tamaño de grano relativamente pequeño de los clastos corroboran la hipótesis de un delta fluvial sobre un abanico deltaico.

En el topset del delta, los canales distributarios migran sobre las facies finas de bahía interdistributaria componiendo típicas secuencias negativas. Hacia la zona de ruptura de pendiente que separa el topset del foreset (*brink point*), la columna de agua aumenta y se reduce la capacidad tractiva de los canales distributarios que depositan parte de su carga en forma de barras de desembocadura que migran mar adentro (Fig. 63). En su avance mar adentro, el frente de la barra de desembocadura llega a situarse directamente sobre la ruptura entre el topset y el foreset y parte de la carga se incorporaría, en forma de avalanchas gravitatorias, a los foresets.

La migración del delta tiene lugar de forma discontinua con intervalos de tiempo de inactividad en el aporte sedimentario durante los cuales se desarrollan sistemas de playas arenosas en los topsets. Desde el punto de vista de la dinámica deltaica podrían corresponder a facies de abandono en la actividad del delta.

Los sistemas distributarios entrarían en un mar somero, de 15 a 20 m de profundidad según estimaciones batimétricas realizadas a partir de la altura máxima de las clinoformas deltaicas. Ese mar poco profundo favorecería la acción del oleaje sobre los depósitos deltaicos.

El relativamente buen desarrollo de los topsets evidencia que además de la tendencia progradante del delta hay una cierta agradación. La línea que une los *brink point* de las diferentes clinoformas deltaicas describe una trayectoria ligeramente ascendente hacia el interior de la cuenca, propia de un dispositivo progradante-agradante. Confirmando esta ligera tendencia agradante, los cuerpos descritos en el topset, canales distributarios (asociación A) y barras de desembocadura (asociación C), se apilan evolucionando hacia arriba a cuerpos de mayores dimensiones en altura y extensión lateral.

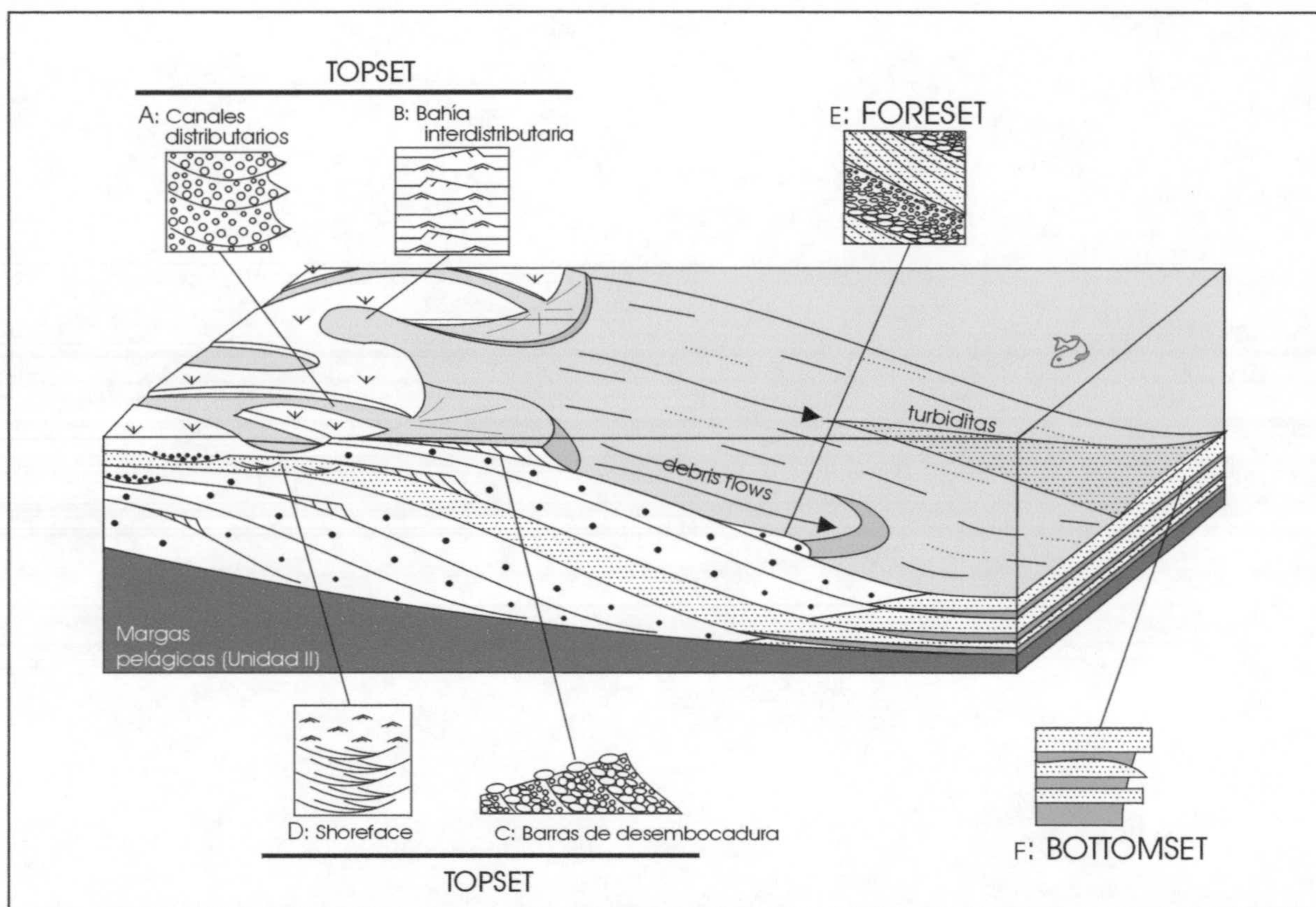


Fig. 63. Bloque diagrama en el que se muestra la distribución de los diferentes subambientes sedimentarios del delta y las asociaciones de facies más características.

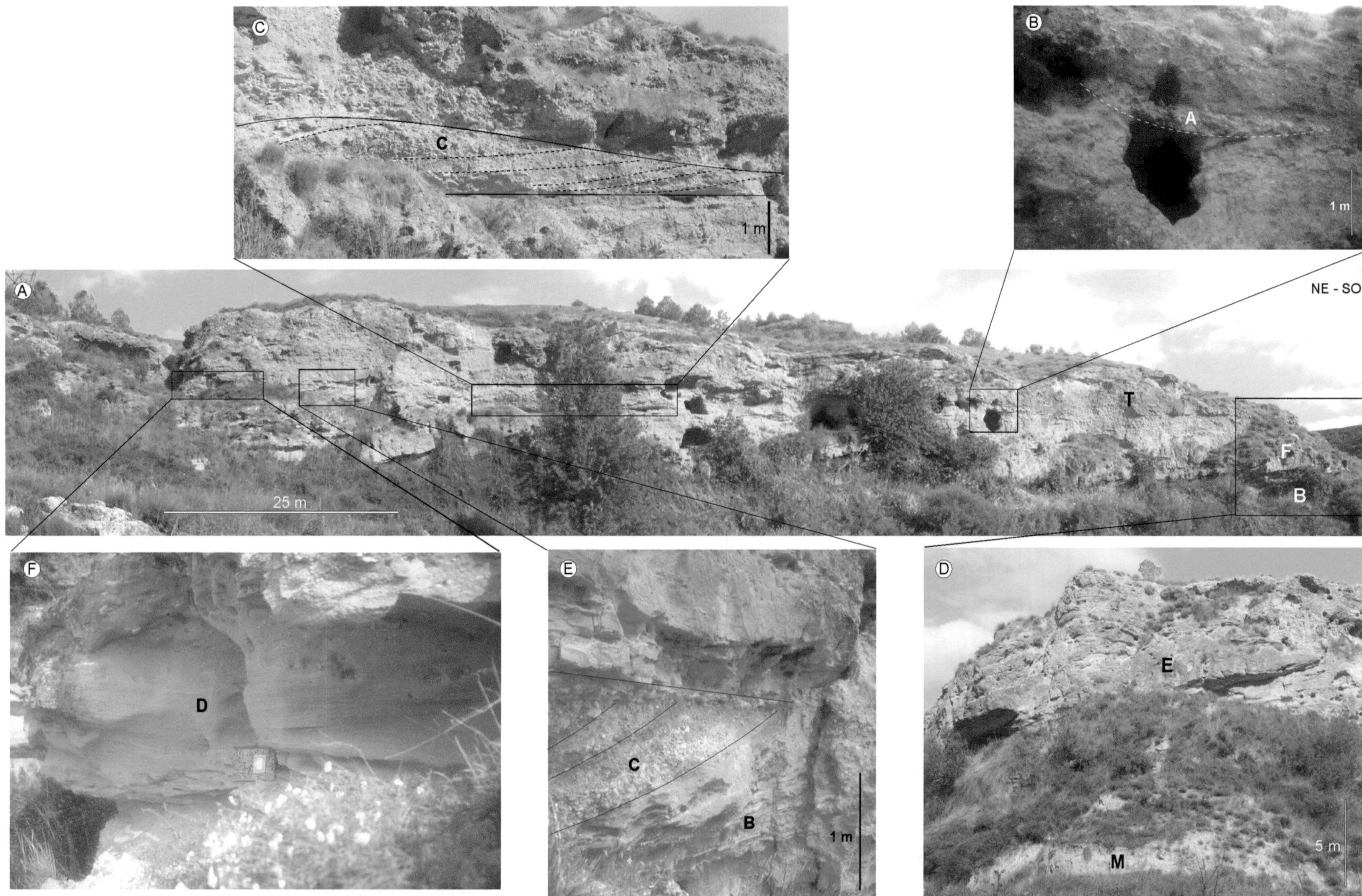


Lámina de fotos III. 1. A. Panorámica del delta de Lopera donde se han situado el resto de las fotos (T - Topset; F - Foreset; B - Bottomset), B. Canal distributivo (Facies A), C. Barra de desembocadura (Facies C), D. Clinoformas deltaicas migrando sobre las margas (M) de cuenca pelágica de la unidad estratigráfica precedente (Unidad II), E. Estructura interna de una barra de desembocadura (Facies C) formada por estratos cruzados inclinados hacia el mar y constituidos por capas con gradaciones positivas. Bajo la barra de desembocadura aparecen arenas laminadas y deformadas (Facies B) de la bahía interdistributaria, F. Estratificaciones cruzadas en surco (Facies D) que representan dunas submarinas en contextos de *shoreface*. (En todas las fotos el centro de la cuenca se encuentra a la izquierda).

5.2.4. SECTOR NORTE

El afloramiento que se ha tomado como ejemplo de la sedimentación deltaica para el sector norte de la cuenca durante el Tortonense Superior está situado entre las localidades de Alicún de Ortega y Dehesas de Guadix (Fig. 64). Al afloramiento se puede acceder desde la carretera que comunica ambos pueblos, a la izquierda de la misma en sentido sur a norte. El afloramiento de este cuerpo deltaico de pequeñas dimensiones se extiende aproximadamente 250 m a lo largo de una dirección de orientación aproximadamente suroeste-nordeste.

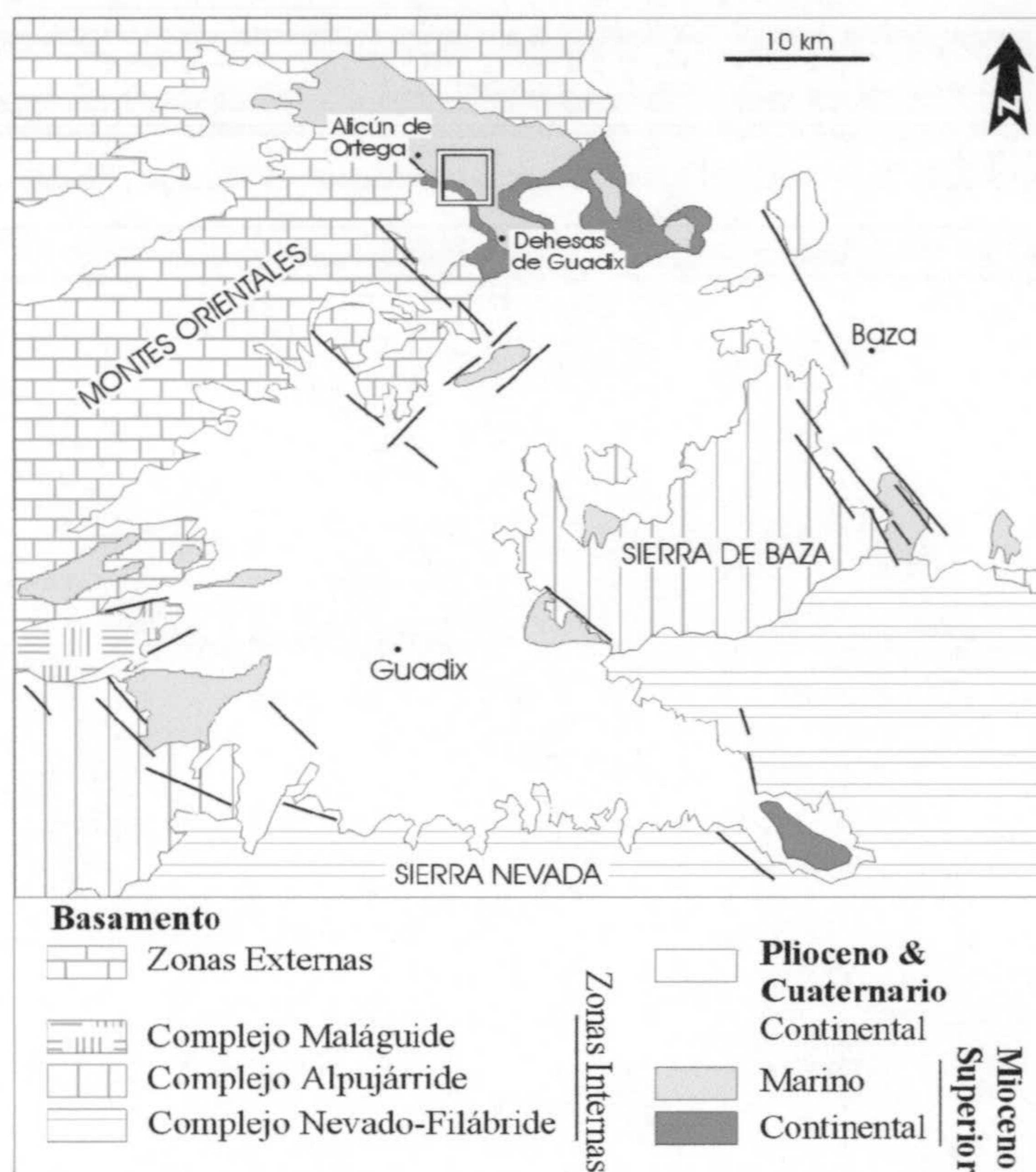


Fig. 64. Mapa geológico sintético de la Cuenca de Guadix. El afloramiento del delta de Alicún se encuentra enmarcado en el sector N de la cuenca.

5.2.4.1. Análisis estratigráfico

5.2.4.1.1. Antecedentes

Vera (1970) hace una primera descripción de parte de los depósitos marinos situados entre Dehesas de Guadix y Alicún de Ortega, precisando su edad como Tortonense.

Soria (1993) hace una descripción de las facies e interpretación sedimentaria de los sistemas deposicionales de edad Tortonense superior terminal que afloran en el sector norte de la Cuenca de Guadix. Estos sistemas deposicionales, incluido el delta que nos ocupa, son parte de la formación estratigráfica formalmente definida por Soria (1993) como Formación Forruchu, que a su vez incluye en su Secuencia deposicional VI. En este mismo trabajo se integran estos sistemas

deposicionales en la evolución geodinámica y paleogeográfica de la transversal estudiada en la Cuenca de Guadix.

5.2.4.1.2. Esquema estratigráfico

En el área están presentes todas las unidades estratigráficas que constituyen el relleno sedimentario marino de la cuenca tras su individualización (Fig. 65). Entre las unidades marinas se incluye una tercera unidad constituida por varios sistemas deposicionales. Uno de los sistemas deposicionales corresponde a un pequeño sistema deltaico cuyo estudio representa la aportación de este trabajo a la dinámica deltaica del sector norte de la cuenca de Guadix.

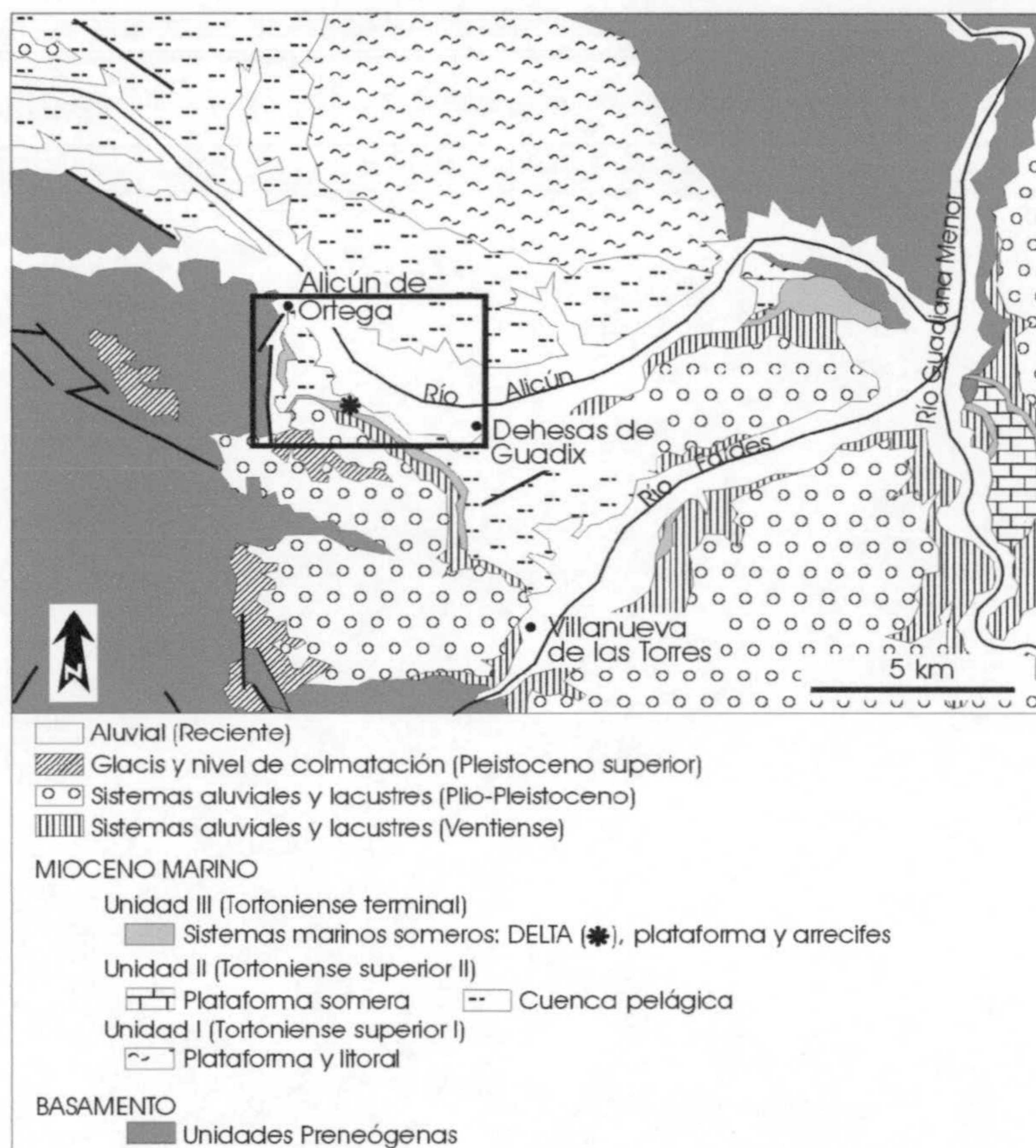


Fig. 65. Mapa geológico de la zona del sector norte de la Cuenca de Guadix enmarcada en la figura 64 (modificado de Soria, 1993) donde se ha señalado con un asterisco la posición del cuerpo deltaico estudiado y con un cuadro la zona que aparece ampliada en la figura 66.

A continuación se repasan las características estratigráficas que definen cada una de las unidades sedimentarias marinas en este sector:

La Unidad I (SD-IV y Fm. Cherrín de Soria, 1993) está representada por depósitos bioclásticos de plataforma que distalmente transicionan a facies mixtas relacionadas con flujos gravitatorios de sedimento en el talud (Soria, *op. cit.*).

La Unidad II (SD-V y Formaciones Negratín y Dehesas de Guadix de Soria, 1993) está formada por una plataforma mixta representada por facies de calcarenitas bioclásticas que transicionan distalmente a margas de cuenca pelágica (Soria, *op. cit.*).

La Unidad III (SD-VI y Formaciones arrecifal del Río Fardes y Forruchu de Soria, 1993) está representada en el sector norte por varios sistemas deposicionales: plataforma somera, sistemas litorales, deltas y arrecifes (Soria, *op.cit.*).

Estas dos últimas unidades (Unidades II y III) conforman una estructura monoclinal con dirección N135°E y basculamiento de 10 a 30° contra las fallas normales de alto ángulo y dirección NO-SE que limitan el margen de la cuenca en este sector (Fig. 66).

5.2.4.1.3. *Arquitectura estratigráfica de la Unidad III*

El delta de Alicún tiene un espesor máximo de 55 m y está formado por clinoformas que decrecen de altura, por ascenso de la base, en un corte proximal-distal, es decir, de oeste a este. Distal y lateralmente transiciona a una alternancia de arenas y margas de plataforma con espesores de hasta 33 m. La geometría del cuerpo es lenticular, limitada por un techo planar y una superficie basal cóncava que hacia posiciones distales también se hace planar. El sistema deltaico está formado por cinco lóbulos deltaicos separados por superficies de erosión. El espesor de los lóbulos deltaicos y, por tanto, la altura de las clinoformas que los conforman es decreciente en la vertical. Esta disminución en el espesor de los lóbulos deltaicos tiene lugar por ascenso de la base sobre la que se asientan cada uno de ellos.

Los depósitos deltaicos se superponen mediante una discontinuidad estratigráfica sobre las margas de talud y cuenca pelágica con intercalaciones turbidíticas de la Unidad II, aunque puntualmente esta superficie de contacto entre ambas unidades se encuentra excavada por conglomerados con geometrías canaliformes. Las clinoformas deltaicas se disponen sobre los materiales de la Unidad II según una relación geométrica de biselamiento basal.

La Unidad IV, los sedimentos del relleno continental de la cuenca, se disponen en discordancia angular sobre las capas horizontales de la parte superior del cuerpo deltaico.

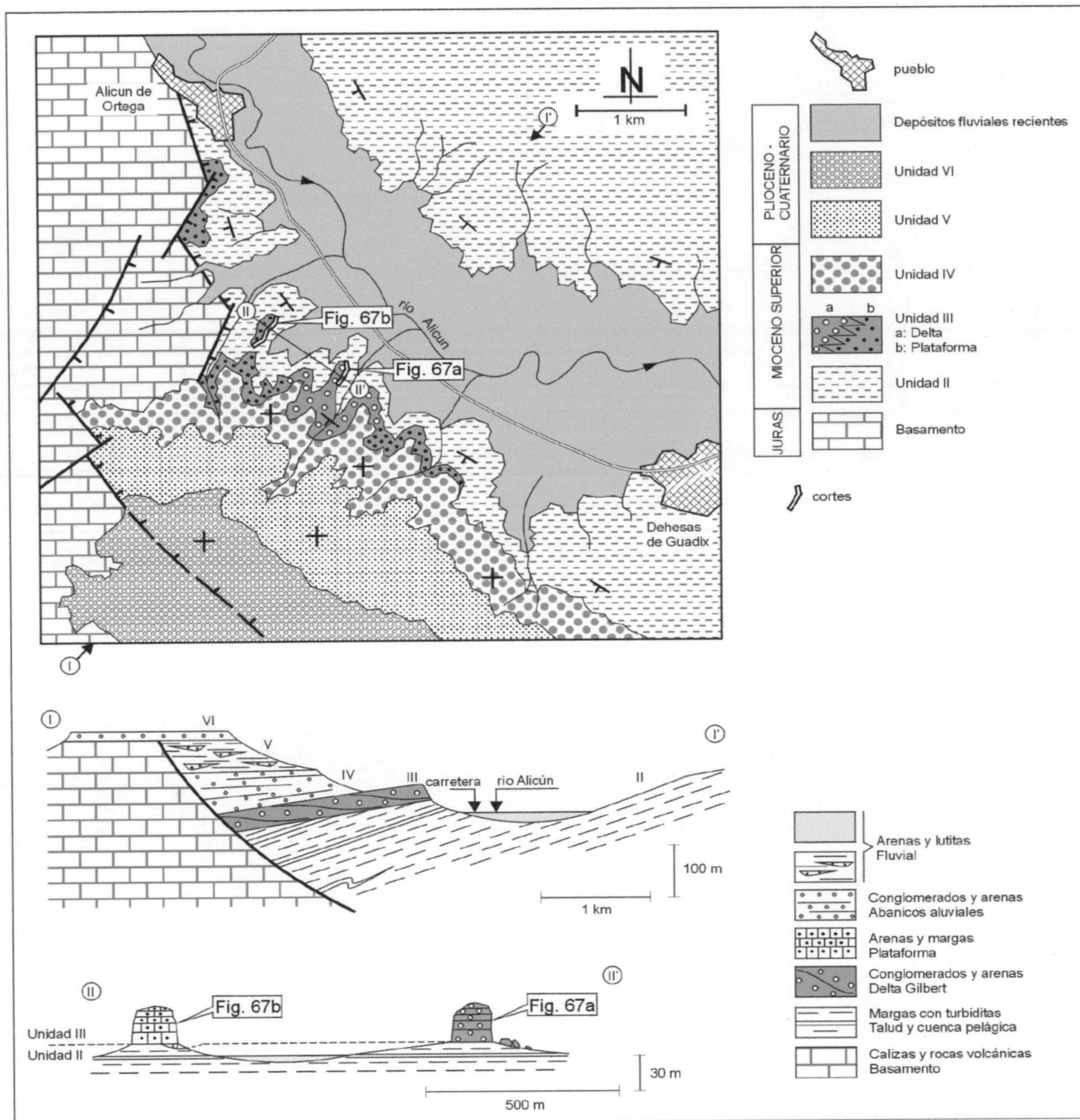


Fig. 66. Mapa geológico de la zona estudiada donde aparecen situadas las panorámicas de la figura 67. El corte I-I' representa la relación estratigráfica del delta con el resto de las unidades estratigráficas del corte, todas ellas basculadas hacia suroeste. El corte II-II' representa la situación relativa de los depósitos deltaicos y de plataforma, ambos sobre las margas de cuenca de la unidad estratigráfica infrayacente.

5.2.4.2. Análisis sedimentológico

5.2.4.2.1. Litología, tamaño y naturaleza de los clastos

Las litologías de los clastos que alimentan el delta son, en orden de mayor a menor abundancia: rocas carbonatadas (calizas y dolomías), a menudo con perforaciones de litófagos, rocas volcánicas y rocas silíceas.

Los clastos de mayor tamaño están ligeramente por encima del medio metro de diámetro (60 cm).

La composición de los clastos y las litologías que conforman las áreas donde debió estar instalada la cuenca de drenaje del sistema deltaico, según las paleocorrientes medidas, apuntan directamente a las rocas pertenecientes al subbético medio como principal área fuente. La aportación de los sedimentos tortoniense infrayacentes, en especial de los sistemas de plataforma de la Unidad II, es más escasa de lo que cabría esperar como atestigua el hecho de haberse encontrado pocos clastos de calcarenitas bioclásticas. Las características litológicas de esas calcarenitas de plataforma, poco cementadas, hacen de la plataforma un área fuente de erosión blanda incapaz de aportar clastos competentes.

5.2.4.2.2. *Análisis de paleocorrientes*

Las clinoformas buzan de 15 a 20° principalmente hacia N20-40°E, por tanto la migración del delta es hacia el NNE.

Los datos de paleocorrientes han sido aportados por imbricación de clastos, laminaciones onduladas producidas por la migración de ripples de corriente y estratificaciones cruzadas producidas por la migración de megarripples o dunas submarinas. Las imbricaciones se producen fundamentalmente pendiente abajo y aproximadamente coincidentes con el sentido de buzamiento de las clinoformas. Son indicativas del sentido de movimiento de los flujos de sedimento que alimentan al delta y, por tanto, del sentido de migración del mismo.

Se han medido dos tipos de paleocorrientes a partir de la estratificación cruzada que generan algunos cuerpos submarinos en su migración. Las primeras, de altura del orden de 0,5 a 1 m, aparecen en los depósitos areniscosos de la plataforma y marcan sentidos de la corriente aproximadamente hacia el este, N80°E, fundamentalmente. El segundo tipo de estratificaciones cruzadas aparecen en arenas con braquiópodos a la base del delta y tiene un rango de escala desde los megarripples a las barras submarinas (Fotos 1 y 2). El sentido de paleocorrientes es hacia el sureste, perpendicular al principal sentido de migración del delta y, por tanto, prácticamente paralelas a la probable línea de costa.

5.2.4.2.3. *Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios*

Se han diferenciado una serie de asociaciones de facies representativas tanto del delta como de otros medios y ambientes sedimentarios no deltaicos; pero sí físicamente adosados al mismo (Tabla 6).

A: Canales de conglomerados

Están representadas por cuerpos de conglomerados canalizados con techo plano y base cóncava y erosiva. Presentan un espesor medio no superior a 2 m y extensión lateral entre 10 y 18 m. Texturalmente desarrollan gradaciones positivas, fábrica soportada por los clastos con escasa y mal seleccionada matriz arenosa y, a veces, difusas estratificaciones cruzadas. Estos cuerpos se encuentran en los topsets del delta.

Dichos cuerpos sedimentarios representan los canales distributarios que atraviesan la llanura deltaica tanto subaérea como subacuosa en periodos de importante aporte de sedimento. Los flujos hiperpícnicos, consecuencia de eventuales inundaciones de tipo catastrófico, tienen gran eficiencia, llegando a transportar el sedimento de grano grueso hasta la plataforma.

B1: Capas de arenas y limos

Capas de arenas, limos y algo de arcillas con geometrías tabulares y subhorizontales mal clasificadas y bioturbadas, con fragmentos de roca dispersos y bioclastos de pectínidos.

Shoreface inferior de una playa.

B2: Arenas laminadas

Capas tabulares y subhorizontales de arenas medias a gruesas con ripples simétricos y ocasionales intercalaciones de pequeños canales de gravas desorganizadas.

Shoreface superior de una playa.

B3: Conglomerados redondeados

Capas tabulares y subhorizontales de conglomerados heterométricos y desorganizados con clastos de hasta 60 cm. Texturalmente, los clastos están muy redondeados con una débil imbricación hacia el oeste. Los clastos carbonatados están frecuentemente perforados por litófagos y muestran *balanus*.

Foreshore de una playa.

En conjunto, la asociación de facies B, donde están englobadas las asociaciones de subfacies B1, B2 y B3, representa depósitos de playa y sus diferentes subambientes sedimentarios. La playa estuvo alimentada por conglomerados y arenas de origen deltaico y se caracterizan por un *foreshore* conglomerático con alta pendiente y de tipo reflectivo frente al oleaje. El *shoreface* de la playa presenta una pendiente más suave y predominio del sedimento tamaño arena, lo que le confiere un comportamiento más disipativo (Orton y Reading, 1993). Numerosos abanicos deltaicos desarrollaron unidades de playa con similares características durante el Terciario del SE de España (Dabrio, 1990; Bardají *et al.*, 1990; Dabrio *et al.*, 1991).

C: Capas sigmoidales de conglomerados y arenas

Capas sigmoidales de conglomerados soportados por los clastos en una matriz arenosa pobremente seleccionada. El tamaño de los clastos está entre 5 y 10 cm, y aquellos de naturaleza carbonatada suelen tener perforaciones debidas a los litófagos, además de *balanus* adosados. Texturalmente dominan entre los conglomerados las formas esféricas y altamente redondeadas; la gradación es inversa y los clastos con morfologías discoidales pueden estar imbricados en sentido pendiente abajo. En la parte inferior de las capas pueden encontrarse clastos de tamaños anómalamente grandes y muy redondeados con diámetros de hasta 60 cm (Foto 4a).

Estos depósitos representan las capas del foreset deltaico. Se depositaron en relación con avalanchas gravitatorias que tienen su origen en el límite entre el topset y el foreset después de haber sido retrabajados por el oleaje durante un tiempo. El sedimento debió ser transportado en forma de debris flows poco cohesivos o como flujos de granos modificados, donde las colisiones entre los clastos debió de ser el mecanismo principal de soporte de las partículas. La viscosidad generada por la matriz arenosa pudo ser la causante del transporte de los clastos mayores en la parte alta del flujo (Lowe, 1976; Postma, 1986). Estos clastos rodaron hacia la parte inferior y distal del delta al tiempo que se producía el flujo o inmediatamente más tarde.

D: Lentas de conglomerados

Son cuerpos con forma lenticulares de techo convexo y muro plano, espesor entre 1 y 3 m y extensión lateral de 15 a 150 m (Fotos 4a y b). Están formadas por conglomerados tamaño *cobble* y *boulder* soportados por la matriz. La tendencia secuencial es granocreciente con grandes clastos dispuestos sobre la parte superior. Los clastos son angulares, mal clasificados y con diámetro variable entre 5 y 70 cm. La matriz está formada por fragmentos de tamaño arena media gruesa de minerales y organismos marinos someros, especialmente, pectínidos.

Estos cuerpos aparecen en la parte inferior del foreset y en el bottomset, embebidos en arenas que transicionan a conglomerados en el bottomset y a alternancias de arenas y margas en la plataforma.

Cuerpos sedimentarios con similares características son comunes en los taludes de los deltas modernos (Prior y Bornhold, 1988, 1989, 1990; Sohn *et al.*, 1985) y recientemente se han descrito en abanicos deltaicos del Mioceno de la cuenca Pohang en el sureste de Corea (Hwang y Choug, 2000). Su geometría y fábrica sugiere que son el resultado del depósito de debris flows cohesivos que se desplazaron lentamente pendiente abajo y quedaron *congelados* donde la pendiente decrecía (Lowe, 1982; Postma, 1986; Nemeč, 1990).

E: Lentas de arenas

Son cuerpos con formas tabulares y/o lenticulares con el techo convexo y base plana. Su poco espesor que varía entre 15 y 50 cm en relación con su longitud que puede llegar hasta los 200 m hace que estas lentes desarrollen un relieve muy suave. Litológicamente dominan las arenas de tamaño medio, siendo el tamaño de grano inferior para los cuerpos con mayor longitud. Estos cuerpos son masivos o desarrollan secuencias granodecipientes con laminación horizontal o estratificación cruzada de muy bajo ángulo. Los clastos están formados por fragmentos de rocas y bioclastos, especialmente pectínidos y briozoos.

Estas características indican un origen de capas turbidíticas resultado del depósito de flujos turbidíticos de baja densidad. Estas corrientes pueden tener un origen de flujos individuales o podrían ser el resultado de la evolución distal de flujos de derrubios (Hampton, 1972; Fisher, 1983; Sohn *et al.*, 1987). Si su origen fuese este último, esta asociación de facies estaría asociada con la asociación de facies D cuyo origen se interpreta ligado a flujos de derrubios.

F: Arenas y braquiópodos con estratificaciones cruzadas

Están formadas por secuencias negativas de 1 a 2 m de altura constituidas por la alternancia de una capa de arenas marrones y sobre ella acumulaciones de braquiópodos (Foto 3). La organización interna de las arenas se caracteriza por laminaciones cruzadas de altura entre 10 y 30 cm y estratificaciones cruzadas de hasta 1, 5 m de altura (Fotos 1 y 2). Algunos braquiópodos forman parte, como un clasto más, de estas estratificaciones cruzadas.

Se interpretan como acumulaciones de braquiópodos por acción de corrientes marinas que además producen la migración de cuerpos arenosos de escala de megaripples e incluso tienen energía suficiente como para producir la migración de cuerpos de la escala de dunas o barras submarinas.

G: Conglomerado basal

Son cuerpos de forma lenticular con techo plano y base erosiva, de 10 m de espesor y 20 m de extensión lateral. Están formados por clastos subredondeados de 5 a 30 cm de diámetro embebidos en una matriz arenosa con estructura interna masiva. Estos cuerpos están situados directamente sobre las margas de la Unidad II, en las que se encajan (Fotos 7 y 8).

Estos conglomerados representan el primer depósito de la Unidad III. Son el resultado de una intensa etapa de erosión de los afloramientos de basamento del margen de la cuenca. Con relación a esta actividad erosiva, se generaron flujos gravitatorios de sedimento capaces de transferir el sedimento de tamaño más grueso a zonas internas de la cuenca.

H: Alternancia de arenas y margas

Desarrollan espesores de hasta 3 m en los que se alternan capas tabulares de arenas y margas (Fotos 10 y 11). Las arenas están compuestas de bioclastos de organismos marinos someros (fragmentos de braquiópodos, pectínidos, briozoos, algas rojas y equinodermos) y de fragmentos de rocas procedentes del basamento. Las estructuras sedimentarias dominantes son estratificaciones planares (Foto 11) y cruzadas en surcos, además de laminaciones onduladas relacionadas con ripples de corrientes. El intervalo margoso está a menudo intensamente bioturbado y se caracteriza por la presencia de abundantes foraminíferos bentónicos (*Anmonia*) y, en menor medida, ostrácodos y foraminíferos planctónicos. En cuanto a los litoclastos que aparecen son similares a los que aparecen en los intervalos arenosos.

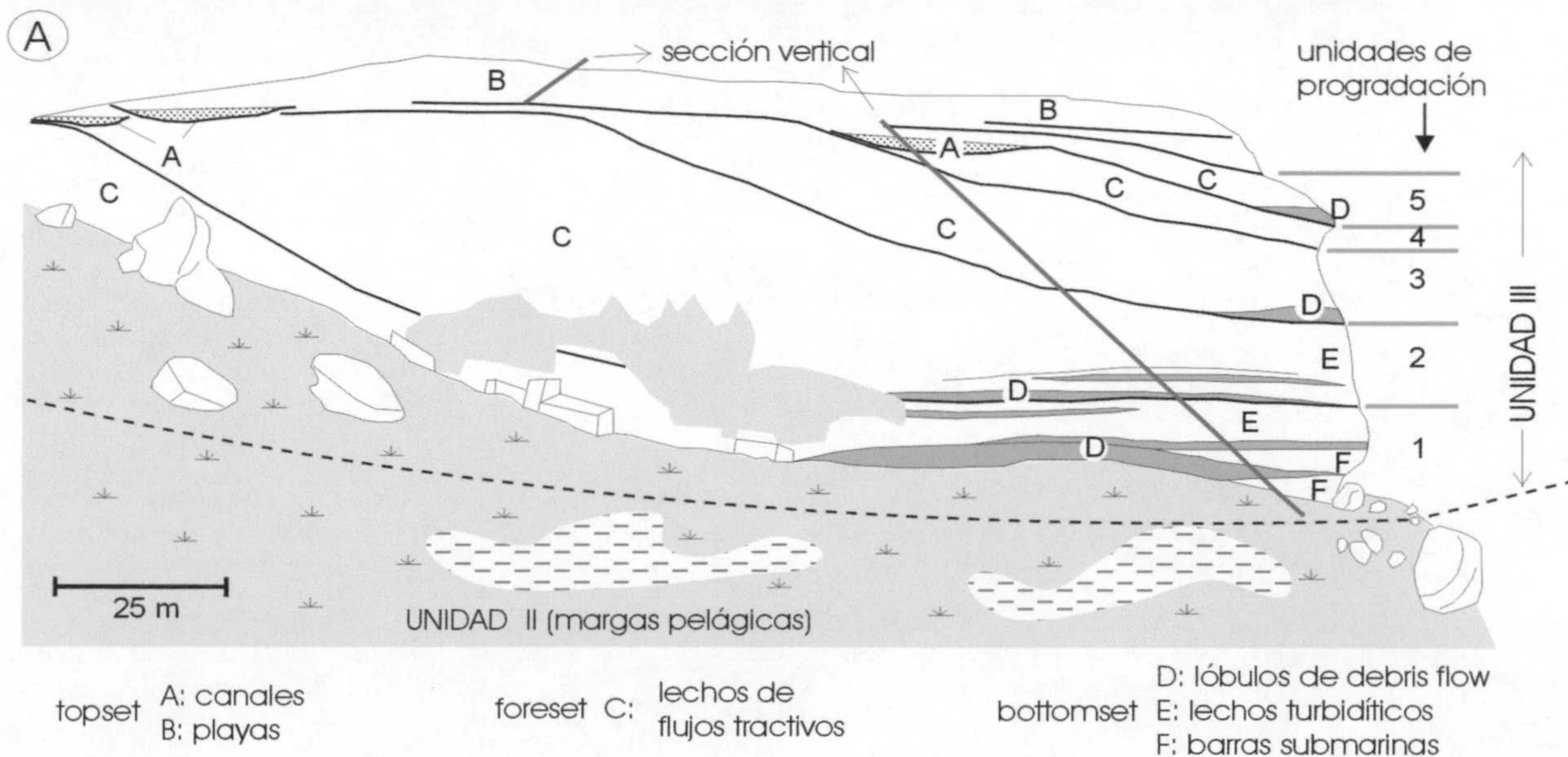
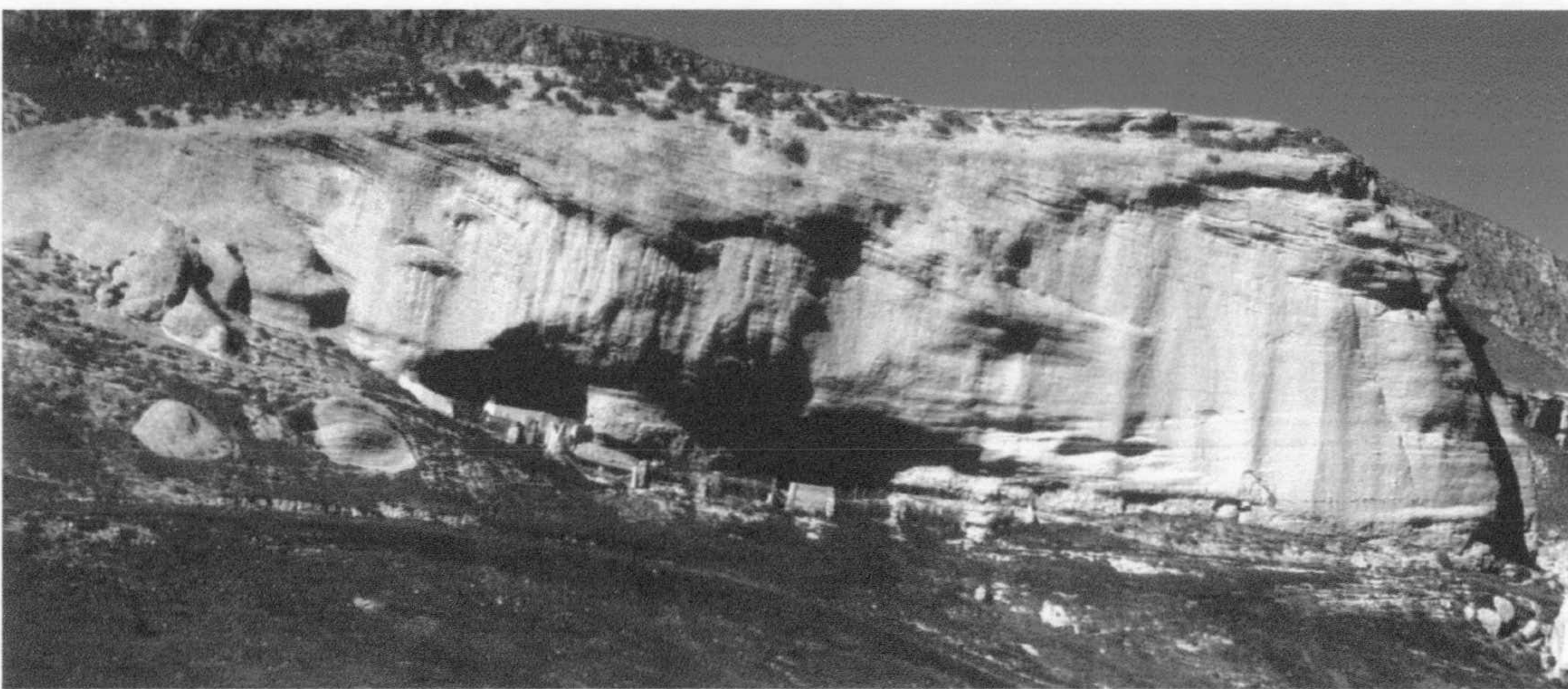
La alternancia de arenas y margas conforman el ambiente de plataforma marina somera. Los intervalos arenosos corresponden a episodios de sedimentación clástica generados tanto por el retrabajamiento del fondo colonizado por organismos marino someros como por la incorporación de fragmentos de rocas durante las etapas de alta actividad en el delta. Los intervalos margosos corresponden a episodios de sedimentación pelágica dominante con abundantes microorganismos de vida bentónica, intensa bioturbación y escasos fragmentos de rocas depositados durante periodos de baja tasa de sedimentación deltaica.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
DELTA	TOPSET	A: Canales de conglomerados	Gci, Gp	Cuerpos con base canalizada (neta, erosiva y cóncava hacia arriba) encajados en las <i>Capas arenosas</i> ; techo difuso; tendencia granodecreciente típica de relleno de canal; a veces con estratificaciones cruzadas; altura del canal entre 0,5 y 2 m, y anchura de 5 a 20 m	Canales distributarios
		B1: Capas de arenas y limos	Sm, Fl	Capas tabulares de arenas masivas, limos y algo de arcillas	<i>Shoreface</i> inferior
		B3: Conglomerados redondeados	Gci	Capas tabulares de conglomerados redondeados débilmente imbricados	<i>Foreshore</i>
		B2: Arenas laminadas	Sr	Capas tabulares de arenas con laminaciones de oscilación	<i>Shoreface</i> superior
	FORESET	C: Capas sigmoidales de conglomerados y arenas	Gmm, Gmi, Gc, Sp	Bicapas granocrecientes de conglomerados con gradación inversa, <i>outsized</i> a techo y arenas con estratificación cruzada planar suavemente inclinada pendiente abajo	Debris flows poco cohesivos o flujos de granos modificados
		D: Lentes de conglomerados	Gi	Cuerpos con geometrías lenticulares de conglomerados con gradación inversa	Debris flows cohesivos
	BOTTOMSET	E: Lentes de arenas	Sm, Sh, Sp	Cuerpos con geometrías lenticulares de poca altura y gran extensión lateral, rellenos de arenas masivas, con laminaciones horizontales y estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo	Eventos de corrientes de turbidez de baja densidad separadas por la decantación del sedimento fino en suspensión
		F: Arenas y braquiópodos con estratificaciones cruzadas	Sr, Sp	Capas tabulares con laminaciones y estratificaciones cruzadas planares	Migración de megarripples y barras submarinas por corrientes marinas
PLATAFORMA		G: Conglomerado basal	Gro	Cuerpos canaliformes de 0,5 a 2 m de altura rellenos de conglomerados redondeados	Canales de transferencia de flujos gravitatorios de sedimento grosero a la plataforma (Foto 9)
		H: Alternancias de arenas y margas	Sp, St, Sr, M	Capas tabulares alternantes de arenas bioclásticas con estratificaciones cruzadas, planar y en surco, laminaciones onduladas y margas bioturbada	Depósitos de plataforma marina somera retrabajados por corrientes

Tabla 6. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes sedimentarios del delta de Alicún.

5.2.4.2.4. Análisis secuencial

Las asociaciones de facies descritas para el delta y para la plataforma (A-H) están relacionadas tanto en la horizontal (Fig. 67) como en la vertical (Fig. 68) siguiendo una determinada tendencia que le viene dada por la evolución del propio sistema deltaico. A partir de los paneles de facies interpretados desde los fotomosaicos obtenidos en el campo, se ha observado la relación lateral y vertical entre dichas asociaciones de facies.



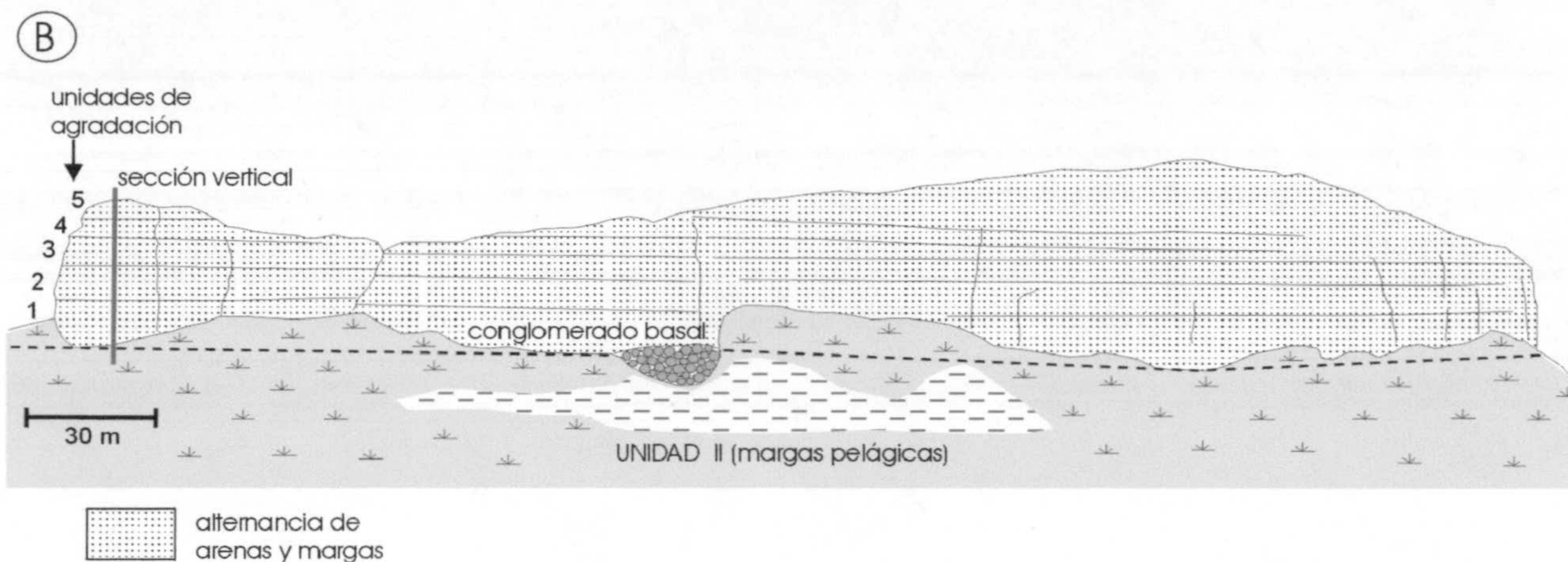


Fig. 67. Fotos de campo y esquemas en los que se muestra la geometría de las diferentes unidades de progradación deltaica (1-5) y la distribución de las principales asociaciones de facies del delta (A) así como las unidades de agradación (1-5) y la distribución de las principales asociaciones de facies de la plataforma (B) descritas en el texto.

Los depósitos de playa (asociación B) se superponen a los canales de conglomerados (asociación A) de manera que se encuentran invariablemente situados en la parte más alta de los topsets. Se han reconocido tres ciclos elementales de playas formando una megasecuencia granocreciente caracterizada por un mayor desarrollo de las subfacies B2 y B3 hacia el techo y, por el contrario, un menor espesor de las subfacies B1. Esta tendencia en la vertical de los ciclos de playa demuestra una evolución de somerización. Los canales de conglomerados erosionan la parte alta de las capas sigmoidales de conglomerados y arenas. En la parte inferior de los sigmoides se localizan las lentes de conglomerados intercaladas entre las capas arenosas.

Las cinco unidades deltaicas separadas por superficies erosivas se superponen, de manera que las asociaciones de facies del bottomset (D, E y F) de la unidad deltaica inferior son superpuestas por la asociación de facies del foreset (C) de una unidad deltaica más moderna., y ésta lo es, a su vez, por las asociaciones de facies del topset (A y B) de la unidad deltaica más moderna. La sucesión deltaica completa forma una megasecuencia de tipo granocreciente.

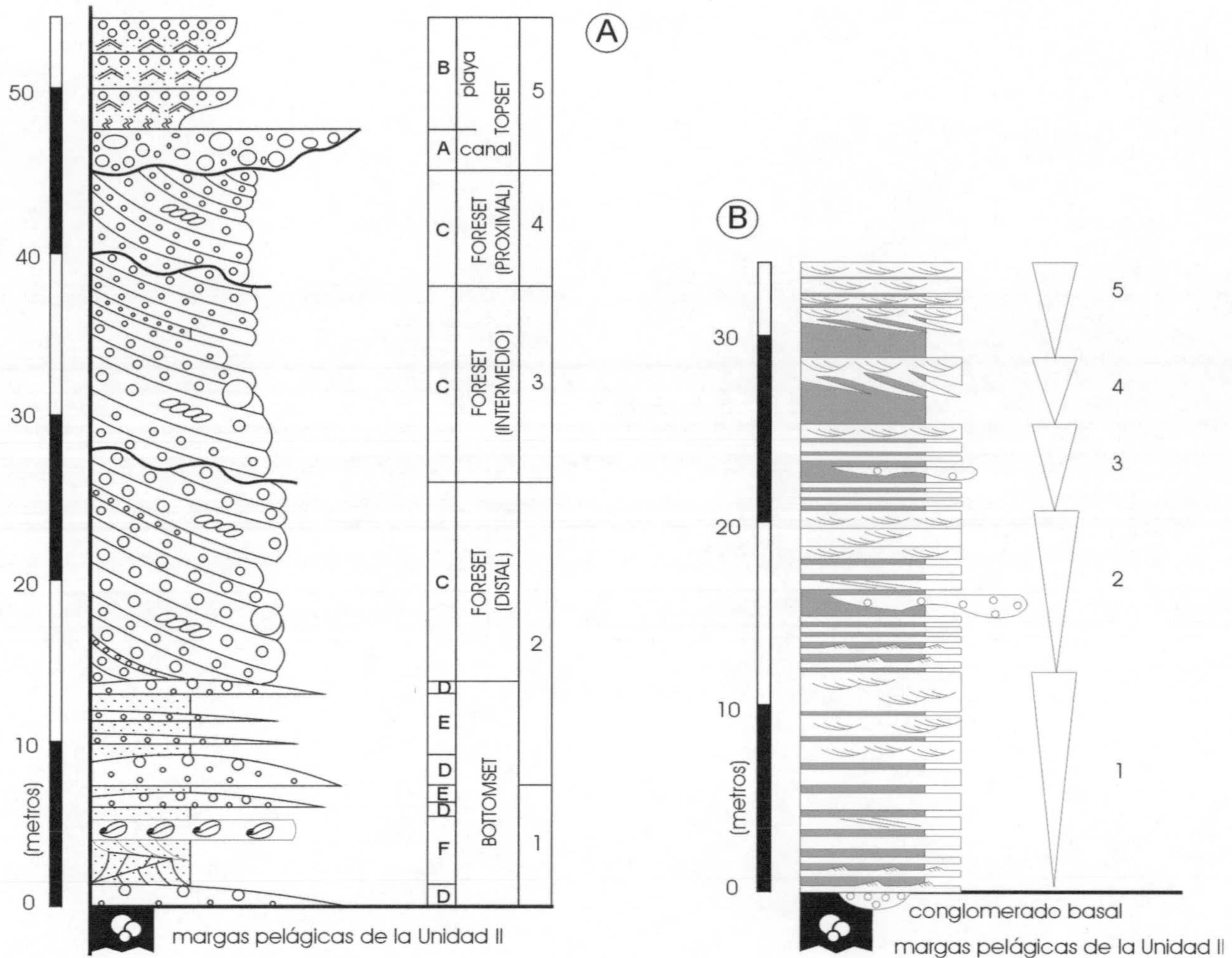


Fig. 68. Columnas sintéticas del delta de Alicún (A) y la plataforma (B) donde se muestra la distribución en vertical de las principales asociaciones de facies en los diferentes subambientes sedimentarios (1 a 5 – Unidades de progradación deltaicas y agradación de la plataforma)

La alternancia de arenas y margas (asociación H) aparece en una posición más distal y desplazada lateralmente respecto de las asociaciones de facies anteriores. No hay afloramientos en los que se observe una continuidad física de las alternancias de arenas y margas con las asociaciones de facies del bottomset deltaico; pero interpretamos que debe existir una transición proximal distal entre las lentes de arenas (E) y la asociación de facies H. El conglomerado basal (G) se localiza estratigráficamente justo por debajo de esta asociación. La plataforma, compuesta por la alternancia de capas de arenas y margas (H), está organizada en una megasecuencia de cinco secuencias estrato y granocrecientes en las que el intervalo arenoso de la asociación H domina sobre el intervalo margoso hacia la parte alta de cada una de ellas (Fotos 10 y 11). El espesor de las cinco secuencias de plataforma es decreciente, desde los 15 m de la secuencia inferior hasta los 5 m de la superior.

5.2.4.2.5. Modelo sedimentario del sistema

La dirección principal de migración del cuerpo deltaico con geometría Gilbert es de aproximadamente 250 m hacia el nordeste. El sistema alimentador del delta tendría su cuenca de drenaje instalada sobre los materiales del sustrato, en concreto sobre los materiales carbonatados y volcánicos del subbético medio. La ausencia de los típicos depósitos de calcarenitas bioclásticas de la plataforma de la Unidad II que aparecen en otros muchos puntos del margen de la cuenca hace pensar en que pudieron, en parte, estar erosionados y servir de alimentación al delta. La casi ausencia de clastos de calcarenitas en el delta se explica por el comportamiento blando de estos sedimentos en medios acuosos. En lugar de clastos aportarían granos de arena que se confunden con la matriz de los depósitos deltaicos.

La escasa distancia entre el cuerpo deltaico y su principal área fuente evidencian un sistemas alimentador del delta de tipo abanico aluvial. La pobre organización de las facies y la pobre madurez textural de los clastos, salvo aquellos que han permanecido mayor tiempo sobre el topset y han sufrido un importante retrabajamiento por parte del oleaje, corroboran la hipótesis de un pequeño abanico deltaico sobre la de un delta fluvial.

La migración del delta tiene lugar de forma discontinua con intervalos de tiempo de inactividad en el aporte sedimentario durante los cuales se desarrollan sistemas de playas arenosas en la llanura deltaica (Fig. 69).

Los cuerpos conglomeráticos (Facies D) que aparecen entre las facies finas del bottomset están relacionados, cada uno de ellos, con superficies erosivas en el foreset. Esta relación implica que estos lóbulos conglomeráticos provienen de la desestabilización de capas conglomeráticas previamente depositadas en los foresets. Las cicatrices en los foresets, en ese caso, representan cicatrices de slump. Postma y Roep (1985) establecen un modelo de delta Gilbert modificado para deltas con esta geometría y cuyos bottomset están alimentados por depósitos resedimentados desde el foreset. Este modelo se ajusta al delta de Alicún. Los eventos de resedimentación (cicatriz del foreset + lóbulo conglomerático del bottomset) ocurren al inicio de cada una de las cinco unidades de progradación descritas en el delta y son responsables de las pequeñas discordancias que separan cada una de ellas. Según los autores antes mencionados pueden ser varias las causas de los procesos de desestabilización de las capas del foreset: Alta pendiente del foreset, azote del oleaje en épocas de tormentas e incluso eventos sísmicos.

Las cinco unidades de progradación deltaicas podrían ser correlacionables con las cinco secuencias grano y estratocrecientes que representan otras tanta fases de agradación en la plataforma (Fig. 70). Al igual que las unidades deltaicas éstas también disminuyen de espesor

desde la más antigua a la más moderna. La correlación entre delta y plataforma podría llevarse más lejos, hasta el punto de correlacionar cada cliniforma deltaica a cada uno de los ciclos de arenas y margas que conforman la plataforma. Así, el depósito de las capas conglomeráticas en el delta pudiera estar representado en la plataforma por el intervalo arenoso de cada ciclo elemental. Las superficies de estratificación que separan las capas conglomeráticas en el delta pudieran corresponder a episodios de baja o nula entrada de aportes al delta, coincidiendo en la plataforma con el intervalo margoso pelágico de cada ciclo elemental.

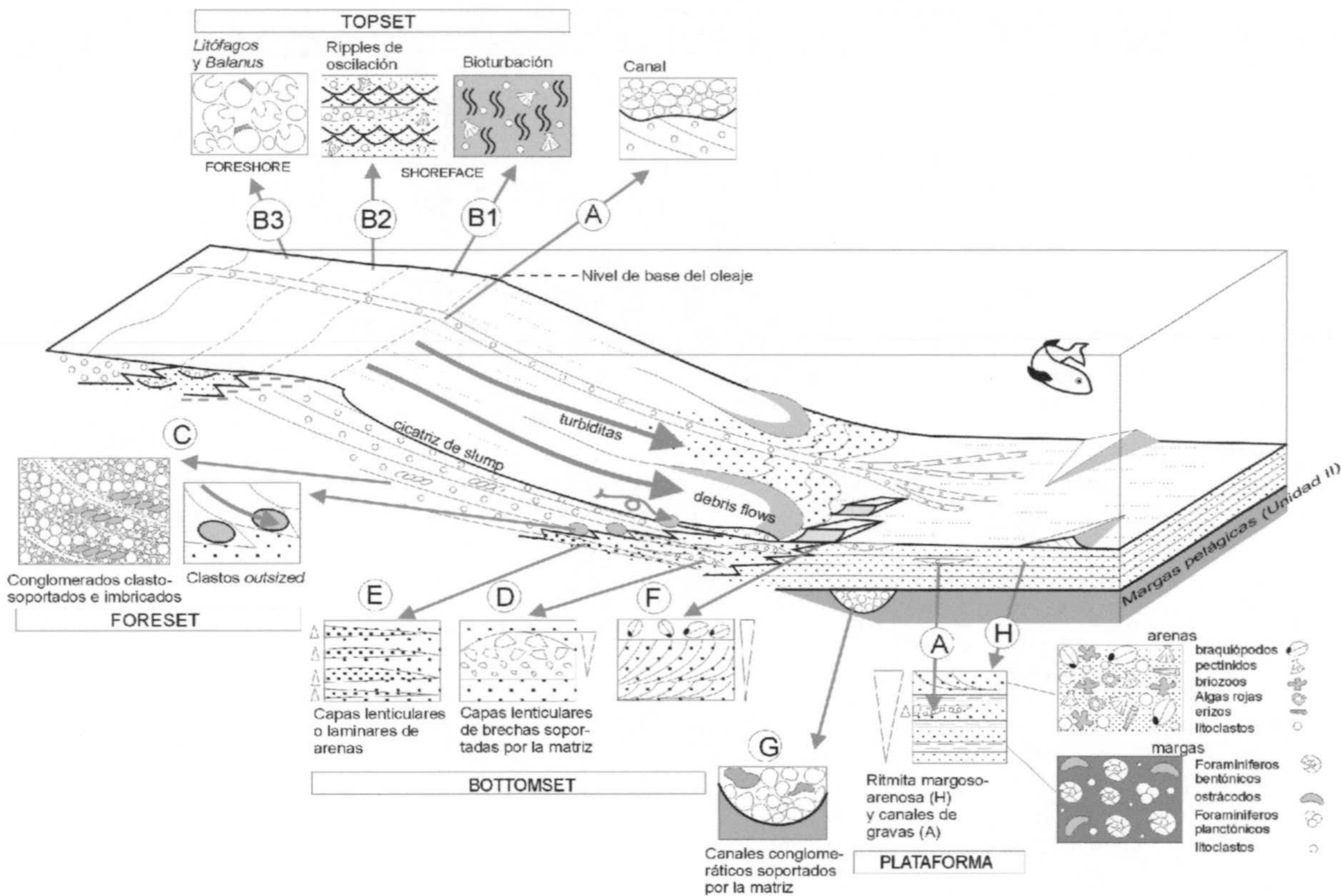


Fig. 69. Bloque diagrama en el que se muestra la distribución de los diferentes subambientes sedimentarios del delta (topset con subambientes de playa y canal; foreset; bottomset y plataforma) y las asociaciones de facies más características (A-H) descritas en el texto.

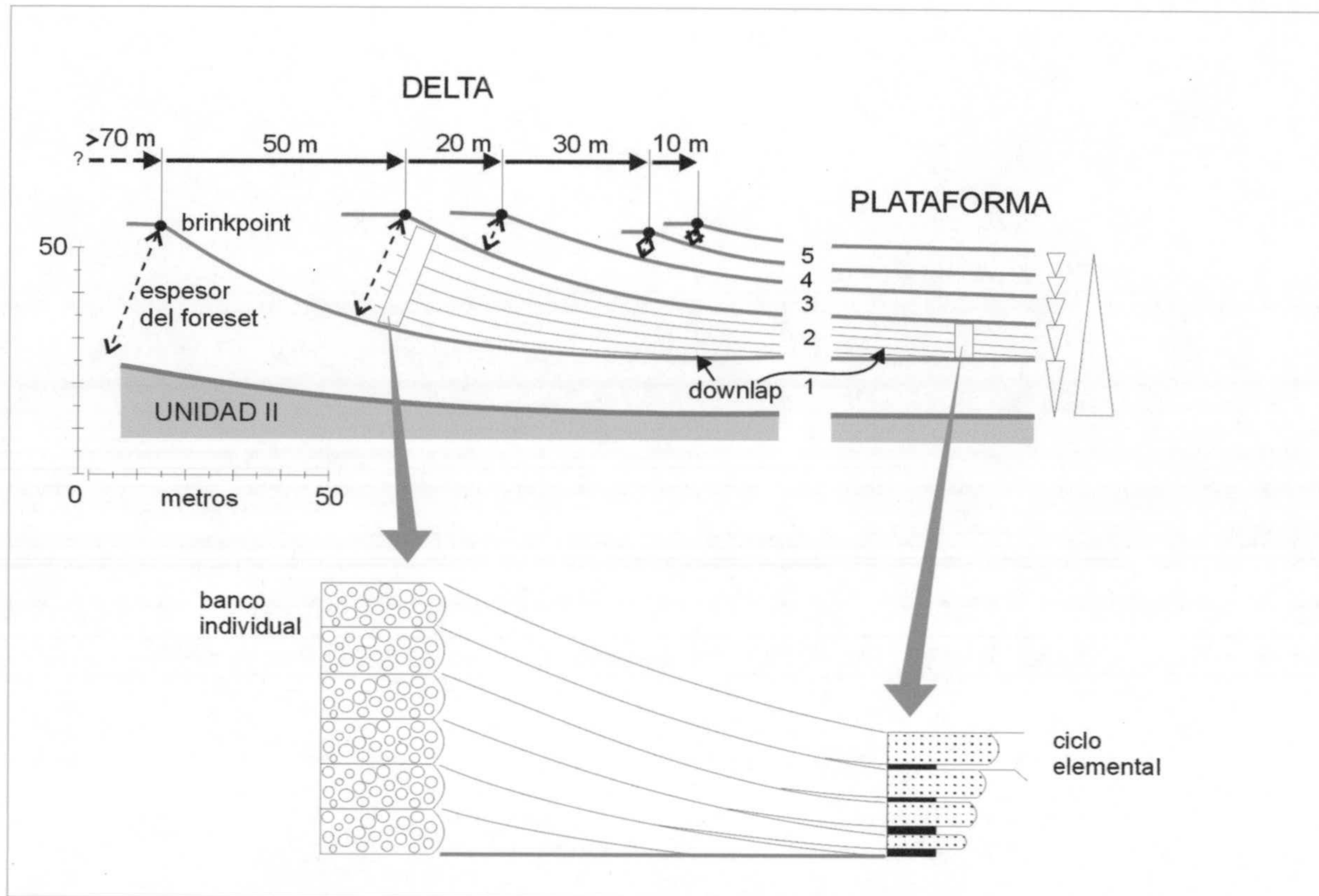


Fig. 70. Relaciones geométricas entre las cinco unidades del delta y las cinco unidades de plataforma así como de los ciclos elementales que las conforman.

5.2.4.3. Paleogeografía

La paleogeografía de este sector, mientras el delta de Alicún estuvo activo, muestra gran diversidad de medios sedimentarios en poca distancia. La línea de costas debió coincidir, al comienzo de la sedimentación deltaica, aproximadamente con el contacto entre el basamento y los sedimentos neógenos. La orientación de la línea de costas es de sureste a noroeste (Fig. 71). En esa línea de costa sólo había un punto principal de entrada de aporte sedimentario que coincide con el ápice del delta. A través de otros puntos de entrada de aportes secundarios, sólo activos al inicio de la sedimentación deltaica, entraron a la cuenca conglomerados volcánicos que se canalizaron sobre las margas de cuenca pelágica de la Unidad II (Conglomerado basal).

La influencia siliciclástica decrece lateralmente al principal punto de entrada de aportes y hacia posiciones distales al delta y esto permite el desarrollo de plataformas marinas someras. En la desembocadura del principal efluente se desarrolló el delta que progradó hacia el nordeste. Corrientes marinas paralelas a la costa produjeron la migración hacia el sureste de dunas o barras submarinas situadas en la parte más distal del delta. Este sentido de las paleocorrientes marinas coincide con cierta elongación del delta cuya geometría radial está deformada en ese mismo sentido. La migración de estos cuerpos arenosos debe estar ligada a corrientes marinas con

capacidad para retrabajar el fondo marino situado aproximadamente a 30 m bajo el nivel del mar (esa es la estimación batimétrica obtenida a partir de la altura de las primeras cliniformes deltaicas a la base de las cuales aparecen estos cuerpos). El sentido de migración de estos cuerpos indica corrientes que circularían desde la Cuenca del Guadalquivir, situada al norte, hasta la Cuenca de Guadix a través del estrecho corredor que debió comunicar ambas cuencas durante el depósito de la última unidad marina de la Cuenca de Guadix.

Con la progradación deltaica y la extensión y desarrollo de su llanura deltaica o *topset*, se desarrollaron en ella sistemas de playas arenosas que progradaron a la vez que el propio cuerpo deltaico.

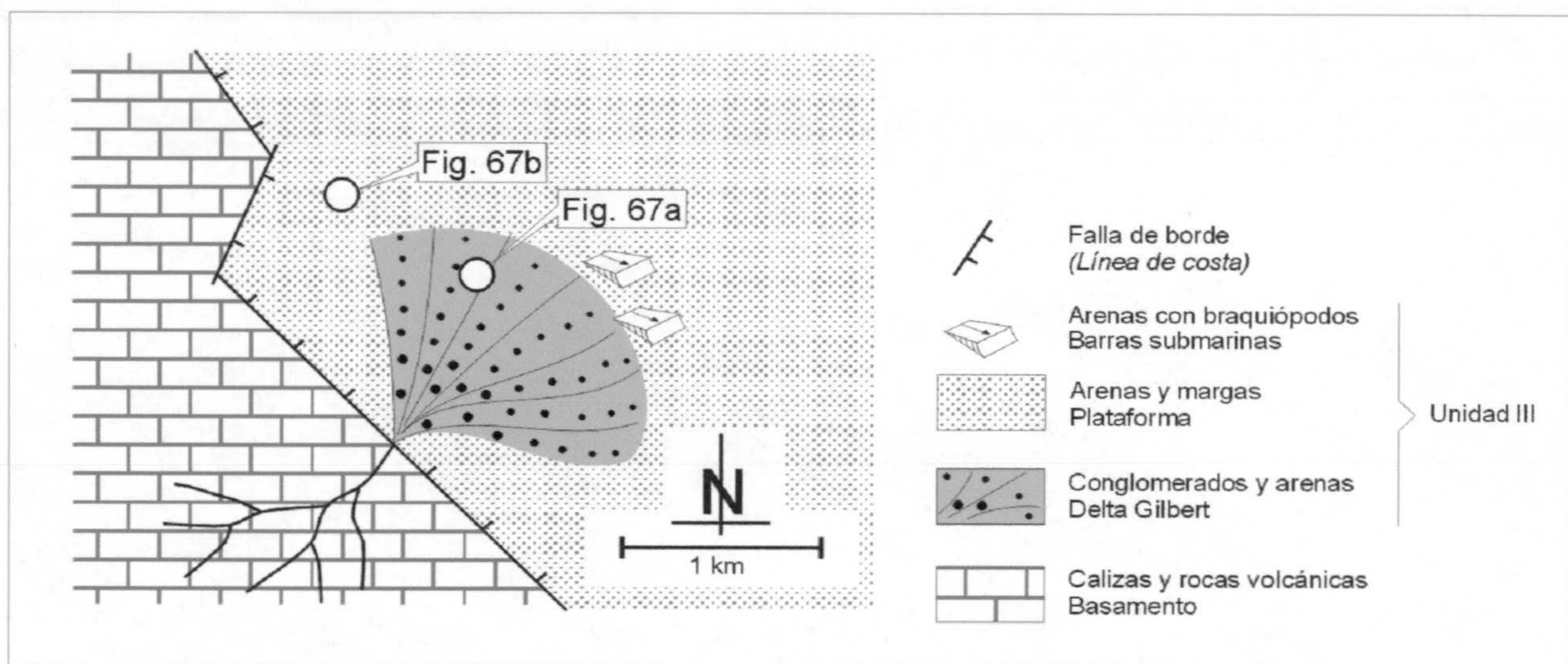
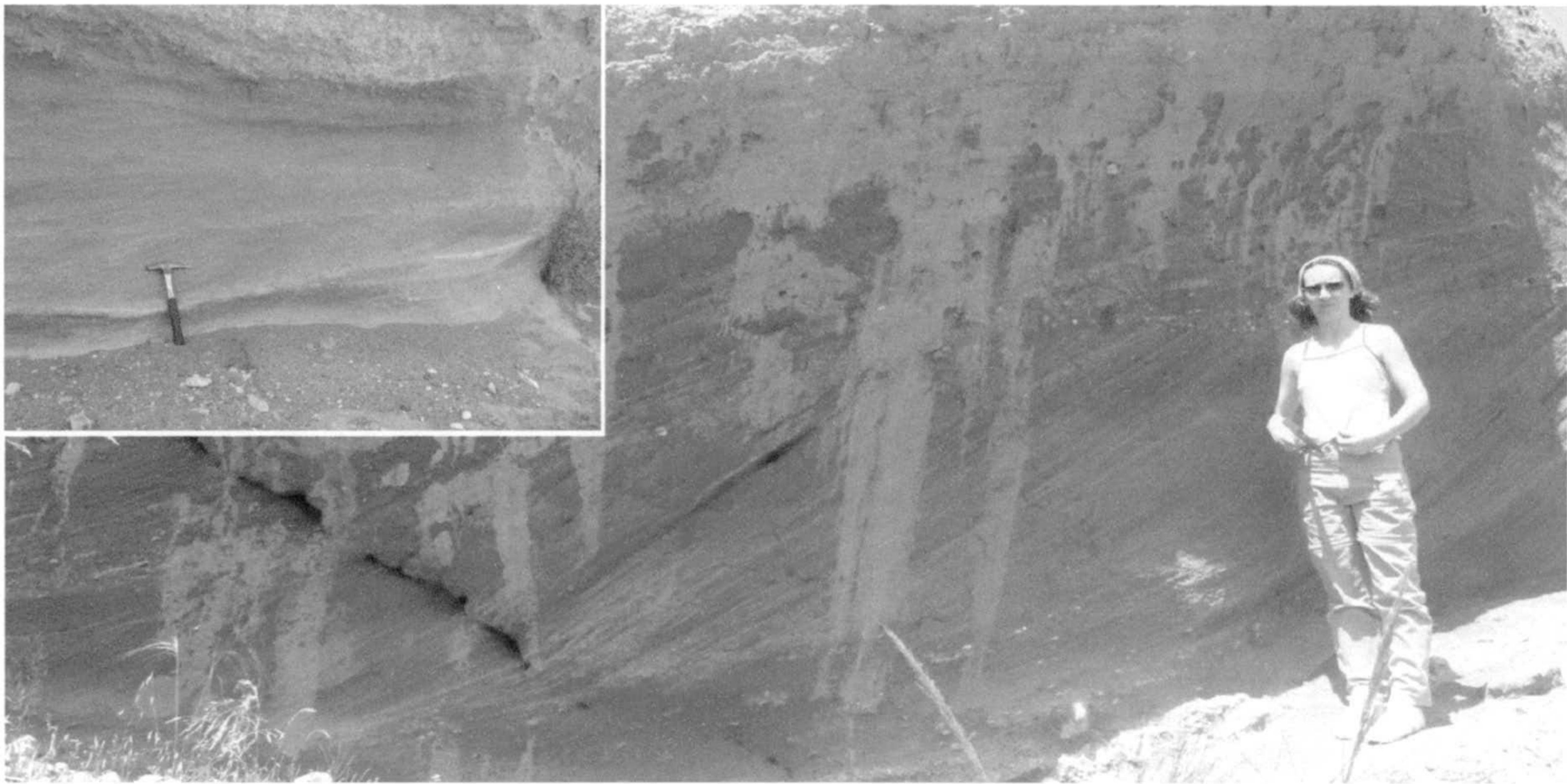


Fig. 71. Mapa paleogeográfico del sector de Alicún durante el desarrollo del delta (la posición de las figuras 49 a y b aparece señalada sobre el mismo).



Fotos 1 y 2. Estratificaciones cruzadas a la base del delta que representan la organización interna de cuerpos que migran por la acción de corrientes paralelas a la costa hacia el sur (situado a la izquierda en ambas fotos). En la foto mayor los cuerpos tienen escala de barras submarinas y en la más pequeña son de escala de megarripples. Aparecen braquiópodos incluidos en las estratificaciones cruzadas.



Foto 3. Secuencias granocreciente en la base del delta formadas por capas de arenas marrones con megarripples y capas más groseras constituidas por acumulaciones de conchas de braquiópodos.

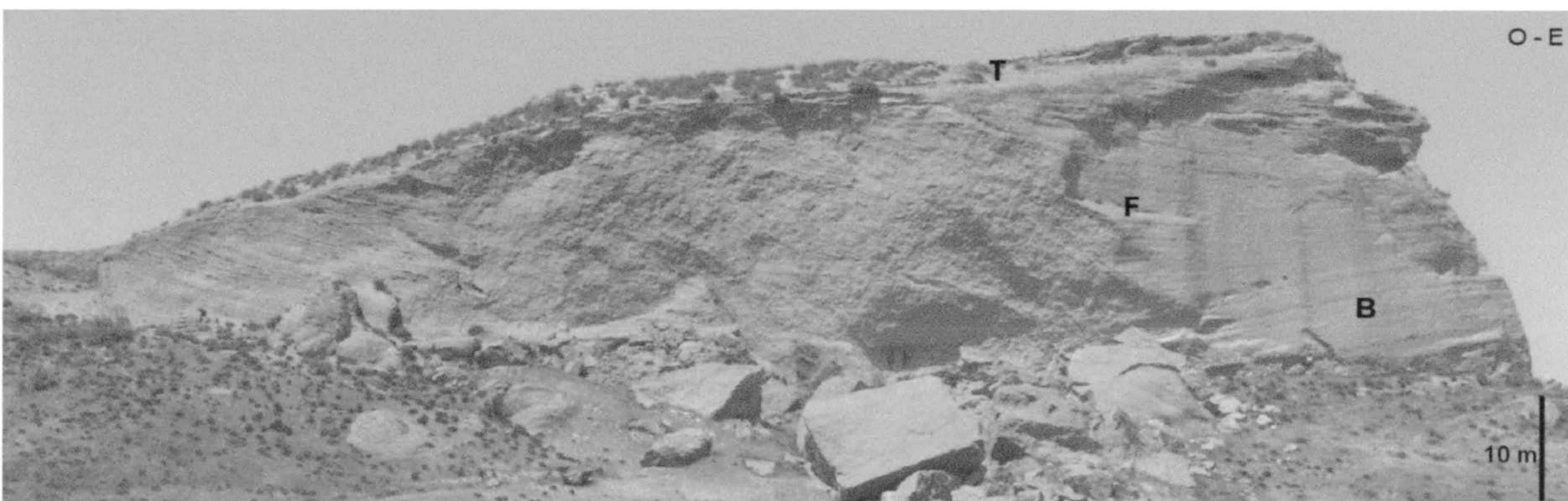


Foto 4. Delta de Alicún con geometría Gilbert en el que pueden reconocerse las tres partes que constituyen este tipo de deltas: Topset (T), Foreset (F) y Bottomset (B). El delta está basculado hacia el oeste.

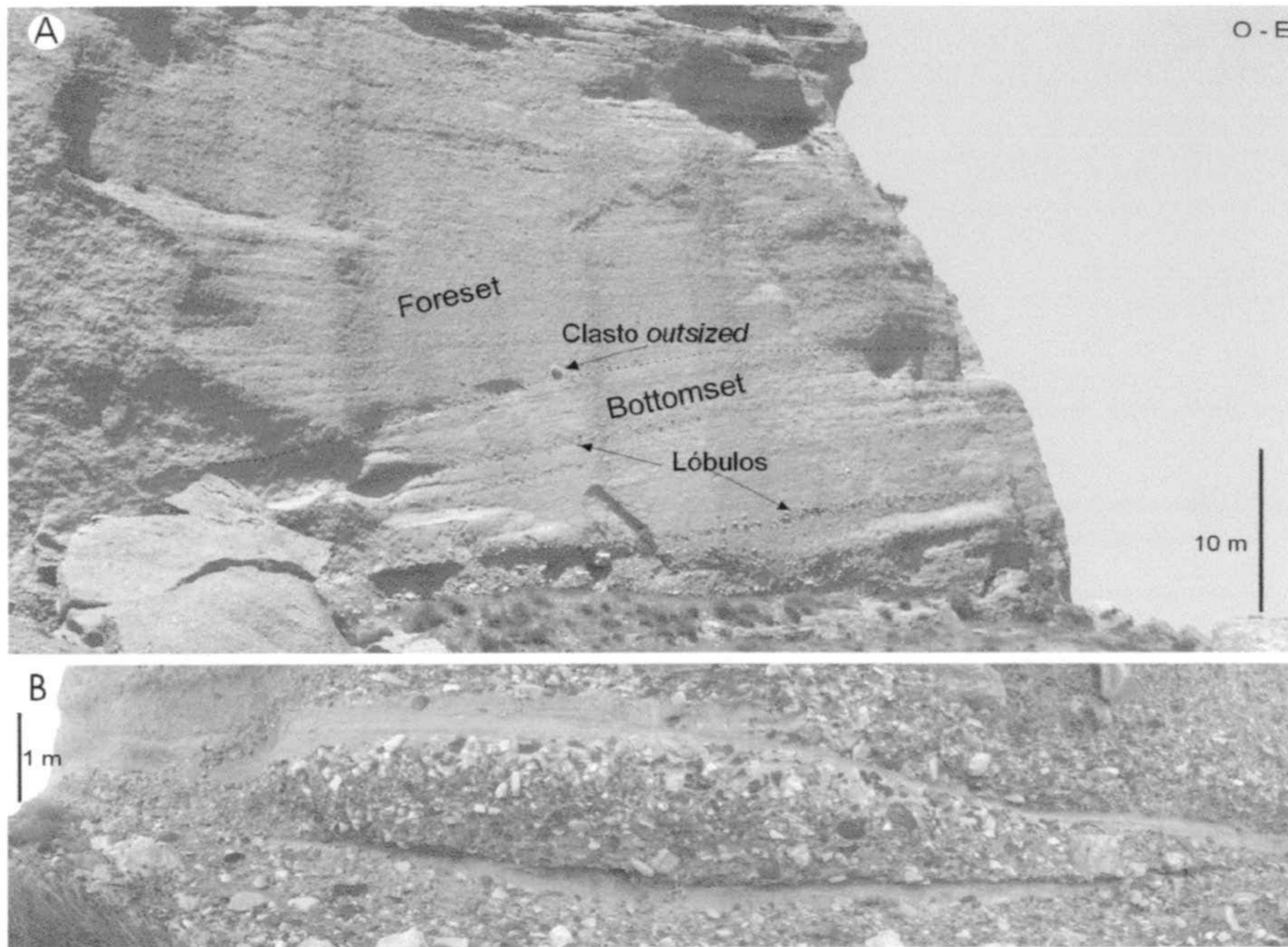


Foto 4. A. Parte distal del delta donde se reconoce la relación de *downlap* entre las capas inclinadas del foreset y el bottomset. **B.** Detalle de uno de los lóbulos conglomeráticos intercalados en las facies finas del bottomset.

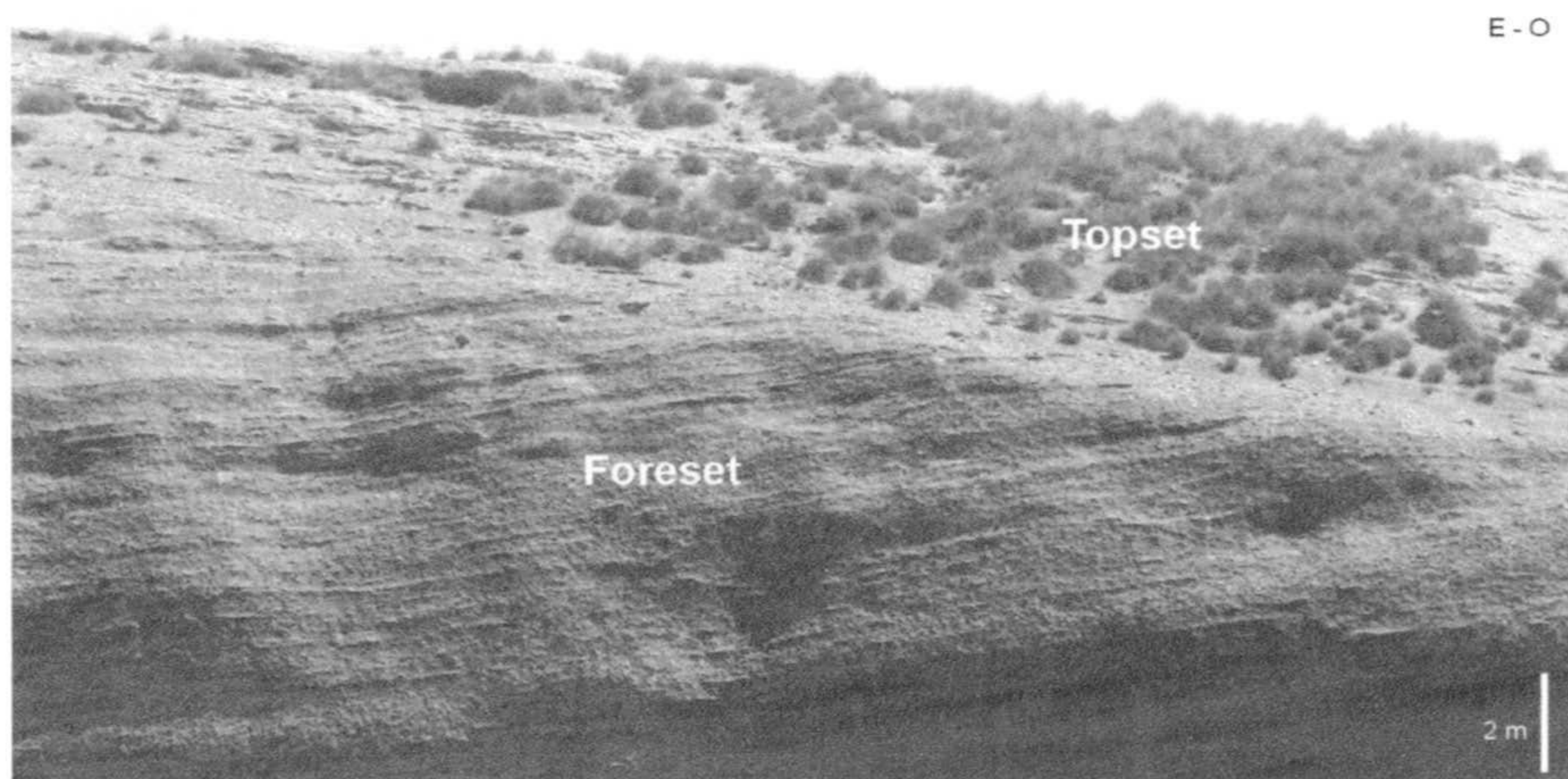


Foto 5. Relación ente el topset y el foreset deltaico. El basculamiento hacia el oeste del cuerpo deltaico hace que las capas del topset no estén horizontales.



Foto 6. Secuencias negativas de la parte alta del foreset en transición con el topset. Los clastos, con formas discoidales, están imbricados hacia el mar (a la izquierda). Algunos clastos se disponen verticales.



Foto 7. Plataforma coetánea al delta sobre las margas pelágicas de la Unidad II. A la base de la plataforma aparece el conglomerado basal.

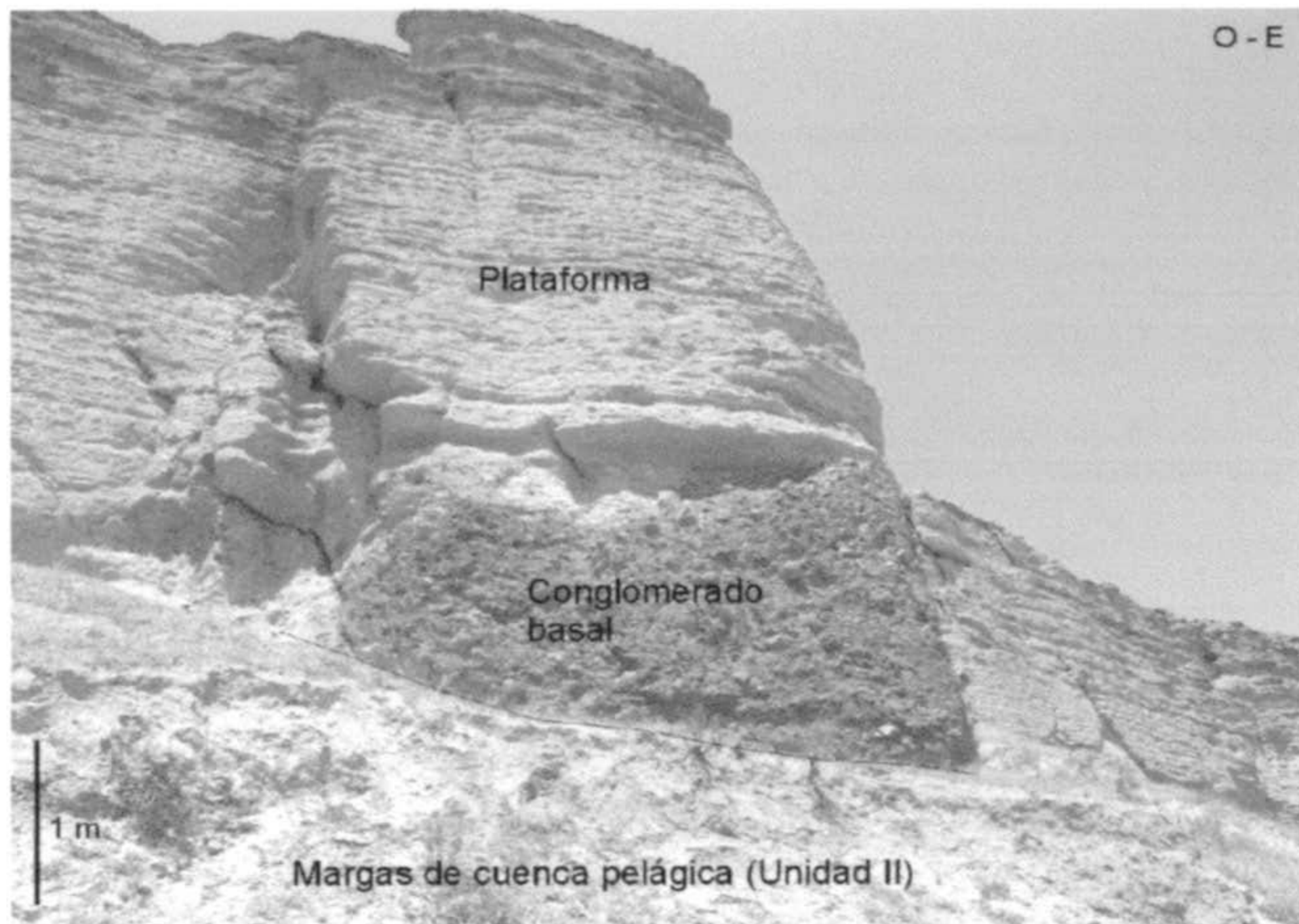


Foto 8. Canal conglomerático formado por clastos de origen volcánico situado a la base de la plataforma.



Foto 9. Pequeño canal conglomerático (c) intercalado en los depósitos alternantes de arenas y margas de la plataforma.

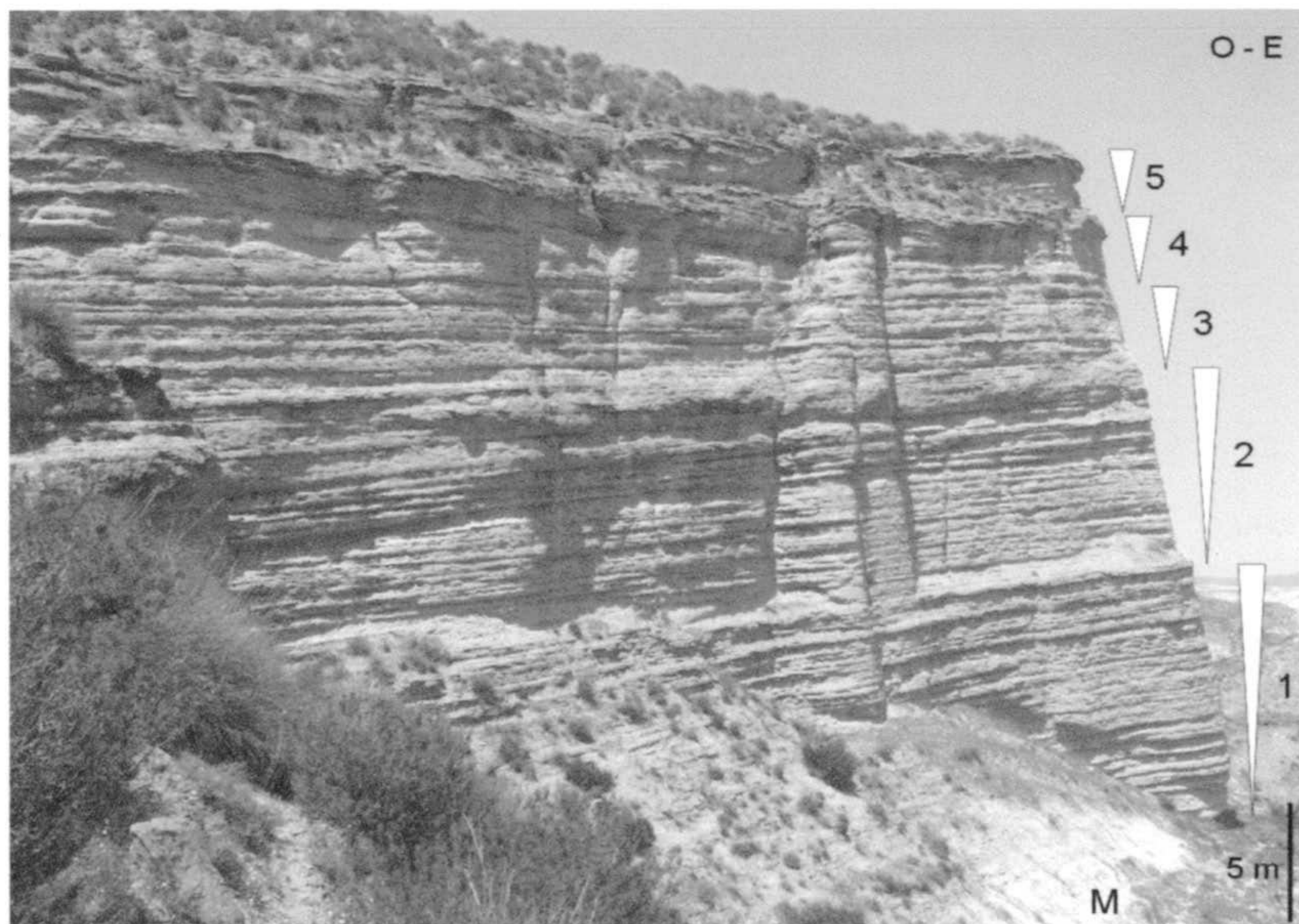


Foto 10. Apilamiento de 5 secuencias grano y estratocrecientes de agradación de la plataforma formadas por alternancia de arenas y margas.



Foto 11. Detalle de las dos últimas secuencias de agradación de la plataforma a techo de las cuales aparecen cuerpos arenosos migrando hacia la cuenca (al este).

5.3. AFLORAMIENTOS DE LA CUENCA DE TABERNAS: SECTOR OCCIDENTAL

5.3.1. ANTECEDENTES E INTRODUCCIÓN AL AFLORAMIENTO ESTUDIADO

Entre las publicaciones de síntesis que abordan la génesis y la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca merecen un lugar de privilegio los trabajos realizados por la escuela francesa del *Institut de Geologie Albert de Laparent* (IGAL). Las numerosas publicaciones realizadas por este grupo desde su primer trabajo en 1975 han quedado sintetizadas en una serie de cuadernos de trabajo sobre las Cuencas Neógeno-Cuaternarias de la Cordillera Bética (Montenat, 1990), donde intervienen también miembros de la escuela granadina de geología. En estos cuadernos de trabajo se incluye un capítulo dedicado a las Cuencas de Sorbas y Tabernas (Ott d'Estevou y Montenat, 1990).

Los trabajos realizados por la escuela holandesa en la Cuenca de Tabernas y Corredor del Andarax son de índole eminentemente sedimentológica, centrándose en el estudio de la dinámica y el cortejo de estructuras sedimentarias de sistemas de abanicos deltaicos pliocenos (Postma, 1984a y 1984b), y de los abanicos submarinos del Tortoniense Superior y Messiniense (Kleverlaan, 1987 y 1989). Todos estos trabajos quedaron integrados en un trabajo ya clásico sobre el levantamiento mioceno de Sierra Alhamilla y su influencia en los sectores circundantes de la Cuenca de Tabernas y Corredor del Andarax (Weijermars *et al.*, 1985).

Más recientemente se ha llevado a cabo un estudio de carácter regional de la cuenca siguiendo las nuevas tendencias de la Estratigrafía Secuencial aplicadas al análisis estratigráfico y sedimentológico, integrando los actuales conceptos sobre la evolución tectónica neógena en la cordillera (Pascual, 1997). Este trabajo ha sido tomado como el referente tectonoestratigráfico para el estudio de los deltas de la Cuenca de Tabernas.

El afloramiento que se ha tomado como representativo de la sedimentación deltaica para el sector occidental de la cuenca de Tabernas durante el Tortoniense Superior está localizado 1 km al este de la localidad de Alboloduy (Figs. 72 y 73). El antecedente bibliográfico más próximo en el tiempo sobre este delta se encuentra en la descripción que del mismo realiza Pascual en su tesis (1997). El afloramiento principal de este cuerpo deltaico se expone a lo largo de casi 1 km en la rambla del Alamillo donde se han estudiado dos cortes: corte 1 y 2 de la fig. 70. El tercero de los cortes estudiados, corte 3, se sitúa más al este junto a la carretera CN-340.

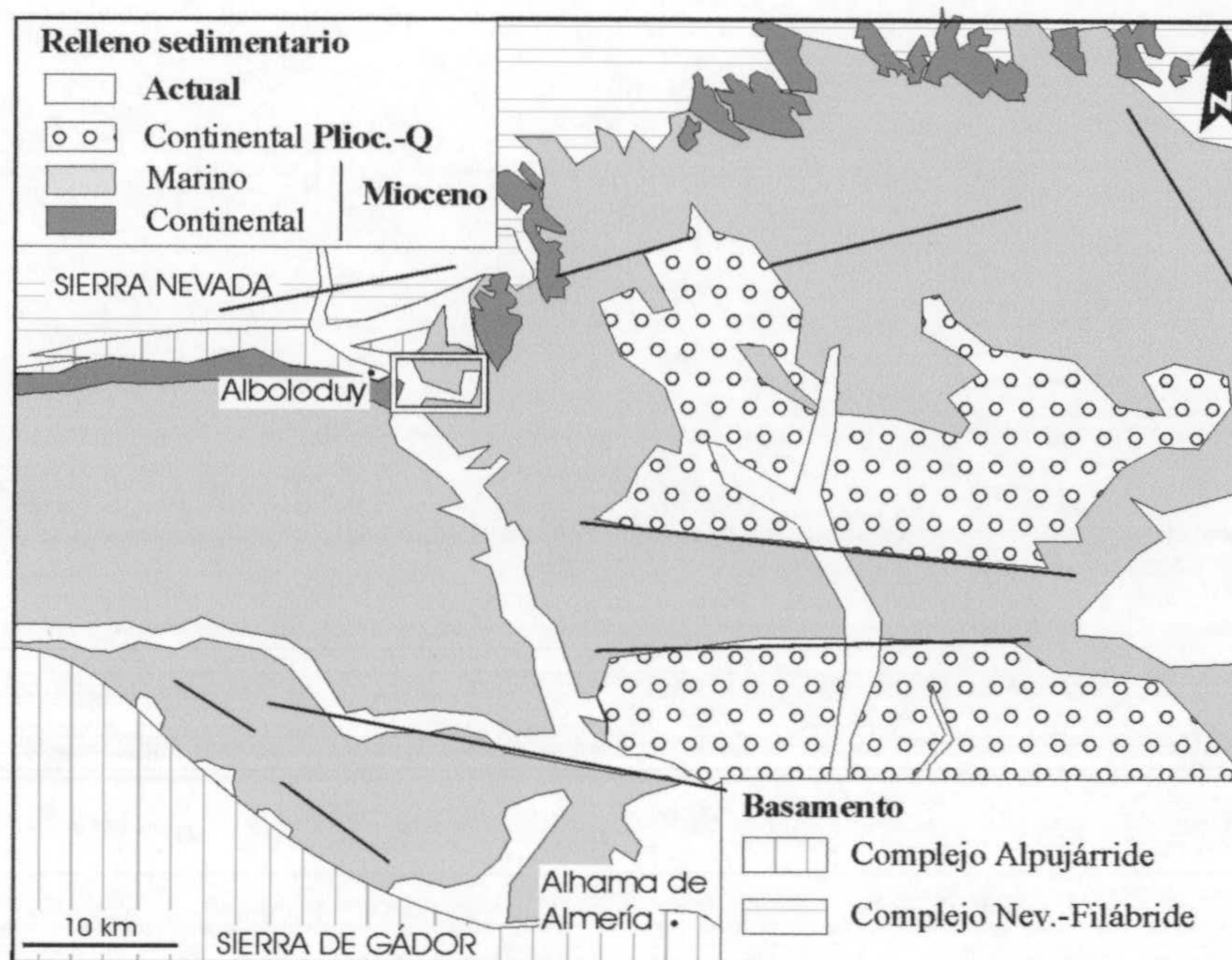


Fig. 72. Mapa geológico sintético del extremo occidental de la Cuenca de Tabernas. Se ha enmarcado el afloramiento de Alboloduy estudiado en este trabajo (mapa elaborado a partir de los de Rodríguez-Fernández *et al.* (1990) y Pascual (1997)).

5.3.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

5.3.2.1. Esquema estratigráfico

La sucesión deltaica estudiada forma parte de la segunda de las unidades aloestratigráficas diferenciadas en el relleno sedimentario del llamado Neógeno reciente de la Cuenca de Tabernas (Secuencia Depositional-II de Pascual, 1997). La edad asignada es de Tortoniense Superior no terminal.

La unidad infrayacente corresponde a los conglomerados rojos interpretados como abánicos aluviales de edad Serravaliense-Tortoniense Inferior (SD-I de Pascual). En el área de estudio, el límite entre ambas unidades corresponde a una discordancia erosiva. La influencia de esta discordancia sobre la sedimentación deltaica que le viene encima será de especial importancia como se explicará más adelante.

La unidad suprayacente (SD-III de Pascual) también se dispone discordante sobre la unidad objeto de estudio y está compuesta por margas, arenas y conglomerados interpretados como el depósito de abánicos submarinos de edad Tortoniense Superior terminal – Messiniense Inferior (Kleverlaan, 1987 y 1989).

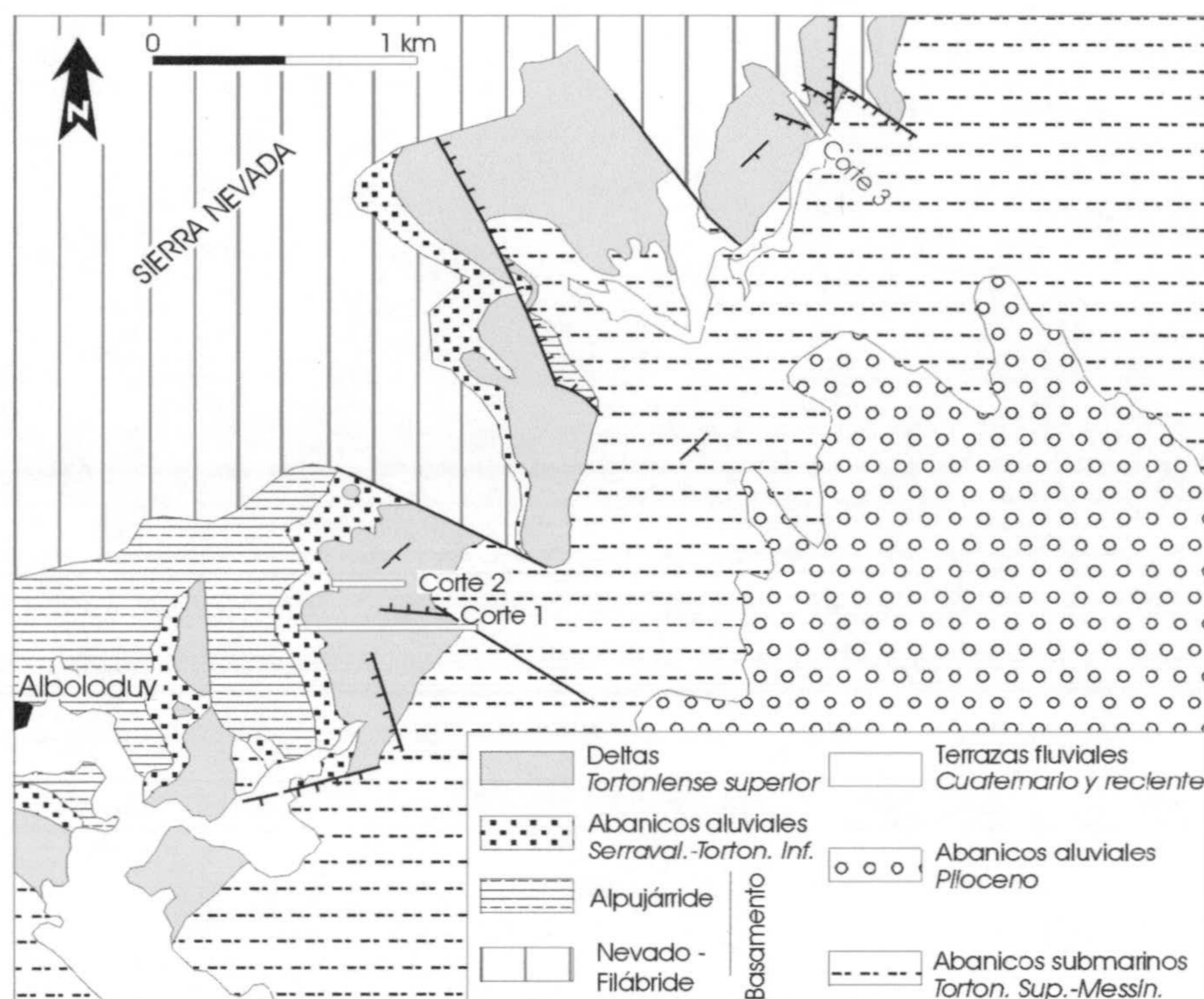


Fig. 73. Mapa geológico del sector estudiado donde se ha representado la distribución de los diferentes sistemas deposicionales. Se ha marcado sobre el mapa la posición de los cortes estudiados.

5.3.2.2. Arquitectura estratigráfica y organización secuencial de la sucesión deltaica

La discordancia entre los conglomerados rojos y los depósitos deltaicos

La sucesión deltaica descansa sobre los materiales del complejo alpujárride y, en mayor medida, sobre los conglomerados rojos (SD-I de Pascual, 1997) separados por una discordancia erosiva. Ésta desciende de norte a sur cortando a materiales estratigráficamente cada vez más bajos de la unidad de conglomerados rojos hasta llegar a la rambla de Alamillos a lo largo de la cual se ha llevado a cabo el corte 1 (ver Fig. 73). Desde la rambla hacia el sur no aflora la discordancia pues está sellada por sedimentos marinos más modernos. Los conglomerados rojos de la unidad infrayacente reducen su espesor en un corte de oeste a este, desde las inmediaciones de la localidad de Alboloduy hasta la carretera CN-340 donde se ha realizado el corte 3. En este sector, la ausencia de conglomerados rojos hace que los materiales deltaicos se dispongan directamente sobre los materiales del basamento, principalmente sobre los materiales del complejo alpujárride. Como luego se explica en el estudio composicional de los clastos que alimentan los deltas, no es el complejo alpujárride el área fuente de los mismos. El análisis de la superficie de discordancia que separa los conglomerados rojos, por debajo, y los depósitos deltaicos, pone en evidencia una morfología muy irregular de la misma y, por ende, del fondo de la cuenca donde migraron los deltas.

Secuencias deltaicas

En el área de estudio, la sucesión deltaica alcanza una potencia de 100 m. Está basculada 30° hacia el sureste (N150°E) por efecto del levantamiento, posterior a su depósito, de los relieves de Sierra Nevada.

En la sucesión se han diferenciado hasta 5 lóbulos deltaicos o secuencias deltaicas apiladas en la vertical (Fig. 74). Fallas normales posteriores al depósito deltaico, de dirección noroeste-sureste y que bajan el bloque situado al suroeste, producen la repetición de algunos de los lóbulos deltaicos en la rambla donde se ha llevado a cabo su estudio. El espesor de los lóbulos varía entre 10 y 20 m. La evolución de espesores en la sucesión deltaica es creciente para los tres primeros lóbulos deltaicos pasando de 10 m el primero hasta los 20 m del tercero. A partir de este lóbulo hasta el final de la sucesión deltaica es la evolución estacionaria. En cortes

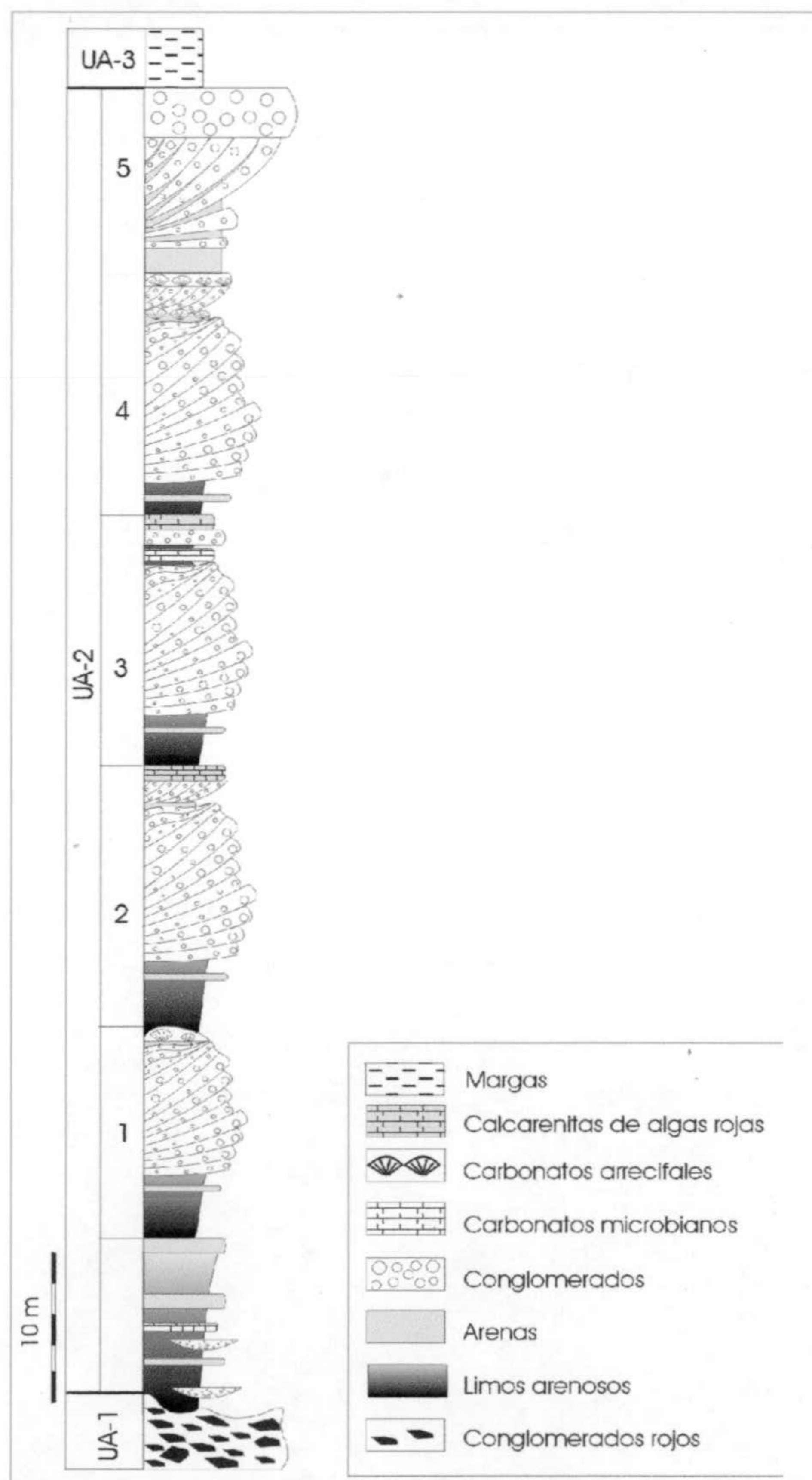


Fig. 74. Columna estratigráfica sintética de la sucesión deltaica.

perpendiculares al principal sentido de migración deltaica, es decir, en cortes norte-sur, se observa la disminución de espesor de cada lóbulo deltaico hacia el norte.

Los lóbulos deltaicos están contruidos por el avance de clinofomas sigmoidales con relación de biselamiento basal respecto a la secuencia infrayacente y de biselamiento somital respecto a la secuencia suprayacente o a las capas de carbonato que aparecen al techo de algunos de los lóbulos deltaicos. La geometría de los deltas es de tipo Gilbert con las capas del bottomset y topset horizontales y las del foreset con inclinaciones máximas de 25°.

Desde el punto de vista del tamaño de grano, la tendencia general de la sucesión deltaica es estacionaria salvo la parte superior de la sucesión donde la tendencia es claramente granocreciente con el quinto y último lóbulo deltaico albergando los clastos de mayores dimensiones.

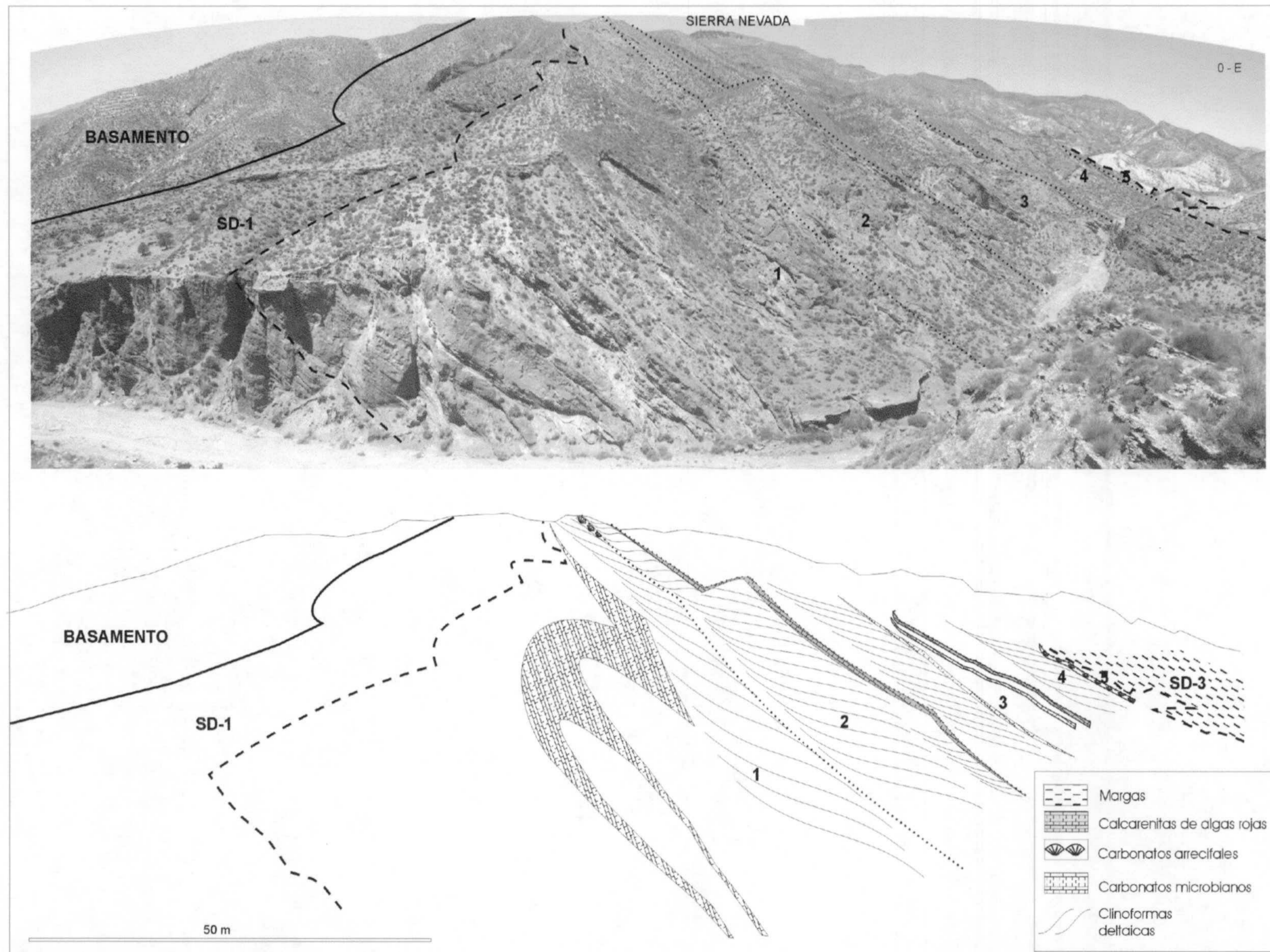


Fig. 75. Corte de la rambla de Alamillos (Corte 1) donde aparece la sucesión deltaica completa basculada hacia el este. La sucesión está formada por el apilamiento de 5 lóbulos deltaicos sobre los depósitos conglomeráticos rojos (SD-1) y limitados a techo por margas de la SD-3 de Pascual (1997). A techo de las clinoformas deltaicas aparecen capas de carbonato con diferentes biofacies.

5.3.3. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

5.3.3.1. Litología, tamaño y naturaleza de los clastos

Las principales litologías de los clastos que alimentan los deltas son esquistos y micaesquistos con granates y cuarcitas y, en menor medida, gneises y mármoles. Los esquistos aparecen en la sucesión deltaica, bien con grandes dimensiones, tamaño bloque y muy angulosos, o bien con tamaños tipo *cobble* y formas discoidales. Las cuarcitas muestran una mayor madurez textural con índices de redondeamiento y esfericidad superiores a los esquistos. Las litologías coinciden con las de los clastos que conforman la unidad de conglomerados rojos (SD-I de Pascual, 1997). En relación con los clastos de la unidad de conglomerados rojos, los que conforman la unidad deltaica tienen un menor tamaño y muestran una mayor madurez tanto textural como mineralógica, interpretado esto último por la mayor proporción de clastos cuarcíticos. En el último lóbulo deltaico, algunos de los clastos tamaño bloque son carbonatos arrecifales.

Las litologías de los clastos coinciden con las de los materiales que constituyen el complejo Nevado-Filábride, en concreto, del manto de Mulhacén. La aportación de clastos procedentes del complejo Alpujárride es escasa o nula, a pesar de que actualmente parte de la sucesión deltaica se apoye directamente sobre este complejo. La coincidencia composicional y la mayor madurez de los clastos de la unidad deltaica respecto a los de la unidad de conglomerados rojos hace pensar en que parte de las cuencas de drenaje de los deltas estuvieran instaladas en áreas aún emergidas de la unidad de conglomerados rojos. La discordancia erosiva que separa ambas unidades corroboraría esta hipótesis. Los bloques de carbonatos arrecifales que aparecen en la última secuencia deltaica indican erosión de los parches arrecifales que colonizan la sucesión deltaica.

5.3.3.2. Análisis de paleocorrientes

El estudio de paleocorrientes para este ejemplo concreto tiene la complejidad de la importante acción de los agentes de cuenca, trenes de olas y corrientes de litorales, que son los causantes de la mayor parte de las imbricaciones y estratificaciones cruzadas. En este caso es importante, por tanto, diferenciar entre aquellas paleocorrientes que informan sobre la migración de los cuerpos deltaicos por los aportes sedimentarios de los procesos de retrabajamiento debidos a los agentes de cuenca. La migración de los cuerpos deltaicos se ha obtenido a partir del sentido de buzamiento de las clinofomas y a partir de las estratificaciones cruzadas de cuerpos de los topsets que se han interpretado como barras de desembocadura (ver análisis de asociaciones de facies).

El sentido de buzamiento de las clinoformas varía de unas secuencias deltaicas a otras. Las clinoformas de las secuencias inferiores (secuencia 1 y 2) tienen sentido de buzamiento hacia el nornoroeste. A medida que se asciende a las secuencias en posiciones estratigráficamente más altas, el buzamiento de las clinoformas gira en sentido antihorario. El sentido de migración de la última secuencia deltaica es hacia el suroeste mientras que las secuencias deltaicas intermedias lo hacen hacia el oeste.

Las medidas de paleocorrientes obtenidas a partir de la imbricación de clastos y sentido de migración de megarripples en los topsets, son muy dispersas y varían dependiendo de la secuencia deltaica donde se hayan llevado a cabo. Las paleocorrientes medidas en la primera secuencia deltaica dan sentidos hacia el norte y noroeste. El resto de las paleocorrientes medidas dan sentidos hacia el este. Estas paleocorrientes son indicativas de la acción de los agentes de cuenca y no de la migración de los cuerpos deltaicos. Informan fundamentalmente de la acción del oleaje contra una costa de tipo reflectivo cuya orientación es norte-sur.

5.3.3.3. Asociaciones de facies y ambientes sedimentarios

Se han reconocido principalmente 6 asociaciones de facies principales que se distribuyen entre los tres elementos deposicionales clásicos que configuran los deltas tipo Gilbert: *topset*, *foreset* y *bottomset* (Tabla 7) y en otros medios y ambientes sedimentarios relacionados genéticamente con los deltas: llanura costera, arrecifes de coral y playas conglomeráticas.

A: Canales de conglomerados

Se trata de cuerpos de base erosiva canalizada y techo plano. Están rellenos de conglomerados de gran tamaño a la base (tamaño bloque) y menor tamaño hacia arriba (tamaño *cobble*), formando las típicas secuencias positivas de relleno de canales. La fábrica de estos cuerpos está soportada por los clastos (Gcs) que tienden a imbricarse hacia el oeste. La altura de los cuerpos es inferior a 1 m y su extensión lateral puede llegar a varias decenas de metros.

Estos cuerpos sedimentarios representan los canales distributarios que atraviesan la llanura deltaica tanto subaérea como subacuosa en periodos de importante aporte de sedimento.

B: Conglomerados desorganizados

Su geometría es de capas tabulares o de cuñas que se pierden hacia el sur con gradaciones negativas que culminan a techo con clastos de tamaño bloque, algunos de hasta medio metro y angulosos (Foto 4E). Los clastos están soportados por la matriz. Además de la baja madurez textural tienen también una pobre madurez mineralógica. La litología dominante entre los clastos es de esquistos oscuros y pueden encontrarse bloques arrecifales aislados. Pueden aparecer

algunos clastos cuarcíticos de altos índices de esfericidad y redondeamiento. Estas facies se intercalan con paquetes areniscosos en los topsets del delta.

Se interpretan como flujos de derrubios cohesivos a poco cohesivos fruto de la fuerte erosión de áreas del sustrato relativamente cercanas de donde estos flujos depositaron su carga.

C: Arenas y conglomerados con estratificación cruzada

La altura de los cuerpos es de 1 a 2 m de altura, base ligeramente erosiva y techo plano, formados por conglomerados y arenas que desarrollan estratificaciones cruzadas con geometrías sigmoidales buzando hacia el oeste (Fig. 76; Fotos 1A y B, y 3C y D). Cada uno de estos pequeños sigmoides está formado por secuencias positivas de clastos discoidales imbricados hacia el este y sobre ellos las arenas. La base está tapizada por un lag de clastos de mayor tamaño y desorganizados. Se sitúan en los topsets deltaicos y buzan en el mismo sentido que las cliniformas deltaicas sobre las que se encuentran.

Estas facies se han interpretado como barras en la desembocadura de los canales distributarios próxima a la ruptura de pendiente entre los topsets y foresets. El frente de las barras se generaría a partir de las avalanchas gravitatorias de clastos aportados por los distributarios reflejando con su gradación positiva la pérdida de energía de los flujos. Son sedimentos muy retrabajados por el oleaje lo que produce la forma discoidal de los clastos y su imbricación hacia tierra.

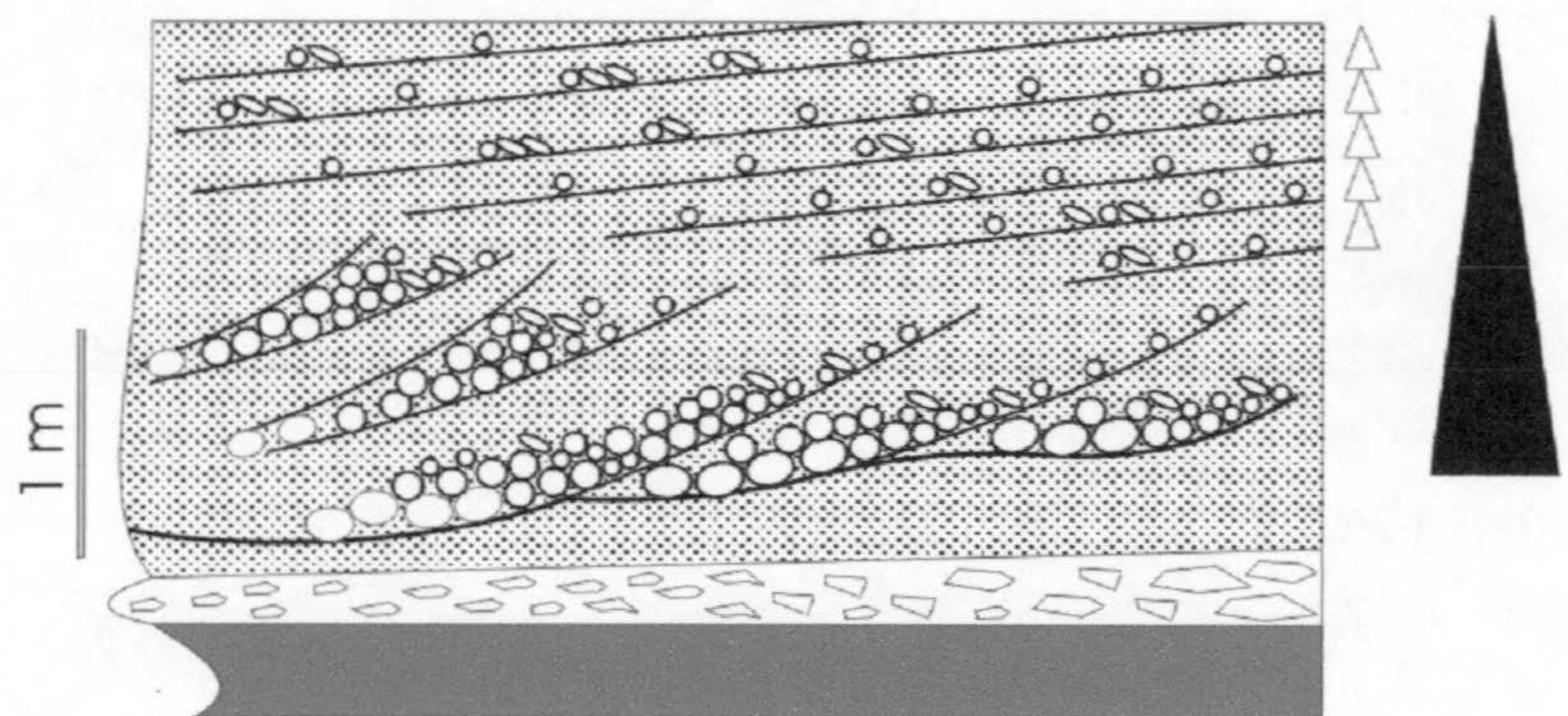


Fig. 76. Barras de desembocadura migrando hacia el mar (a la izqu.). La estratificación cruzada que desarrollan como organización interna está formada por parejas con gradación positiva de conglomerados y arenas. El ángulo de inclinación de esas estratificaciones cruzadas y, por tanto, del *lee side* es variable (mayor para la barra inferior que para la superior).

D: Arenas, limos y arcillas rojos y grises

Están representados por una alternancia de limos grises con impregnaciones rojizas y arenas con laminaciones onduladas simétricas (Fotos 1A y B, y 3A). Entre los limos grises aparecen nivelillos milimétricos endurecidos con abundantes huellas de raíces. Aparecen también estructuras de deformación del tipo laminaciones convolucionadas.

Esta asociación de facies se ha reconocido a la base de la sucesión deltaica, directamente sobre la discordancia erosiva que la separa de la unidad de conglomerados rojos.

Se han interpretado como sedimentos de ambientes poco energéticos que intermitentemente son inundados por una delgada lámina de agua de manera que el débil oleaje produce ripples de oscilación en el fondo, y en otros momentos permanecen en condiciones subaéreas con el consiguiente desarrollo de vegetación. El agua contenida en estos sedimentos y la carga de los sedimentos suprayacentes favorece el desarrollo de estructuras de escape de agua. Estas facies pueden ser representativas de subambientes de bahía interdistributaria en los topsets deltaicos y también ambientes de llanura costera más o menos encharcada.

E: Conglomerados discoidales y redondos

Las capas están inclinadas generalmente hacia el oeste unos 10 o 15° y situadas en los topsets deltaicos. Están formadas por esquistos discoidales con tamaños pebble y cobble y cuarcitas con formas redondeadas y tamaños pebble (Fig. 77; Fotos 2B, C y D). La fábrica de estas capas está soportada por los clastos (facies Gci) que se imbrican principalmente hacia el Este, aunque también se reconocen imbricaciones en sentido contrario. Los clastos discoidales y redondeados están segregados, de manera que los discoidales se disponen sobre los redondos.

Estos materiales se han interpretado como depósitos litorales de playas conglomeráticas. En estos sistemas de playas se reconocen algunas de las zonas paralelas a la costa diferenciadas por algunos autores en playas conglomeráticas (Bluck, 1967 y 1999; Postma y Nemeç, 1990). Desde tierra a mar son las siguientes (Foto 2B): 1) Zona de grandes discos y de discos imbricados, que correspondería a la parte más alta de la playa en la que los esquistos discoidales de mayor tamaño están imbricados hacia tierra como consecuencia de la batida del oleaje sobre una costa de tipo reflectivo y 2) Zona de relleno (*infill zone*) situada por debajo de la anterior hacia el mar en la que dominan las formas redondas, en el ejemplo de Alboloduy los clastos cuaríticos sobre los esquistos, y aparecen intercalaciones de arenas. Los autores arriba citados explican el origen de la zona de relleno como el sedimento fino de la parte alta de la playa que en la retirada del mar tras batir el oleaje, se infiltra entre los grandes clastos de la parte alta. Los clastos redondeados de esta zona también se acumularían en la retirada del mar; pero el proceso de transporte consistiría en rodar por la superficie. La pendiente de la playa disminuye desde la zona de discos imbricados a la zona de relleno.

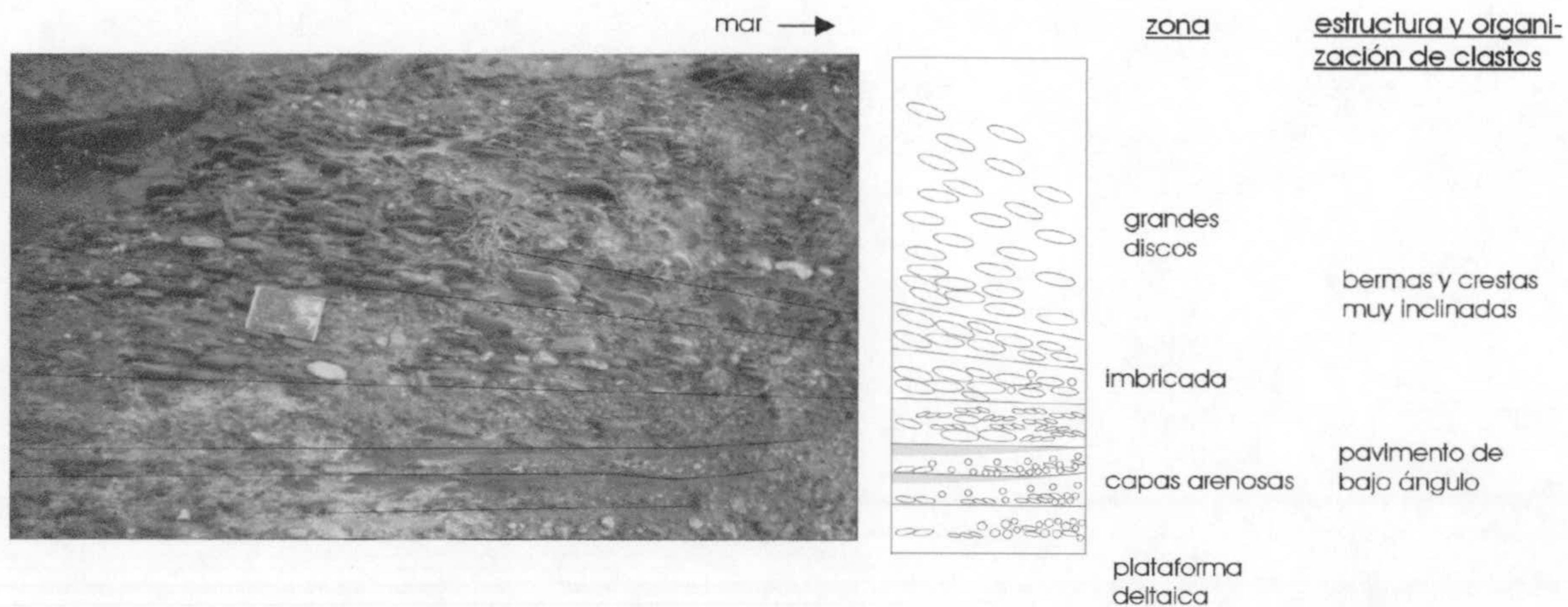


Fig. 77. Playa conglomerática dominada por clastos discoidales imbricados hacia tierra en la que se reconoce la zona superior dominada por grandes discos imbricados hacia tierra y una zona inferior dominada por arenas y clastos

F: Cuñas de conglomerados

Son capas de microconglomerados y conglomerados tamaño pebble que se acuñan distalmente hacia las partes más bajas de los foresets. A la base de estas capas aparecen abundantes estructuras de carga tipo bolsillo (*pocket-structure*). La granoclasificación de estas capas es de inversa a normal.

Estos depósitos representan las capas del foreset deltaico. Se depositaron en relación con avalanchas gravitatorias que tienen su origen en el límite entre el topset y el foreset. El sedimento debió ser transportado en forma de debris flows poco cohesivos o como flujos de granos modificados, donde las colisiones entre los clastos debió de ser el mecanismo principal de soporte de las partículas. La viscosidad generada por la matriz arenosa pudo ser la causante del transporte de los clastos mayores en la parte alta del flujo (Lowe, 1976; Postma, 1986). Estos clastos rodaron hacia la parte inferior y distal del delta al tiempo que se producía el flujo o inmediatamente más tarde.

G: Cuñas arenosas

Aparecen como capas de arenas finas a medias y bien seleccionadas que pierden espesor hacia la parte alta de los foresets y aumentan en sentido distal haciéndose más limosas. Se intercalan con las cuñas de conglomerados (asociación F). A menudo están bioturbadas y contienen abundantes lamelibranquios, en especial ostreidos de grandes dimensiones. Estructura masiva o desorganizada, con laminaciones convolucionadas y pliegues sinsedimentarios.

Estos sedimentos pueden interpretarse como originados por flujos de granos o bien como la matriz de los conglomerados que se acumulan en los topsets y son lavados por la energía del oleaje y las corrientes. La ausencia de cementación y la abundante agua intersticial favorecen las estructuras de escape de agua y los slumps. Otro rasgo de la inestabilidad de estos sedimentos

que conforman el foreset distal y transición con el bottomset es el gran desarrollo de las conchas de los ostreidos, propio de sustratos móviles.

H: Conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente

Esta facies está representada en forma de cuerpos de base cóncava hacia arriba y techo plano formados por conglomerados con estratificación cruzada que buza contrapendiente como organización interna de estos cuerpos (Foto 4D).

Se han interpretado como *backsets* o pequeños deslizamientos rotacionales (slump scars).

I: Canal aislado de conglomerados

Se trata de cuerpos de conglomerados de espesor de un metro y extensión lateral inferior a la decena de metros, muro erosivo, canalizado y techo plano (Fig. 78; Fotos 1E y F). La base de estos cuerpos está tapizada por un *lag* de cantos de mayor tamaño (15 cm). La fábrica está soportada por los clastos con poca matriz arcillosa. Entre los clastos dominan los esquistos planares y las cuarcitas redondeadas. Donde dominan los primeros, la organización interna es de estratificación cruzada con algunos clastos llegando a disponerse casi verticales. Algunos clastos pueden disponerse horizontales sobre el techo de estos cuerpos. Aparecen aislados entre sedimento arcilloso y limoso con el que los limitan por contactos netos.

Representan canales que transfieren sedimento de grano grueso almacenado en el topset y que se desestabiliza pendiente abajo hasta llegar a las partes más distales de los foresets (gully, Prior y Bornhold, 1988). La turbulencia generada por estos flujos puede producir estratificaciones cruzadas y que algunos clastos se dispongan en la parte alta de estos depósitos.

J: Limos y arcillas negras con azufre

Son limos y arcillas de colores muy oscuros, negros y marrones, masivas o débilmente laminadas. Esporádicamente aparecen manchas de azufre. Estos sedimentos se encuentran situados en los topsets.

Representan la sedimentación a partir de la decantación de la fracción más fina del sedimento que se encuentra en suspensión. Las condiciones del ambiente donde se depositaron debieron ser

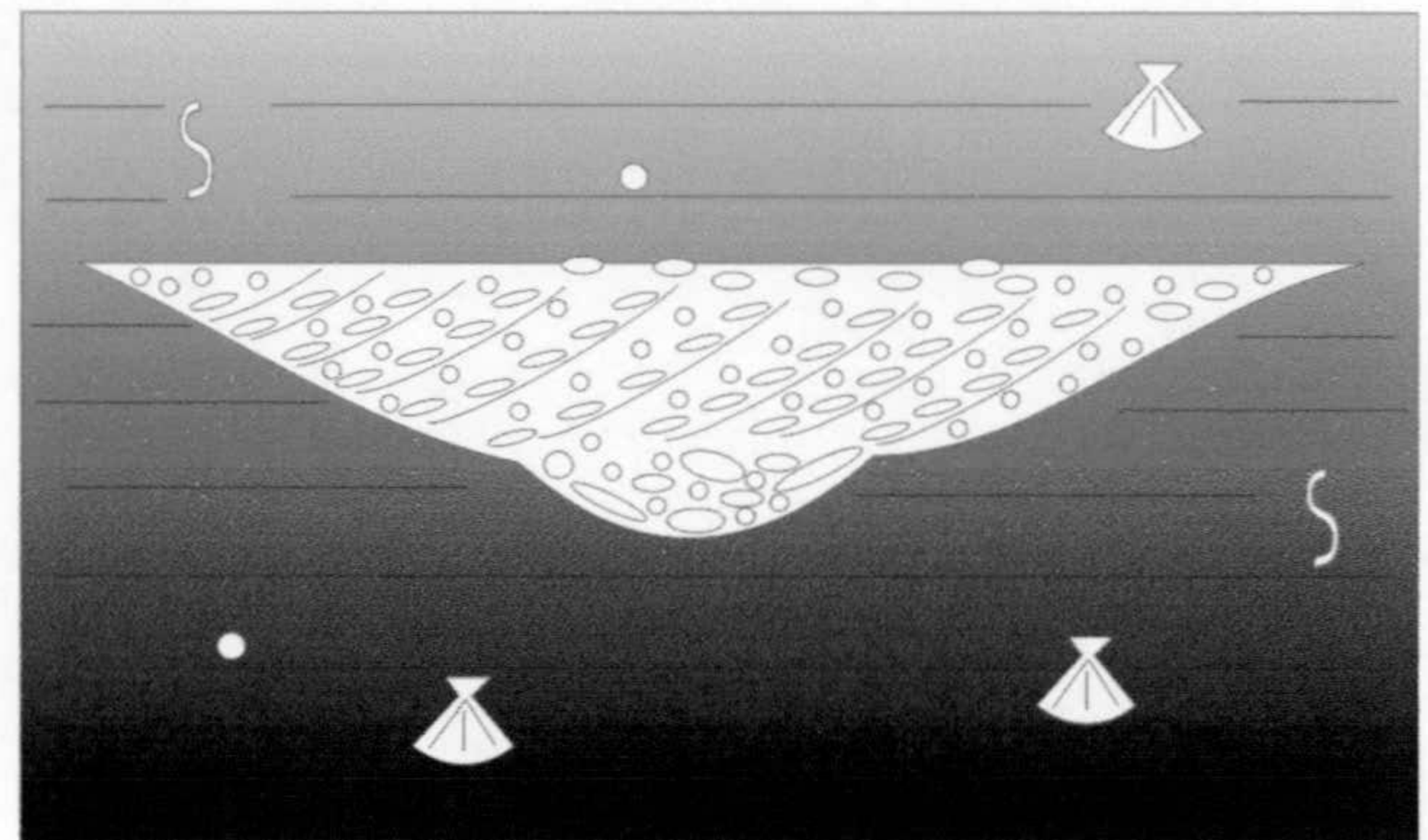


Fig. 78. Canal conglomerático con estratificación cruzada como organización interna y aislado entre facies limoso arenosas bioturbadas y con lamelibranquios (a partir de la foto 1E).

anóxicas, dato revelado a partir de la alta concentración de materia orgánica en los sedimentos y de la formación de azufre.

K: Carbonatos laminados

Aparecen en forma de capas con espesores centimétricos de 10 a 20 cm y extensión lateral de varias decenas de metros de carbonatos amarillentos terrosos o micríticos, compactos y con laminaciones horizontales (Foto 2F) y, a veces, onduladas. El componente siliciclástico de estos carbonatos es alto. En algunas ocasiones aparecen orificios en estas capas y suelen presentar textura de tipo fenestral. Generalmente aparecen intercalados con sedimentos de facies limosas (asociación D) formando ciclos de hasta 2 m. El mayor desarrollo de estas facies tiene lugar en los topsets de la secuencia deltaica 3 y en los primeros depósitos de la sucesión deltaica.

Estos carbonatos con laminación de origen microbiano constituyen biostromas de estromatolitos. Aquellos situados sobre los topsets del delta están perforados por litófagos indicando rápida litificación en ambientes marinos muy someros. Colonizan ambientes de bahía interdistributaria de los topsets ligados a periodos poco energéticos, de inactividad o poca entrada de aportes en el delta. También se desarrollan en los ambientes de llanura costera previos a la sedimentación deltaica. Estromatolitos siliciclásticos de edad Messiniense han sido descritos, también en relación con medios deltaicos, al norte de la cuenca de Sorbas (Martín *et al.*, 1992).

L: Carbonatos arrecifales

L1: Armazón arrecifal

Son cuerpos de carbonatos de altura entre 1 y 2 m y extensión lateral de varias decenas de metros. Aparecen tanto sobre facies finas (asociación D; Foto 3B) como groseras (asociación C). Estos cuerpos están contruidos por diferentes especies de corales con geometrías a veces cupulares o en pináculos que producen la morfología irregular del techo de estos cuerpos. Alrededor de los corales aparecen estromatolitos. Asociados a los corales aparecen abundantes algas roja coralináceas y briozoos. Sobre los corales hay acumulaciones de lamelibranquios, ostreidos y pectínidos fundamentalmente, y también balanus (*megabalanus*). Algunos de estos cuerpos tienen el techo perforado por litófagos y muestran rasgos de karstificación que son

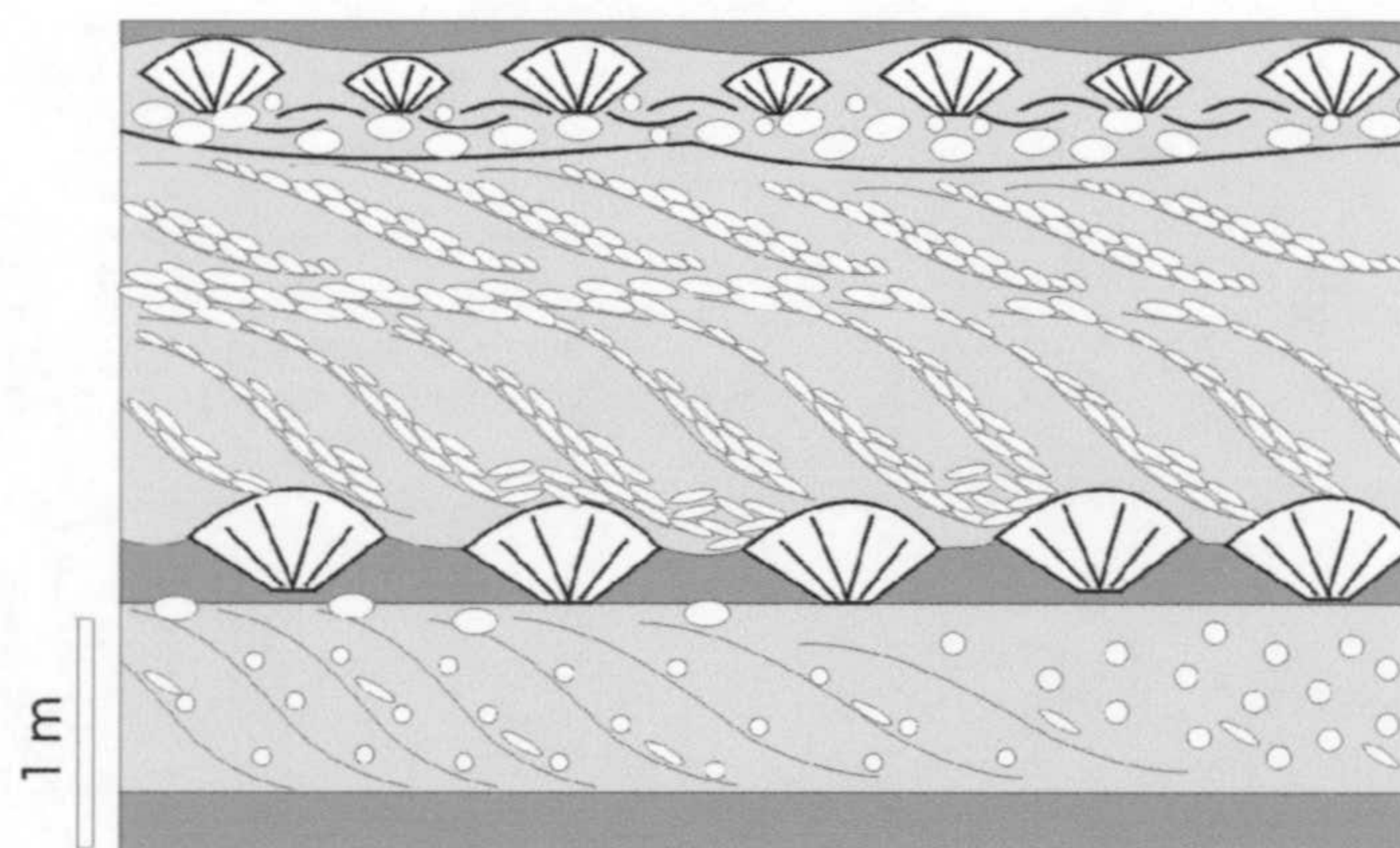


Fig. 79. Dibujo sintético hecho de un afloramiento en el que aparecen dos parches arrecifales colonizando el techo de barras conglomeráticas de desembocadura que migran hacia el mar (a la drcha.).

rellenos comúnmente de acumulaciones de algas rojas.

Se interpretan como parches arrecifales instalados sobre las facies de bahía interdistributaria o de barra de desembocadura en el topset del delta (Fig. 79; Foto 3A y C). También aparecen instalados directamente sobre el basamento y los conglomerados rojos (UA-I) situados más hacia el norte, hacia el borde de Sierra Nevada. El armazón del arrecife en sentido estricto está formado por corales y estromatolitos encostrantes. Sobre el armazón arrecifal aparece un *cap* de facies formado especialmente por acumulación de lamelibranquios que se adaptan mejor que los corales a la energía a que es sometida por el oleaje la parte superior del arrecife. Esporádicamente, algunos de estos arrecifes de coral quedan emergidos y sometidos a procesos de karstificación antes de volver a ser sumergidos y colonizados por algas rojas.

L2: Talud arrecifal

Lo forman bloques caóticos de coral con estromatolitos que disminuyen de tamaño a medida que se alejan de las facies de armazón arrecifal. Entre estos bloques hay abundante macrofauna formada por lamelibranquios, erizos, briozoos y algas rojas que a menudo aparecen formando rodolitos. Corresponden a subambientes de talud proximal y medio del arrecife.

LL: Calcarenitas bioclásticas

Aparecen en capas tabulares de 30 a 50 cm de espesor de calcarenitas con abundantes algas rojas ramosa (branching) (Foto 2E), con formas esféricas y radiales, tanto simples como compuestas, y en forma de rodolitos. Junto a ellas aparecen, en menor medida, lamelibranquios, tanto ostreidos (algunos de gran tamaño) como pectínidos y *clamyx*, *balanus* (*megabalanus*) y colonias de briozoos. Estas capas aparecen entre dos secuencias deltaicas, a techo del topset del delta infrayacente y por debajo de los bottomsets del delta suprayacente.

Representan bioestromas de algas rojas que inician su desarrollo en ambientes someros cuando la actividad del delta disminuía o incluso cesaba completamente el aporte de sedimentos y finaliza su depósito en condiciones más profundas con las primeras entradas de terrígenos.

M: Arenas bioturbadas

Son arenas finas bien seleccionadas de colores variados, desde gris a verde-rojizo con abundantes lamelibranquios de pequeño tamaño y concha fina, fundamentalmente pectínidos y ostreidos. Abundan las bioturbaciones.

Se interpretan como el depósito por decantación sin apenas tracción de la componente más fina de los flujos que se desplazan pendiente abajo por el foreset. La intermitencia y la poca energía de los aportes permite el desarrollo de biota delicada y de la bioturbación. Estos sedimentos se acumulan en los ambientes de prodelta.

Medio sedimentario	Ambiente sedimentario	Asociación de facies	Facies	Descripción	Interpretación
DELTA	TOPSET	Canales conglomerados de	Gc, Gp	Cuerpos de base erosiva canalizada y techo plano. Altura menor a 1 m y varias decenas de metros de extensión lateral. Gradación positiva con clastos tamaño boulders y cobbles. Imbricaciones hacia el oeste.	Canales distributarios
		Conglomerados desorganizados	Gms	Capas tabulares de grandes clastos con tamaños cobble y boulders soportados por la matriz arenosa. Clastos inmaduros textural y mineralógicamente.	Debris flows cohesivos
		Arenas conglomerados y con estratificaciones cruzadas	Gp, Sp	Cuerpos de 1 a 2 m de altura, base ligeramente erosiva y techo plano, de conglomerados y arenas con estratificaciones cruzadas y secuencias positivas.	Barras de desembocadura
		Arenas, limos y arcillas rojas y grises	Sm, Sr, Fl	Alternancia de limos y arenas con laminaciones onduladas simétricas. Aparecen huellas de raíces y laminaciones convolucionadas.	Bahía interdistributaria y llanura costera
		Conglomerados discoidales y redondos	Gi, Gp, Gcs, Gro	Capas inclinadas unos 10 o 15° formadas por esquistos discoidales con tamaños pebble y cobble dispuestos sobre cuarcitas con formas redondeadas y tamaños pebble. Imbricaciones en diferentes sentidos.	Playa conglomerática diferenciada en dos subambientes: <i>foreshore</i> y <i>shoreface</i>
		Limos y arcillas negras con azufre	Fsc, Fl	Limos y arcillas de colores muy oscuros, negros y marrones, masivas o débilmente laminadas. Esporádicamente aparecen manchas de azufre.	Decantación de partículas en suspensión en condiciones anóxicas
	FORESET	Carbonatos laminados	Cl	Capas con espesores de 10 a 20 cm y extensión lateral de varias decenas de metros de carbonatos amarillentos terrosos o micríticos, compactos y con laminaciones horizontales y, a veces, onduladas. Textura de tipo fenestral.	Bioestromas de estromatolitos

		Cuñas arenosas	Sm	Capas de arenas finas a medias y bien seleccionadas que pierden espesor hacia la parte alta de los foresets y aumentan en sentido distal haciéndose más limosas. Bioturbadas y con abundantes lamelibranquios. Aparecen laminaciones convolucionadas y pliegues sinsedimentarios.	Grain flow y flujos fluidificados
		Conglomerados con estratificación cruzada contrapendiente	Gb	Cuerpos de base cóncava hacia arriba y techo plano formados por conglomerados con estructura interna formada por estratificación cruzada que buza contrapendiente.	Backsets y slump scars
		Canal aislado de conglomerados	Gci, Gp	Cuerpos de conglomerados de espesor de un metro y extensión lateral inferior a la decena de metros, muro erosivo, canalizado y techo plano. Lag de cantos a la base, estratificación cruzada. Forman cuerpos aislados entre sedimento arcilloso y limoso con el que están limitados por contactos netos.	Gully
	BOTTOMSET	Arenas bioturbadas	Sm	Capas de arenas masivas con fauna de concha fina e intensamente bioturbada	Depósito por decantación y mínima tracción de la fracción más fina de los flujos gravitatorios de sedimento
ARRECIFE		Carbonatos arrecifales	Ca	Cuerpos de carbonatos de altura entre 1 y 2 m, techo irregular, y extensión lateral de varias decenas de metros. Estos cuerpos están contruidos por diferentes especies de corales. Alrededor de los corales aparecen estromatolitos encostrantes, algas roja coralináceas y briozoos. Sobre los corales hay acumulaciones de lamelibranquios y balanus. Techo perforado y karstificado y relleno de algas rojas.	Arrecifes de coral
PLATAFORMA LITORAL		Calcarenitas bioclásticas	Cr	Capas tabulares de 30 a 50 cm de espesor de calcarenitas con abundantes algas rojas. En menor medida aparecen lamelibranquios, balanus y colonias de briozoos. Aparecen intercaladas entre secuencias deltaicas.	Plataforma litoral

Tabla 7. Cuadro de asociaciones de facies para los diferentes ambientes sedimentarios del delta de Alboloduy.

5.3.3.4. Distribución de facies y ambientes sedimentarios en la sucesión

A continuación se describe para cada una de las secuencias deltaicas, desde la más antigua (Secuencia deltaica 1) a la más moderna (Secuencia deltaica 5), cómo se organizan las asociaciones de facies anteriormente descritas, tanto en la horizontal, a partir de paneles de facies, como en la vertical a partir de secuencias de facies (Figs. 80, 81 y 82). En primer lugar se inicia la distribución de facies con los depósitos predeltaicos que aparecen a la base de la unidad estratigráfica y que se interpretan como medios de llanura costera.

5.3.3.4.1. Llanura costera

Los primeros 20 m de la unidad estratigráfica en la que se incluyen los deltas están constituidos por 3 secuencias granocrecientes (Foto 1A). Estas secuencias están formadas por limos arenosos grisáceos oscuros o rojizos, a menudo con huellas de raíces, aspecto moteado, niveles rojos endurecidos y ripples de oscilación (Facies D). También pueden aparecer algunas capas con ostreidos, fundamentalmente hacia la parte alta paquetes centimétricos de areniscas de algas rojas (Facies Ll). En la primera secuencia, cuerpos canalizados de esquistos soportados por los clastos e imbricados hacia noroeste (Facies A) erosionan los limos arenosos. Sobre estas litofacies finas aparecen litofacies conglomeráticas. Dos tipos de litofacies conglomeráticas aparecen en estas secuencias, estratigráficamente por debajo aparecen conglomerados redondos y discoidales imbricados hacia el oeste (Facies C) y sobre ellos conglomerados con organización interna caracterizada por estratificaciones cruzadas buzando hacia oeste-noroeste (Facies E; Foto 1B). Intercalados entre los limos arenosos a la base de la tercera secuencia aparecen carbonatos laminados (Facies K). A techo de la tercera secuencia, adosados a los clastos del cuerpo de facies E con el que se corona esta secuencia hay ostreidos.

A partir de la génesis de las diferentes asociaciones de facies se interpreta cada una de las secuencias negativas como la superposición de barras marinas en la desembocadura de ríos (Facies E) que migran hacia oeste-noroeste sobre playas conglomeráticas batidas por el oleaje hacia tierra, y de estas playas sobre sedimentos de transición entre llanura de inundación (Facies D) de canales fluviales (Facies A) a llanura costera. La tendencia general de las tres secuencias es de profundización como atestigua el que en la secuencia 3 sea más abundante la biota marina (lamelibranquios, gasterópodos, erizos, estromatolitos y algas rojas). En las secuencias inferiores, sin embargo, dominan facies finas con aspecto moteado con raíces, típicas de suelos hidromorfos, y niveles endurecidos por ferruginización propios de llanuras de inundación. Junto a ellas, aparecen canales con características netamente fluviales en la primera secuencia. Hacia la parte alta, los ambientes de llanura de inundación adquieren propiedades de llanura costera.

5.3.3.4.2. Secuencia deltaica 1

En esta primera secuencia se reconocen las primeras clinoforras deltaicas. Estas buzcan hacia el noroeste. El tramo inferior de la secuencia de facies está compuesto por arenas bien seleccionadas con abundantes lamelibranquios de pequeño tamaño y concha fina (pectínidos y ostreidos) y bioturbadas (Facies M). En estos depósitos aparecen estructuras postsedimentarias por escape de agua: plato (*dish*), pilares y laminación convolucionada. Aislados en las arenas se muestran algunos cuerpos canalizados de conglomerados (Facies I). El muro de estos cuerpos está en algunos puntos deformado por carga dando estructuras de bolsillo o en racimo de uvas. Sobre estos, depósitos de arenas y conglomerados conforman clinoforras con geometrías sigmoidales (Facies G y F). La parte superior de los conglomerados está dominada por la segregación morfológica de los clastos, redondos y discoidales imbricados hacia noroeste (Facies C). En el extremo norte, cercano al actual borde de la cuenca, bloques de corales con grandes ostreidos y balánidos adosados representando el talud proximal de un arrecife (Facies L2) se instalan sobre los conglomerados del topset (Fig. 80).

Encima de los bloques arrecifales, arenas limosas bioturbadas con grandes ostreidos aislados (Facies F) inician una nueva secuencia (1b) granocreciente de 5 m que finaliza en conglomerados angulosos desorganizados y soportados por la matriz con tamaños de hasta 60 cm (Facies B) (Fig. 80). Colonizando el sustrato duro representado por las litofacies conglomeráticas precedentes se instala un parche arrecifal de poca extensión lateral en facies de armazón arrecifal (Facies L) (Foto 1C). Este parche arrecifal se acuña hacia el sur pasando a facies de talud arrecifal dominadas por ostreidos (Facies L2). La construcción exhibe sobre el armazón arrecifal un *cap* de facies formado por grandes ostreidos y balánidos. Encostrando los corales hay estromatolitos. La parte alta del arrecife está perforada por litófagos y muestra signos de microkarstificación con grietas rellenas por los sedimentos de la secuencia deltaica suprayacente.

Otra nueva secuencia granocreciente (1c) pone sobre 1 m de arenas 3 m de grandes conglomerados desorganizados (Facies B) muy angulosos con diámetros de hasta 90 m (Fig. 80). Forman una secuencia con gradación de negativa a positiva. Al igual que los anteriores depósitos con estas facies se acuñan hacia el sur pasando a facies finas. Finalmente, a techo de la secuencia deltaica 1 hay un paquete de 1,5 m de calcarenitas de algas rojas ramosas con algunos conglomerados. Junto a algas rojas hay abundantes colonias de briozoos y grandes ostreidos, fundamentalmente a la base.

La interpretación de esta secuencia es algo compleja pues en su extremo norte está multiconstruida por 3 secuencias granocrecientes, las dos superiores se acuñan hacia el sur desapareciendo. La primera secuencia representa la progradación de un delta con geometría

Gilbert en la que los depósitos del bottomset (Facies M) son erosionados por *gullies* que transportan sedimentos groseros hacia zonas distales. Sobre los depósitos del bottomset están los del foreset (Facies G y F) y sobre estos los depósitos del topset en facies de playa conglomerática (Facies C). En la parte norte, y provenientes del norte, entran varios flujos de derrubios (Facies B) que son colonizados por parches arrecifales (Facies L) cuyo crecimiento es a veces interrumpido por estos flujos que depositan la fracción grosera en poca distancia. Algunos de estos arrecifes tienen rasgos de emersión a techo. El final de la secuencia deltaica está representado por una barra de carbonatos con fauna típica de aguas templadas.

5.3.3.4.3. Secuencia deltaica 2

La segunda secuencia deltaica, de 15 m de espesor, está formada por clinoformas sigmoidales que pasan de arenas en la parte inferior (Facies F) a conglomerados (Facies G) en la parte superior que muestran segregación morfológica de clastos (Facies C) imbricados hacia el norte y hacia el este. En la parte más alta las litofacies conglomeráticas adoptan cuerpos con estructura interna formada por estratificaciones cruzadas buzando hacia el noroeste (Facies E). A techo de la secuencia deltaica nuevamente aparece un bioestroma arrecifal (Facies L) formado por corales como organismo constructor y estromatolitos encostrantes, además de otros organismos como lamelibranquios y briozoos. El techo del arrecife de coral está perforado por litófagos y microkarstificado con las grietas rellenas de arenas.

Esta secuencia muestra la progradación de un delta con geometría Gilbert con características semejantes al descrito en la secuencia deltaica infrayacente. Sobre los depósitos del bottomset y foreset se disponen los depósitos del topset formados por litofacies conglomeráticas en facies de playas y, sobre ellas, barras de desembocadura de los distributarios. Las litofacies conglomeráticas del topset están nuevamente colonizadas por un parche arrecifal con evidencias de emersión a techo.

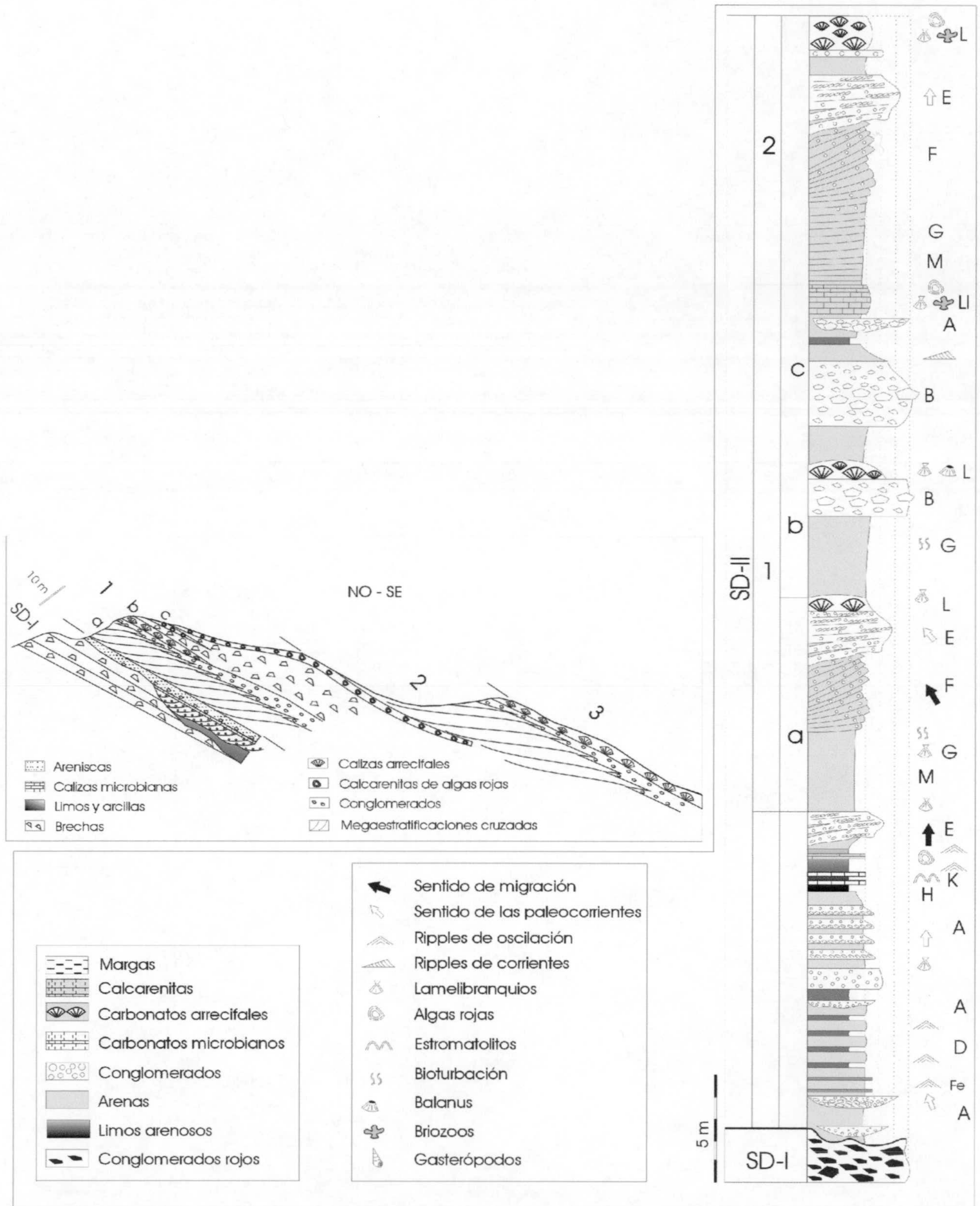


Fig. 80. Corte II (ver mapa de la fig. 70 y fotos 1C y D) y columna estratigráfica del mismo. UA- Unidades aloestratigráficas definidas por Pascual, 1990; 1-3 – Cuerpos deltaicos superpuestos; t- topset, f-foreset, b-bottomset.

5.3.3.4.4. Secuencia deltaica 3

Esta secuencia deltaica de 15 m muestra una organización en la vertical semejante a las anteriores. Sobre arenas finas grises y masivas (Facies M) del bottomset se superponen alternancias de cuñas de arenas (Facies F) y conglomerados (Facies G) con gradaciones positivas que buzaban hacia el oeste. En los depósitos arenosos del foreset hay abundantes lamelibranquios, entre los que predominan los ostreidos de grandes dimensiones. Los ostreidos no aparecen en posición de vida sino desorganizados en capas que han perdido su estructura interna y en las que se pueden reconocer estructuras de deformación por carga y escape de agua. Finalmente se disponen sobre los depósitos anteriores las litofacies conglomeráticas del topset con características de playa conglomerática (Facies C). Intercalados entre dos paquetes conglomeráticos formados por esquistos planares y cuarcitas redondeadas, hay un paquete de 1,5 m de arcillas muy oscuras con azufre (Facies J) alternando con varios niveles centimétricos de carbonatos laminados (Facies K) (Fig. 81). A techo de la secuencia deltaica vuelve a instalarse un paquete de calcarenitas con abundantes colonias de algas rojas ramosas y lamelibranquios (Facies L1).

Esta secuencia deltaica vuelve a representar la progradación de un pequeño lóbulo deltaico con geometría Gilbert, en este caso migrando hacia el oeste. A diferencia de los anteriores deltas, los foreset de éste muestran evidencias de fluidificación y licuefacción comportándose como un sustrato móvil que favorece el crecimiento de las valvas de los ostreidos. Otra diferencia respecto a los lóbulos deltaicos precedentes, en este caso en el topset deltaico, es el desarrollo, en relación con sedimentos finos, de subambientes bahía interdistributaria o *lagoonares* con abundante materia orgánica (Facies J) de biostromas de estromatolitos (Facies K). A techo de los deltas vuelve a aparecer una barra de plataforma somera con fauna de carbonatos de aguas templadas.

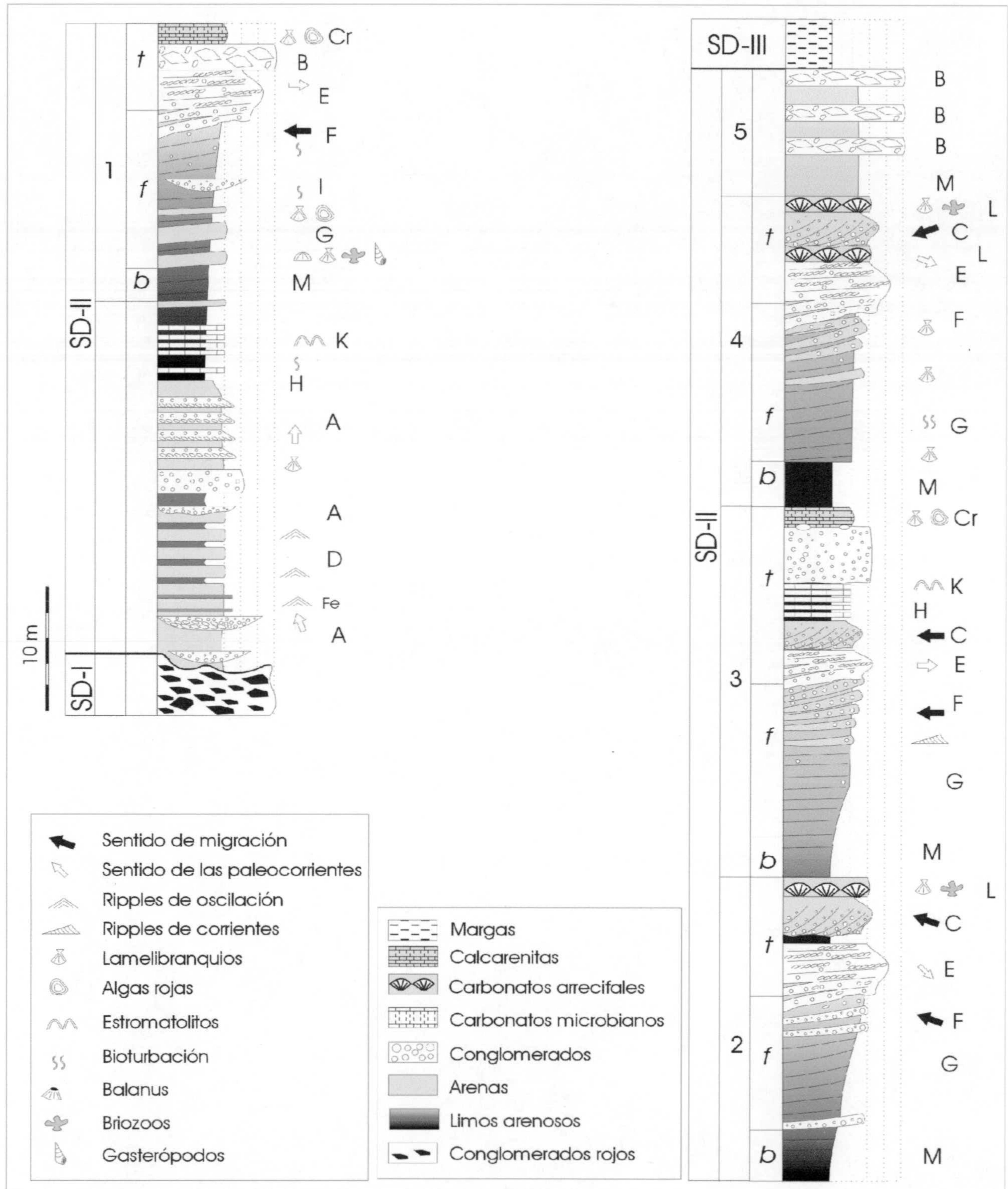


Fig. 81. Columna estratigráfica de la sucesión deltaica de Alboloduy obtenida a lo largo del corte 1, en la rambla de Alhamillos (ver mapa de la fig. 70). UA- Unidades aloestratigráficas definidas por Pascual, 1990; 1-5 – Cuerpos deltaicos superpuestos; t- topset, f- foreset, b-bottomset.

5.3.3.4.5. *Secuencia deltaica 4*

La penúltima secuencia deltaica de la sucesión se inicia a la base con limos arenosos rojizo-verdosos masivos con bioturbaciones (Facies M) y acumulación de grandes ostreidos. Sobre estas litofacies finas aparecen arenas y conglomerados inclinados hacia el oeste (Facies F y G) que configuran los foresets del delta. El topset deltaico vuelve a iniciarse con facies de playas conglomeráticas (Facies C) en la que los clastos discoidales están imbricados fundamentalmente hacia el este y, en menor medida, al oeste. Todavía en el topset se superponen a las facies de playa 2 secuencias negativas en las que intervienen, a la base, limos arenosos grises con niveles rojos endurecidos (Facies D) y, a techo, cuerpos conglomeráticos con estratificaciones cruzadas inclinadas hacia el oeste (Facies E). Los estratos cruzados de estos cuerpos tienen geometrías sigmoidales y están constituidos por conglomerados y arenas en capas con gradación positiva. Los clastos discoidales de esquistos están imbricados hacia el este. Intercalados en estas secuencias se instalan dos parches arrecifales (Facies L) (Fig. 82). El primero, estratigráficamente más bajo, coloniza los sedimentos finos (Facies D) y desarrolla morfologías cupulares. El segundo se instala sobre el sustrato duro que representa el techo de los cuerpos conglomeráticos con estratificaciones cruzadas. En este caso, las colonias de coral aparecen más dispersas. A la base de este parche arrecifal hay un nivel de acumulación de ostreidos y pectínidos y a techo hay un cap de facies formado por grandes ostreidos, pectínicos, megabalanus. El techo del arrecife está perforado por litófagos. La parte más alta de esta secuencia deltaica culmina con un nivel centimétrico de areniscas con abundantes colonias de algas rojas ramosas y algunos pectínidos (Facies Ll).

Esta penúltima secuencia de la sucesión deltaica está representada por un lóbulo deltaico que desarrolla clinofomas con geometrías oblicuo-tangenciales progradantes hacia el oeste. Sobre los depósitos del bottomset y foreset se dispone un topset bien desarrollado. El topset está formado por dos secuencias negativas integradas por facies finas de bahía interdistributaria (Facies D) y, sobre ellas, barras de desembocadura (Facies E) que migran hacia el oeste y están retrabajadas por el oleaje en su batida hacia el este. El primer parche arrecifal arma sobre el sustrato blando de la bahía interdistributaria. El segundo parche arrecifal arma sobre la segunda barra de desembocadura. Vuelve a finalizar la secuencia deltaica con una barra de areniscas con abundantes algas rojas.

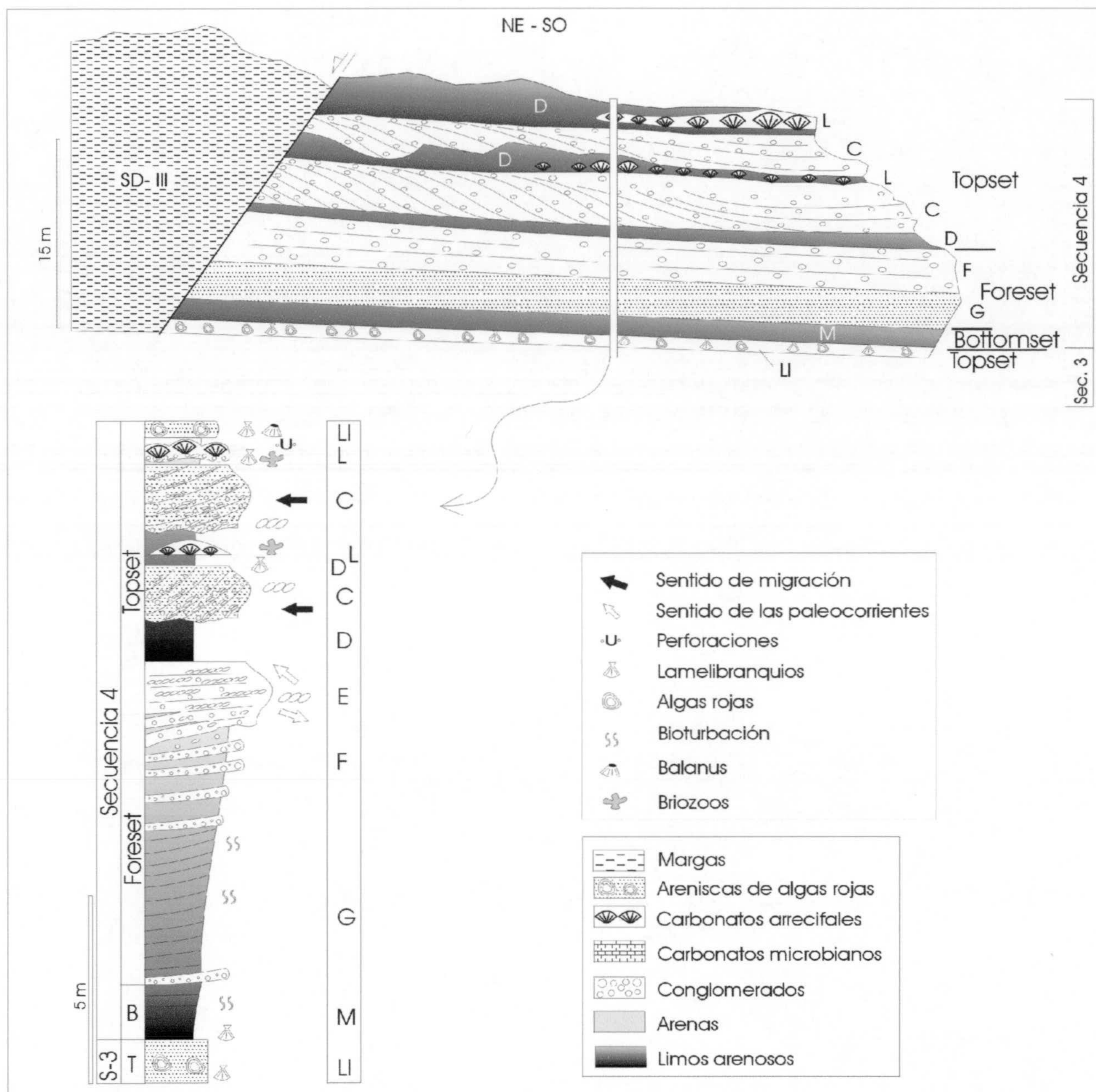


Fig. 82. Corte oblicuo al sentido de migración de la secuencia deltaica 4 (hacia el observador y a la derecha) realizado a partir de la foto 3A y columna estratigráfica de la misma.

5.3.3.4.6. *Secuencia deltaica 5*

Se inicia esta última secuencia con limos y arenas bioturbadas con pequeños pectínicos (Facies M) que aumentan de tamaño de grano hacia arriba. Bruscamente, aparecen litofacies conglomeráticas de grano muy grueso. Paquetes conglomeráticos de 1 a 2 m de espesor formados por brechas de esquistos con gradaciones negativas que culminan con bloques de hasta 80 cm de diámetro de esquistos angulosos (también aparece algún bloque arrecifal) (Facies B). La fábrica de estos paquetes está soportada por los clastos con muy poca matriz. En esta

secuencia deltaica se han identificado también cuerpos conglomeráticos de base erosiva rellenos por estratificaciones cruzadas que buzcan contrapendiente (Facies H; Foto 4D).

Esta última secuencia no desarrolla geometrías de clinoformas y es la más grosera de todas las que componen la sucesión deltaica. Sobre depósitos finos del bottomset con los que se inicia, al igual que anteriores secuencias, se disponen flujos de derrubios muy energéticos (Facies B). Estos flujos de derrubios depositan su carga por congelación debido a la cizalla basal que motiva la gradación negativa. La energía de los flujos que alimentan esta secuencia produce fenómenos de erosión a la base de los flujos y turbulencia como causante de la estructura de backset de algunos cuerpos conglomeráticos (Facies H).

5.3.3.5. Modelo sedimentario

5.3.3.5.1. Deltas

Por las diferentes características sedimentarias, se han diferenciado dos modelos, uno para los deltas que migran hacia el oeste y el otro modelo para aquellos cuerpos deltaicos que migran hacia el sur.

Deltas progradantes hacia el oeste

En el topset, los canales distributarios en su entrada en el mar reducen de forma brusca su capacidad tractiva y depositan en su desembocadura la carga conglomerática en forma de barras que migran sobre las facies finas de bahía interdistributaria componiendo típicas secuencias negativas. Estas barras de desembocadura migran mar adentro por avalanchas gravitatorias en el frente de la barra. Cada avalancha forma una capa de gradación positiva indicando la pérdida de energía de los flujos. En su avance mar adentro, el frente de la barra de desembocadura llega a situarse directamente sobre la ruptura entre el topset y el foreset y parte de la carga se incorporaría, en forma de avalanchas gravitatorias, a los foresets. El techo y frente de las barras es retrabajado por el oleaje que imbrica los clastos hacia tierra.

La migración del delta tiene lugar de forma discontinua con intervalos de tiempo de inactividad en el aporte sedimentario durante los cuales se desarrollan sistemas de playas conglomeráticas de tipo reflectivo en los topsets. El oleaje, en su deriva hacia tierra, bate los clastos de la parte alta de la playa donde se acumulan clastos discoidales. En su retirada, por procesos de tamizado, la ola se lleva la fracción fina hacia la parte baja de la playa, además de los clastos redondos de cuarcitas por rodaje sobre la cara de la playa. Estos mecanismos producen la selección morfológica de los clastos.

La geometría de las clinoformas de estos deltas, desde sigmoidales a oblicuo-tangenciales, con topsets y bottomsets subhorizontales, los clasificarían dentro del grupo de deltas Gilbert. La importante influencia de la acción del oleaje sobre los sedimentos, fundamentalmente de los que se acumulan en los topsets, evidencia el dominio del oleaje sobre la influencia de los sistemas distributarios.

Deltas progradantes hacia el sur

Transversal a los deltas anteriores progradan hacia el sur estos otros que tienen sus cuencas de drenaje instaladas en los relieves de Sierra Nevada. Estos deltas están dominados por flujos de derrubios de grandes clastos poco maduros que indican sistemas alimentadores de alta energía y poca distancia de transporte. La extensión de estos cuerpos es muy reducida acuñándose rápidamente sus depósitos hacia el sur. La actividad de estos deltas es intermitente, muy esporádica y únicamente en la secuencia deltaica 1 (subsecuencias 1b y 1c) son activos, dejando de serlo hasta el final de la sucesión deltaica donde la quinta y última secuencia responde al modelo sedimentario de estos deltas.

Las características sedimentarias de estos deltas de grano grueso son propias de pequeños abanicos deltaicos.

5.3.3.5.2. Relación entre rocas carbonatadas y deltas

Parches arrecifales de coral

Los parches arrecifales se instalan en cuatro sustratos diferentes: sobre el basamento (tanto Nevado-Filábride como Alpujárride), sobre los abanicos aluviales que representan los conglomerados rojos de la unidad estratigráfica previa a los deltas, y sobre los depósitos del topset deltaico armando tanto sobre los depósitos groseros de las barras de desembocadura como sobre los depósitos finos de bahía interdistributaria. Todos estos sustratos, a excepción del último, son sustratos duros. El desarrollo de arrecifes de coral sobre sustratos blandos ha sido descrito en otros ejemplos también asociados a deltas coetáneos en el Corredor del Almanzora (Dabrio y Polo, 1988).

Los arrecifes tienen un mayor desarrollo y preservación algo más al norte de donde se sitúa la principal dirección de aportes sedimentarios y, por tanto, de donde se dan los mayores espesores de sedimentación deltaica. En esa posición que ocupan los arrecifes, las entradas de aportes provenientes de los sistemas distributarios eran más esporádica. El tiempo que tardarían los distributarios en llegar en su movimiento pendular hasta ese lateral permitiría a los corales desarrollarse. Además, al ser una zona marginal a la principal dirección de aportes, no sólo las

aguas serían más limpias, sino que las variaciones de batimetría estarían menos sometidas a la colmatación del espacio de acomodación por la dinámica sedimentaria. Sin embargo, esto no evitó que algunos de estos parches arrecifales quedaran parcialmente emergidos y fueron expuestos a procesos de microkarstificación. Las grietas creadas por estos procesos fueron rellenas, una vez inundadas esas superficies karstificadas, por algas rojas y microconglomerados.

Los parches arrecifales que colonizan el techo de las barras de desembocadura y los canales de los topsets están en íntima relación con el aporte sedimentario. Así, estos arrecifes se desarrollan cuando cesa la migración de las barras de desembocadura, como pone de manifiesto el hecho de que rodeando a los pináculos arrecifales hay sedimentación limosa y que algunos de ellos se cimentan en las mismas capas de limos. Cuando vuelve a migrar una nueva barra de desembocadura por encima, cesa el crecimiento arrecifal. La nueva barra de desembocadura migra sobre el fondo irregular que representan las cúspides de los pináculos arrecifales.

El desarrollo de parches de arrecifes de coral pone de manifiesto que las aguas eran cálidas durante la formación de los mismos.

Calcarenitas de algas rojas

Los depósitos de plataforma calcarenítica litoral con abundantes algas rojas y macrofauna se sitúan a techo de los lóbulos deltaicos, inmediatamente por debajo de los depósitos del bottomset del lóbulo deltaico suprayacente. La asociación de tipo clorozoan de estas capas indica desde el punto de vista de la temperatura de las aguas, el depósito en un mar templado.

La posición que ocupan estas capas, generalmente a techo de los lóbulos deltaicos, hace sean interpretadas como facies de abandono deltaico.

Estromatolitos

Los estromatolitos aparecen en dos medios sedimentarios; en primer lugar aparecen en la llanura costera que se desarrolló anterior al depósito deltaico, y posteriormente colonizando diferentes subambientes dentro de los lóbulos deltaicos, fundamentalmente en los subambientes de bahía interdistributaria de los topsets. En el primer caso su desarrollo pudo tener un cierto carácter oportunista, ocupando los nichos ecológicos que en estos primeros momentos de la inundación marina aún no habían sido ocupados por otros seres marinos.

El desarrollo de los estromatolitos en un contexto como el de estos depósitos deltaicos donde hay una gran actividad orgánica descarta su desarrollo por el carácter oportunista en un medio adverso, que no es el caso. Las condiciones anóxicas, como ponen de manifiesto las arcillas

negras con azufre a las que aparecen algunos asociados, quizás sí indiquen condiciones poco favorables para otros seres vivos cuyos nichos ecológicos son ocupados por los estromatolitos.

5.3.4. CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR

En la sucesión deltaica de Alboloduy hay una serie de criterios para conocer la evolución paleobatimétrica del sector durante el intervalo de tiempo en el que se desarrolló dicha sucesión. Quizás el criterio más directo es la diferencia de altura entre el bottomset y el topset de cada uno de los lóbulos deltaicos con geometría Gilbert que se apilan en la sucesión. Otros criterios son el desarrollo de parches arrecifales de coral, algunos de los cuales tienen el techo perforado por litófagos y microkarstificado. Este criterio evidencia condiciones muy someras, probablemente menores a 5 m, con periodos de emersión.

Todos estos criterios ponen de manifiesto que la profundidad del mar durante el depósito de los deltas de la sucesión era muy pequeña, inferior siempre a los 20 m que es la altura máxima medida entre topset y bottomset.

Antes del depósito de la sucesión deltaica, se produjo en el sector sedimentación de tipo continental con el desarrollo de abanicos aluviales (Unidad de conglomerados rojos). Tras su depósito, el mar fue inundando gradualmente el sector. Durante estas primeras etapas se desarrolló una llanura costera. Esta llanura costera estuvo en algunos periodos parcialmente sumergida, durante los cuales se depositaron estromatolitos y se registraron ripples de oscilación que evidencian muy poca lámina de agua. Durante cortos periodos la llanura quedaba parcialmente emergida dando lugar al enrojecimiento de las arcillas y al desarrollo de vegetación. Huellas de raíces así lo atestiguan. Tres ciclos granocrecientes en la llanura costera evidencian tres pulsos de entrada de aportes desde el que será el sistema alimentador de los deltas.

A partir del depósito del primer lóbulo deltaico en sentido estricto (Lóbulo deltaico 1), la batimetría aumenta ligeramente. Así, atendiendo a la diferencia de altura entre topset y bottomset, la batimetría media durante el depósito de la sucesión deltaica es de 15 m. Esa es la diferencia de altura media entre el bottomset y topset de los deltas cuyo rango está entre 10 y 20 m. Esos valores representarían la batimetría media del sector durante el depósito de los deltas. Cuando se estudia la batimetría con más detalle para cada uno de los lóbulos deltaicos se observan rasgos que indican menores profundidades. Así, los parches arrecifales que se desarrollan en algunas zonas de los topsets de las secuencias 1 y 4 indican batimetrías inferiores a 5 m, e incluso por encima del nivel del mar, pues aparecen microkarstificaciones y perforaciones de litófagos a techo de algunos parches arrecifales. Esto indica que, al menos para

esas secuencias deltaicas, la batimetría en la vertical pasó de 15 m a la emersión y, quizás lo más interesante, que tras esto se produjo un brusco aumento de profundidad pues el lóbulo deltaico suprayacente se deposita en un mar de alrededor de 15 m de profundidad. Hay por tanto que inducir un factor que controle el continuo aumento de espacio de acomodación a lo largo de la sucesión deltaica que impide la colmatación como consecuencia del aporte sedimentario.

La sedimentación deltaica de este sector finaliza con el depósito sobre la última secuencia de margas de cuenca pelágica. Estas margas representan la sedimentación del centro de la cuenca donde esporádicamente depositan sedimentos más grosero los abanicos submarinos de la unidad estratigráfica suprayacente a los deltas. Kleverlan (*op.cit.*) realiza un diagrama geohistórico para la cuenca de Tabernas y estima en 800 m la profundidad de la misma durante el tiempo en el que se desarrollan los abanicos submarinos. Este dato es indicativo del importante aumento de espacio de acomodación que se produjo tras la sedimentación deltaica en el sector estudiado.

A grandes rasgos, el sector estudiado, durante el intervalo de tiempo que transcurre entre la base y el techo de la sucesión deltaica tiene una evolución transgresiva. Desde una zona emergida inicialmente pasa a ambientes de llanura costera y litoral hasta ambientes marinos abiertos de, al menos, el centenar de metros de profundidad. Esta evolución transgresiva se acentúa bruscamente al final de la sedimentación deltaica.

5.3.5. TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

Las fallas del sector de estudio cuya manifestación se puede reconocer más claramente son fallas normales de orientaciones noroeste a sureste y otras de este a oeste que limitan el borde actual de la cuenca. El primer juego de fallas tiene una dirección reconocible en las fallas que condicionan la sedimentación en las sucesiones deltaicas de la cuenca de Guadix (Ejm. Bodurria). El segundo juego de fallas es una prolongación de la principal dirección estructural del vecino corredor de la alpujarra que se extiende hacia el oeste (Sanz de Galdeano *et al.*, 1985). El primer juego de fallas tiende a bajar el bloque situado al suroeste. Estas fallas son las responsables del basculamiento de la sucesión deltaica hacia el este y de la repetición de algunas de las secuencias deltaicas (Fig. 71). Estas fallas afectan tanto a la sucesión deltaica como a la unidad sedimentaria suprayacente (Abanicos submarinos de Kleverlan, *op.cit.* o U.A.-III de Pascual, *op.cit.*). Esto indica que son posteriores al depósito deltaico o, al menos, su actividad se prolongó posteriormente al depósito deltaico. No hay indicios directos (p. ej. fallas selladas por sedimentos posteriores) de que pudieron actuar sincrónicos al depósito deltaico.

En la última secuencia deltaica (secuencia 5) hay una discordancia erosiva angular. Esta etapa erosiva elimina parte del topset de la secuencia 4 llegando a poner en contacto localmente las

capas con grandes clastos poco maduros de la secuencia 5 con las capas del foreset de la secuencia 4, habiendo eliminado los depósitos del topset en algunas zonas.

Los rasgos sedimentarios que pudieran indicar una actividad tectónica coetánea a la sedimentación son relativamente abundantes, en especial en las últimas secuencias deltaicas. A techo de la secuencia deltaica 3 hay una capa de arenas con *slumps* y laminaciones convolucionadas. La estructura interna de la capa está deformada y los grandes ostreidos que aparecen en ella adoptan diferentes posiciones. Todos estos rasgos indican un evento de licuefacción de esta capa y deslizamiento, según paleopendiente medida en los *slumps*, hacia el oeste. Otros rasgos sedimentarios que pudieran indicar actividad tectónica, aunque no son indicadores exclusivos de la misma, son pequeños deslizamientos rotacionales. Estos son abundantes en la última secuencia deltaica, donde las capas conglomeráticas afectadas por los deslizamientos buzcan contrapendiente. El buzamiento hacia arriba disminuye, formando un abanico de capas que se abre hacia el nordeste. Estos deslizamientos rotacionales tienen un funcionamiento que pudiera ser sintético a las fallas anteriormente descritas.

Por la orientación de los dos juegos de fallas y de los deltas de este sector, la fallas con orientación noroeste-sureste condicionarían los deltas del sistema longitudinal y las de orientación este-oeste harían lo propio con los deltas que constituyen el sistema transversal.

5.3.6. PALEOGEOGRAFÍA

Fisiografía de la cuenca donde migraron los deltas

La fisiografía de este sector previa a la sedimentación deltaica, con una zona elevada y sometida a erosión al este y al norte y un paleovalle o paleocañón que se abre hacia el oeste, va a condicionar la migración de los deltas hacia el oeste, e incluso con componente norte. Este sentido de migración de los deltas indica un confinamiento por el norte (Sierra Nevada) y por el sur y un pasillo abierto hacia el oeste.

Antes del desarrollo de los deltas, el mar inundó la irregular paleogeografía generada por los abanicos aluviales que depositaron los conglomerados rojos previos a los deltas. El mar fue inundando el sector de estudio de oeste a este lo que dio lugar a una llanura costera. Esta llanura costera se formó en una pequeña bahía que se abría hacia el oeste y que estaba limitada al norte por los conglomerados rojos y los relieves de Sierra Nevada. Quizás estuviera parcialmente protegida al sur por conglomerados rojos, lo que explicaría la acción de corrientes y olas desde el oeste y no desde el sur. Esto último es difícil de comprobar pues la paleogeografía al sur de los deltas no es visible al estar cubierta por sedimentos más recientes. Si fuera cierta la hipótesis,

una etapa de erosión previa a la inundación marina debió generar un paleovalle excavado en los conglomerados rojos y por donde fue conducida la inundación marina.

En el complejo deltaico de Alboloduy convergen dos principales direcciones de migración de los cuerpos deltaicos. Una, la preferente, es la que tiene sentido principal hacia el oeste. Estos cuerpos deltaicos van variando su dirección de migración formando un abanico, desde los deltas en posición estratigráficamente más baja que migran hacia el noroeste, a los más altos que lo hacen hacia el sursuroeste. La otra dirección de migración deltaica es hacia el sur y la desarrollan lóbulos deltaicos con tamaño de grano superior a los anteriores, clastos más inmaduros, textural y mineralógicamente, y lóbulos deltaicos peor organizados. La migración de este segundo sistema deltaico es más intermitente que el anterior hacia la parte baja de la sucesión deltaica y va progresivamente cobrando protagonismo hacia el final de la sucesión deltaica estudiada. Ambos sistemas, el sistema longitudinal formado por deltas que migran al oeste y el sistema transversal formado por deltas que migran al sur, se interdigitan, por ejemplo, en la parte norte de la secuencia 1 (Fig. 83A).

La litología de los clastos de ambos sistemas deltaicos es coincidente por lo que cabría pensar que las cuencas de drenaje de ambos estarían instaladas sobre los mismos materiales. Sin embargo, aunque coinciden en la composición litológica, no así en la madurez de los clastos, mucho más inmaduros los del sistema transversal. Esto lleva a pensar que el sistema longitudinal tendría su cuenca de drenaje más lejana o que procedería de una resedimentación de los mismos materiales que alimentan el sistema transversal. Los datos que se aportan apuntan a una suma de ambas hipótesis como el origen de los materiales que alimentan al sistema longitudinal. La mayor madurez textural puede ser explicada por una resedimentación de los materiales que conforman los Conglomerados rojos de la unidad aloestratigráfica infrayacente. Otros datos que confirman esta hipótesis son los enrojecimientos que tiñen esporádicamente a los sedimentos deltaicos y la disminución de espesor, e incluso local ausencia, de conglomerados rojos hacia el este de donde se sitúa el afloramiento deltaico. La mayor madurez mineralógica (mayor proporción de cuarcitas que en el sistema transversal) apunta a un mayor transporte de los clastos y, por tanto, cierta lejanía del área fuente.

En resumen, la cuenca de drenaje del sistema longitudinal estaría instalada, al menos parcialmente, sobre la unidad de Conglomerados rojos (U.A.-I de Pascual, 1997) y a varios kilómetros del lugar de sedimentación, mientras que las cuencas de drenaje del sistema transversal estarían directamente instaladas sobre los materiales del basamento nevado-filábride más cercanos al lugar de sedimentación. Estas características, así como la mayor organización de

los deltas del sistema longitudinal con relación a los del sistema transversal, han llevado a interpretar a los deltas del sistema longitudinal como deltas fluviales mientras que los deltas del sistema transversal, según el tipo de sistema alimentador, serían abanicos deltaicos. Relaciones parecidas entre deltas longitudinales y transversales han sido descritas en el Terciario de USA (Flores, 1990). El final de la sedimentación deltaica de este sector se caracterizó por la desaparición de los deltas fluviales longitudinales y predominio de los abanicos deltaicos transversales (Fig. 83B). La paleocosta, anteriormente con un trazado irregular, se desplazó hacia el norte y quedó con un trazado de este a oeste sobre los relieves de Sierra Nevada, donde tenían su área fuente los abanicos deltaicos. La fisiografía de bahía quedó inundada por el mar y probablemente también lo fueran las áreas fuentes de los sistemas fluviales longitudinales. Este sector se convirtió en una región con sedimentación marina abierta donde llegaban de forma esporádica los depósitos transportados por abanicos submarinos (UA-III de Pascual, 1997).

Todo esto indica una paleogeografía en las cuencas sedimentarias a escala de detalle muy irregular y compleja durante la fase de inundación de las mismas por el mar.

Agentes de cuenca

La importante acción de los agentes de cuenca se pone de manifiesto en las facies del topset de los deltas fluviales del sistema longitudinal. Imbricaciones a mar y a tierra, segregación de clastos discoidales y redondos, megarripples, son algunos de los rasgos que evidencian el retrabajamiento del sedimento en la zona litoral. Desde el punto de vista de la acción de los agentes de cuenca, estos deltas fluviales con geometrías de tipo Gilbert se catalogarían dentro del grupo de deltas de oleaje.

Los trenes de olas procedían fundamentalmente del oeste, hacia donde estaba abierta esta bahía, produciendo retrabajamiento e imbricación de los clastos de la costa conglomerática hacia tierra, hacia el este. El comportamiento probablemente reflectivo de la costa no impediría que trenes de olas oblicuos a la misma generaran corrientes de deriva litoral. La irregular fisiografía de la costa en la zona favorecería este comportamiento disipativo de la misma y la migración de cuerpos de escala megarripples en los topsets deltaicos hacia el norte.

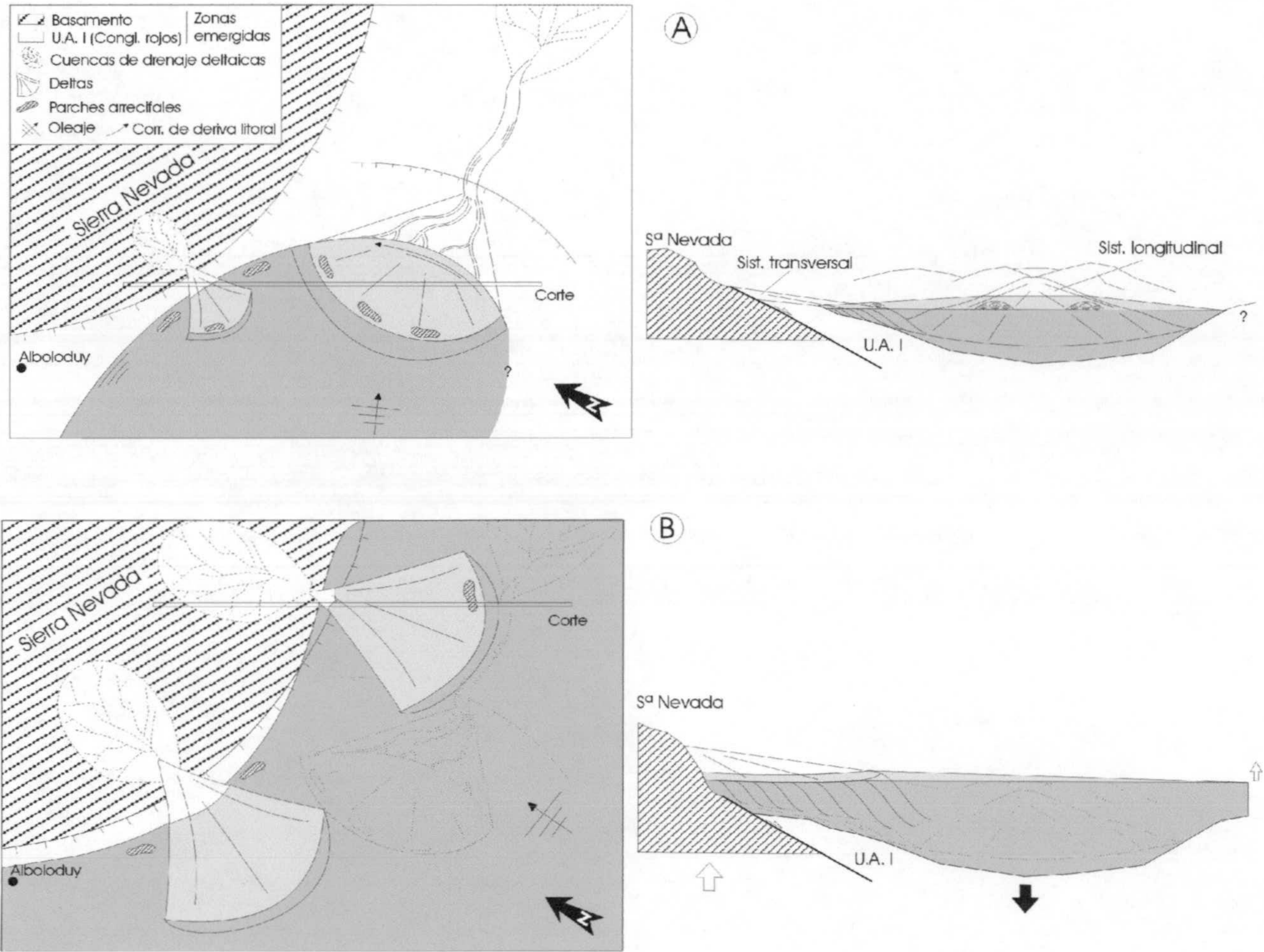


Fig. 83. Mapas y cortes paleogeográficos: A. Primera etapa: Golfo o bahía con desarrollo de dos sistemas deltaicos, deltas fluviales formando un sistema longitudinal y pequeños abanicos deltaicos formando un sistema transversal, B. Segunda etapa: Grandes abanicos deltaicos provenientes del basamento que forma Sierra Nevada, única zona emergida en el sector tras la extensión de la inundación marina.

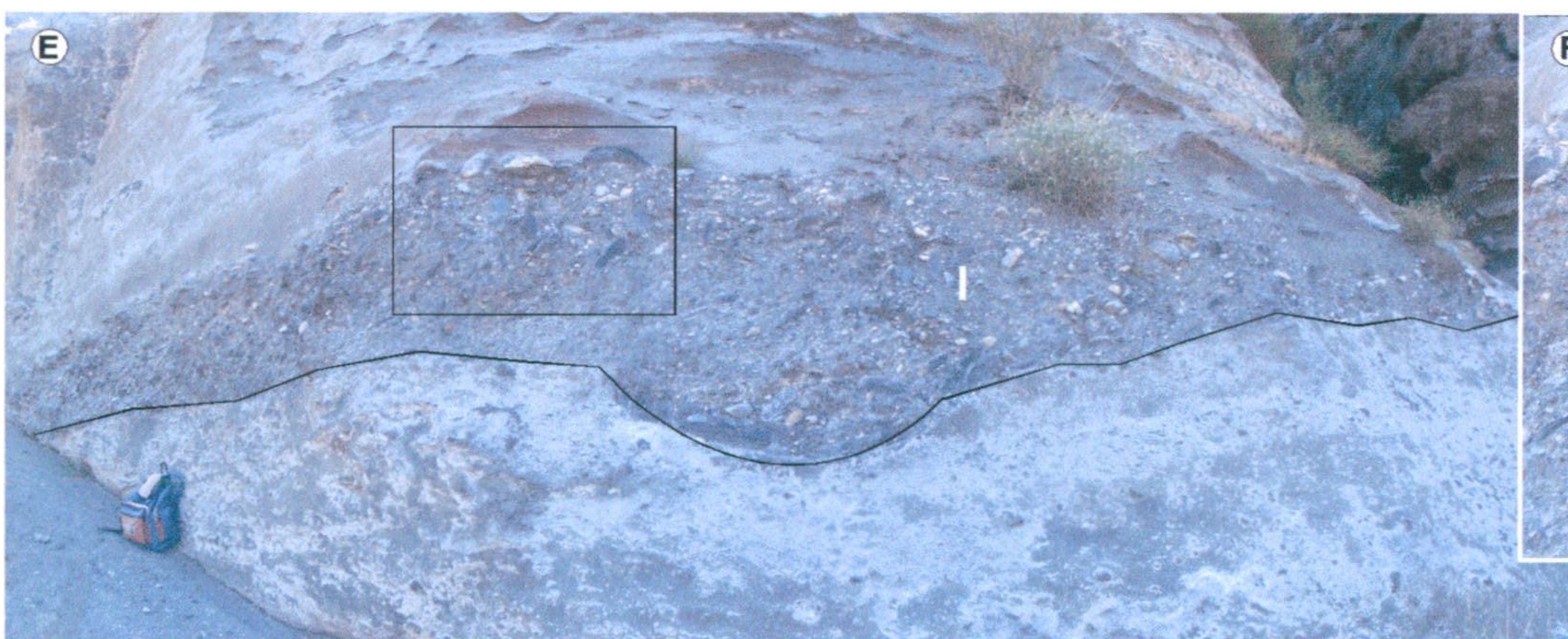
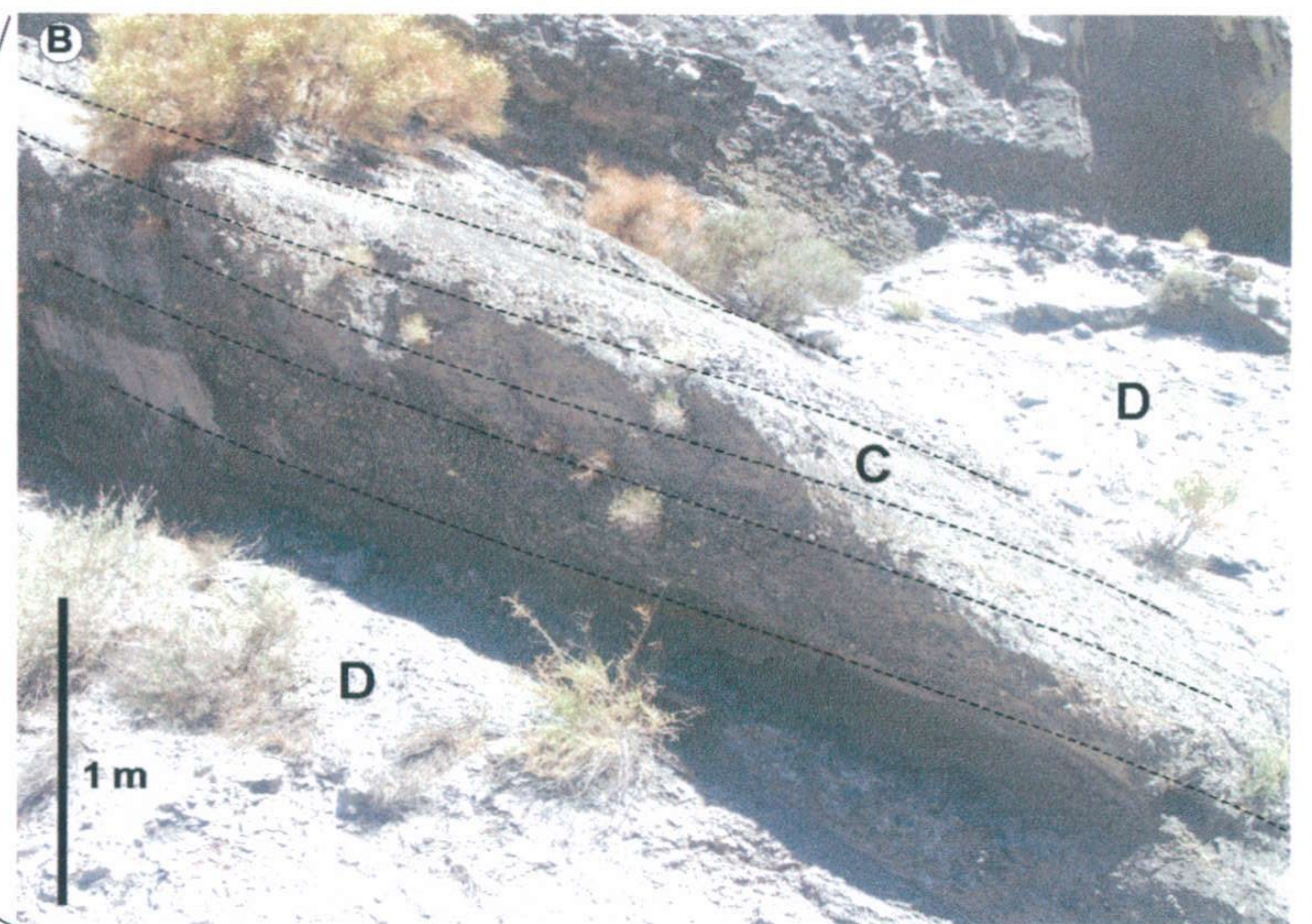
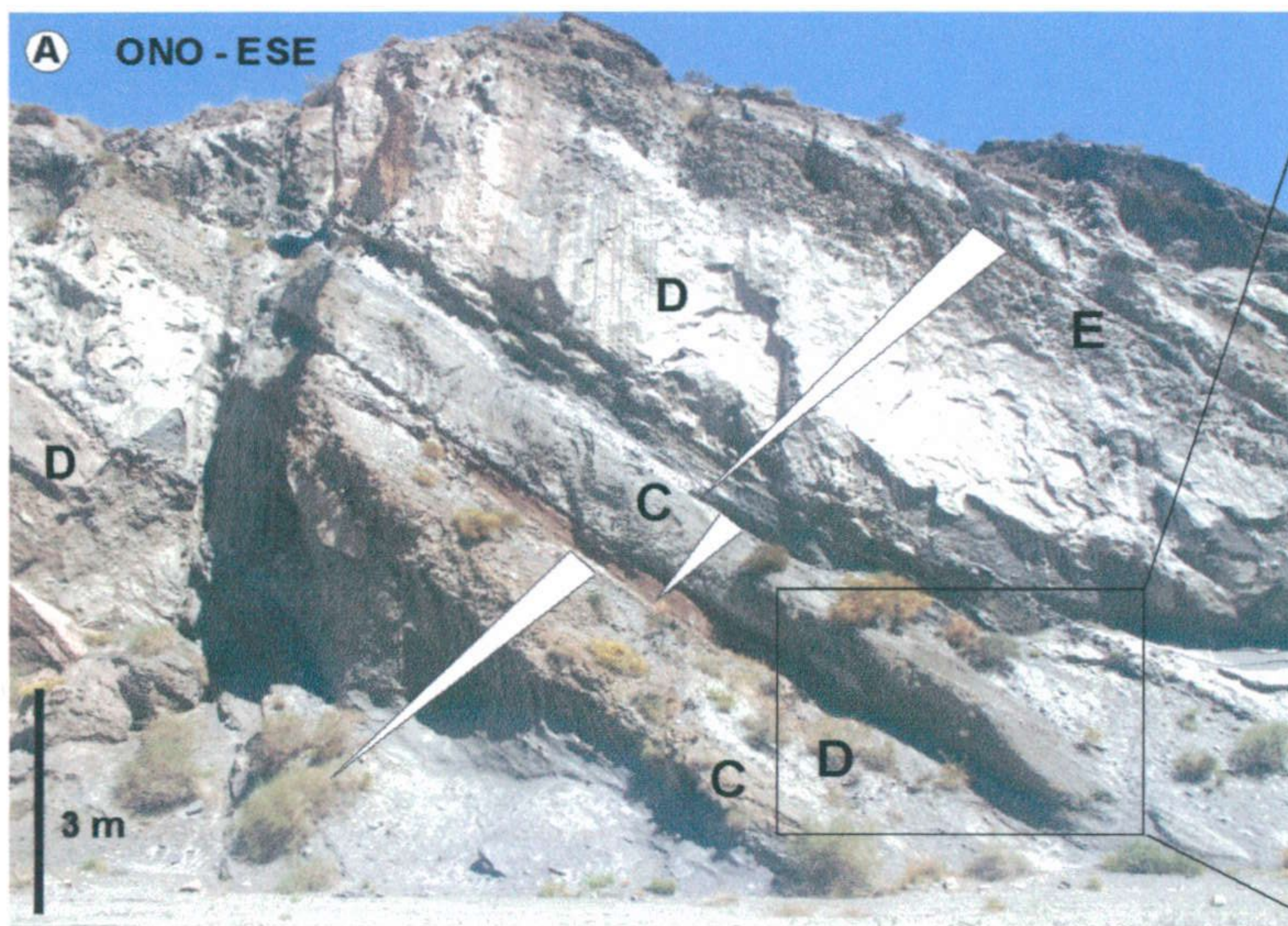


Lámina de fotos V. 1. A. Secuencias positivas de llanura costera limosa (D) y playa conglomerática (E) - barra de desembocadura (C), B. Detalle de una barra de desembocadura (C) entre facies finas (D), C y D. Clinoformas de la primera secuencia deltaica sobre la que colonizan parches arrecifales (L) en su extremo noroeste, E. Gully entre limos de frente deltaico distal-prodelta de la secuencia deltaica 1, F. Detalle del gully encuadrado en la foto E donde se observan los clastos redondos (cuarzitas) y planos (esquistos) muy inclinados configurando una cierta estratificación cruzada..

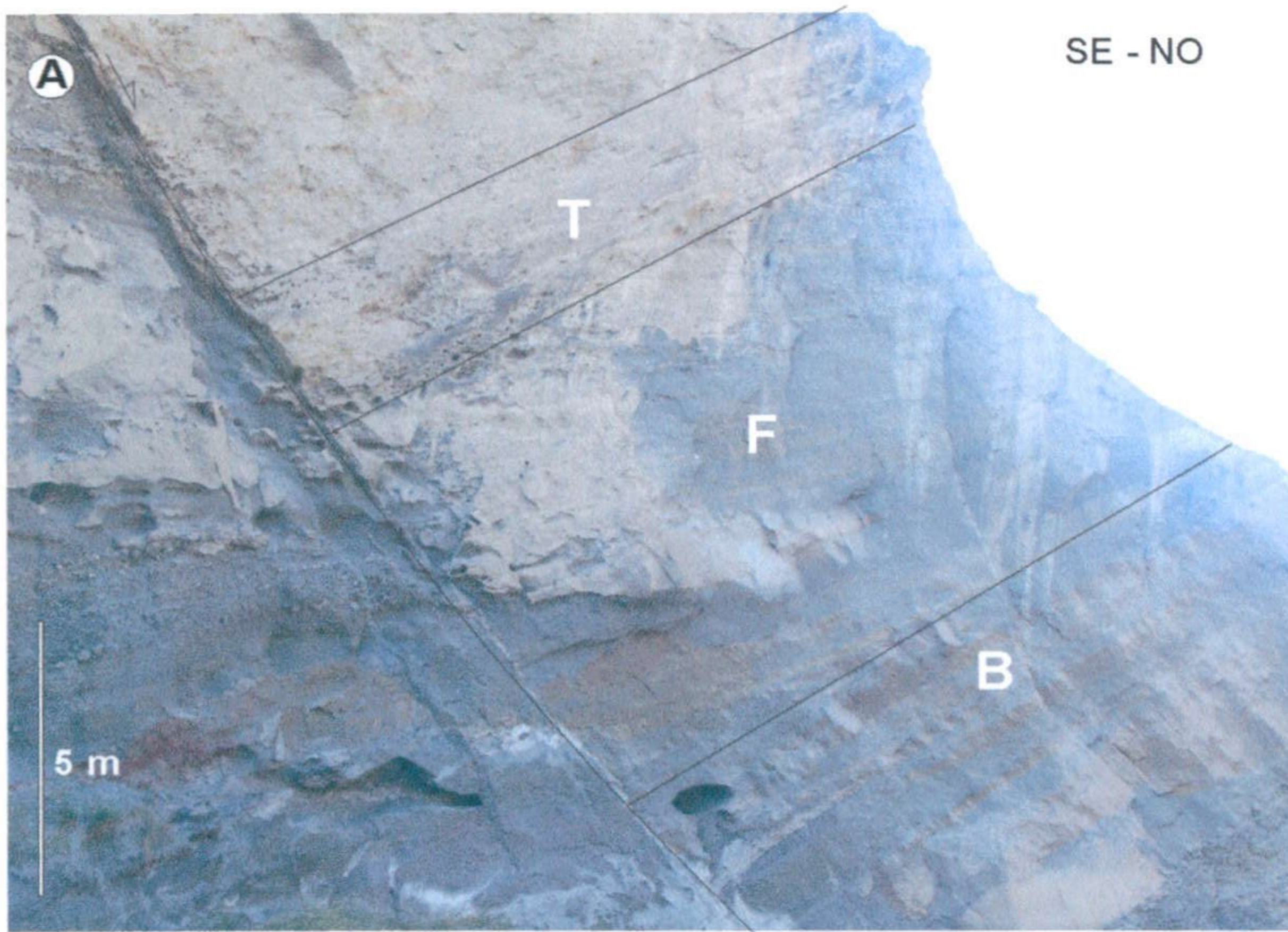


Lámina de fotos V. 2. A. Cliniformas oblicuo-tangenciales de la secuencia deltaica 2 (T - topset, F - foreset, B - bottomset), B. Secuencias negativas de playa conglomerática en el topset de la secuencia deltaica 2 (Zonación de la playa: 1: Zona de grandes discos y discos imbricados, 2: Zona de relleno), C. Detalle de la parte alta de las facies de playa conglomerática (zona de grandes discos y discos imbricados) en la que los clastos planares están imbricados hacia tierra (a la izquierda), D. Detalle de la parte media de las facies de playa conglomerática (Zona de grandes discos y discos imbricados) con segregación morfológica de clastos redondos (cuarcitas) y planares (esquistos) imbricados hacia tierra (a la izqu.), E. Colonias de algas rojas ramosas a techo de la secuencia deltaica 3, F. Niveles estromatolíticos entre facies finas de bahía interdistributaria en el topset de la secuencia deltaica 3.

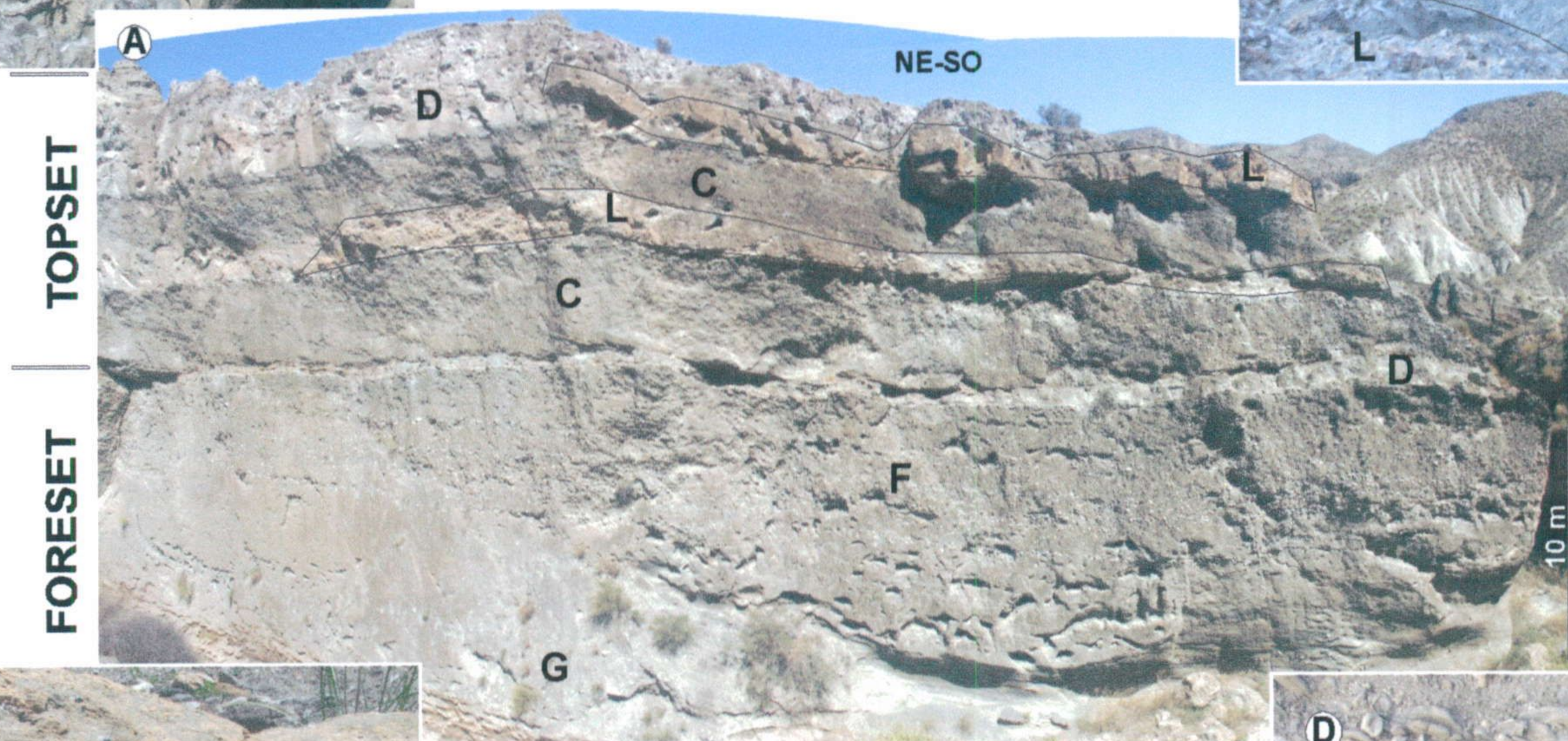
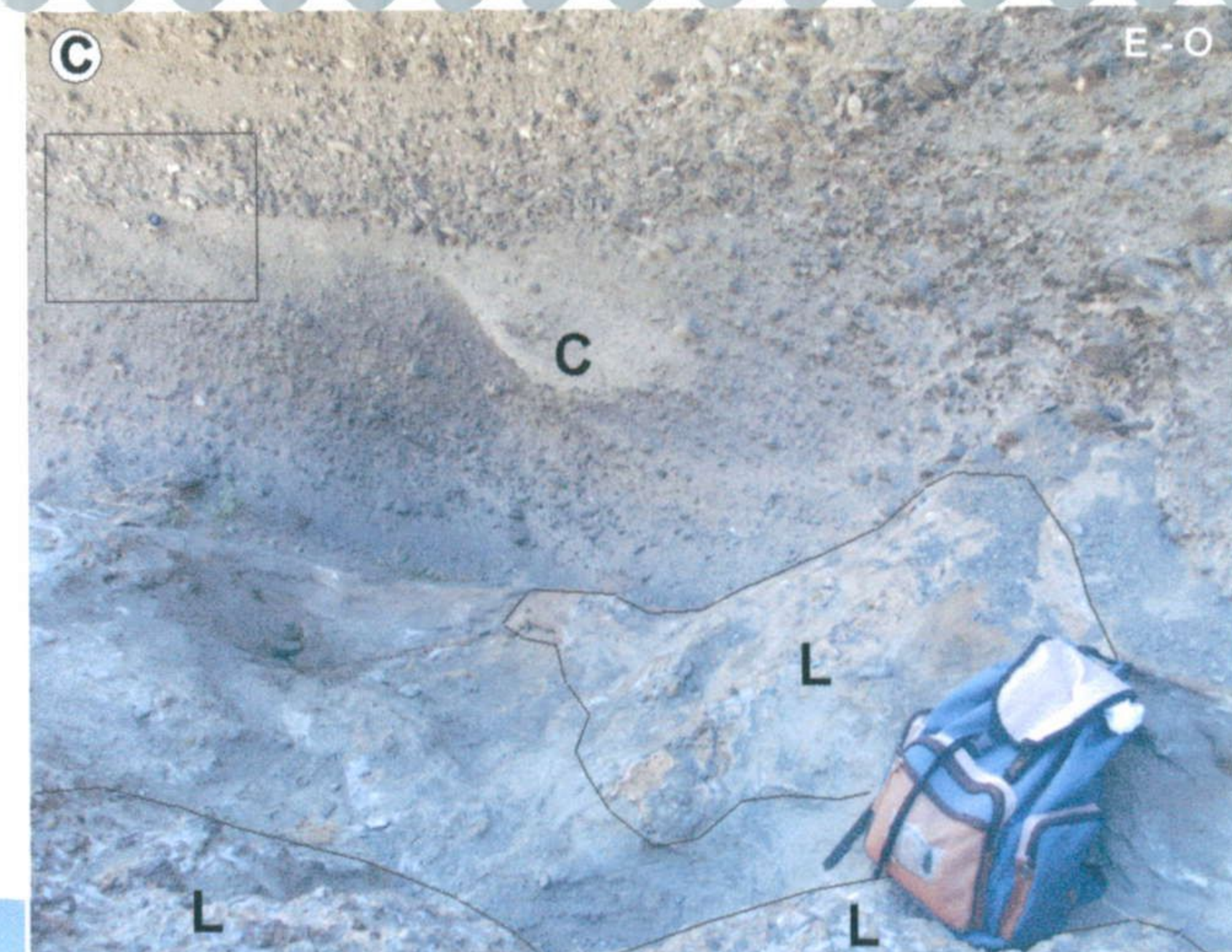


Lámina de fotos V. 3. A. Corte oblicuo al sentido de progradación de la secuencia deltaica 4 (prograda hacia el observador y a la derecha) en el que se señalan algunas de las facies del topset y foreset descritas en el texto (L: Arrecifes de coral -hay 2 arrecifes- y C: Barras de desembocadura, entre otras), **B.** El más alto estratigráficamente de los arrecifes de coral coloniza el sustrato blando formado por limos de bahía interdistributaria (D) del topset, **C.** Barra de desembocadura migrando sobre el primer parche arrecifal (L) (en un cuadro aparece situada la foto D), **D.** Detalle de la parte superior de la barra de desembocadura donde se reconocen las gradaciones positivas de los estratos cruzados y la imbricación hacia tierra (a la izquierda) de clastos planares (flecha), **E.** Acumulaciones de lamelibranquios en el foreset.



Lámina de fotos V. 4. A. Fotomosaico de la quinta y última secuencia deltaica afectada por fallas normales lístricas que hunden los bloques situados al oeste y con una gran superficie de discordancia angular, **B.** y **C.** Detalle de la discordancia angular (línea discontinua) que limita capas inclinada hacia el norte, por debajo, de capas inclinadas hacia el sur y concordantes con dicha superficie, por encima, **D.** Cuerpo de base erosiva con organización interna formada por estratificación cruzada inclinada contrapendiente, hacia la izquierda (H - backset), **E.** Grandes bloques a techo de secuencias de brechas con gradación negativa en la última secuencia deltaica (la flecha apunta a un bloque arrecifal).