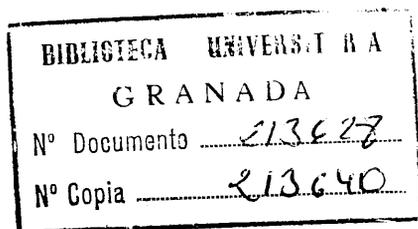


DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA
INSTITUTO ANDALUZ DE GEOLOGIA MEDITERRANEA

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL RELLENO
ALUVIAL DE LA CUENCA DE GUADIX
(CORDILLERAS BETICAS)**

CESAR VISERAS ALARCON

Tesis Doctoral



UNIVERSIDAD DE GRANADA

1991

Título: *Estratigrafía y Sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas).*

Autor: César Viseras Alarcón.

Año de aparición: 1.991

Imprime: Servicio de Reprografía de la Facultad de Ciencias.

Depósito Legal: GR-537-1991

I.S.B.N.: 84-600-7648-2

Tesis doctoral dirigida por el Dr. Juan Fernández Martínez (Universidad de Granada). Fue defendida el día 8 de Febrero de 1991, ante el tribunal formado por los Drs. J.A. Vera (Universidad de Granada), B.J. Bluck (Universidad de Glasgow, Reino Unido), M. Marzo (Universidad de Barcelona), P.A. Ruiz-Ortiz (Universidad de Granada), J. Rodríguez-Fernández (Instituto Andaluz de Geología Mediterránea, CSIC-Univ. Granada) y C. Puigdefábregas (Servicio Geológico, Generalidad de Cataluña). Obtuvo la calificación de Apto "cum laude" por unanimidad.

Esta Tesis constituye parte de los resultados del Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía nº 4085 *Análisis y Dinámica de Cuencas: aspectos sedimentológicos y tectónicos*.

El ejemplar original incluye anexos que corresponden a perfiles estratigráficos de detalle y cartografía geológica a escala 1:50.000 de la Cuenca de Guadix que el autor tiene a disposición de cualquier interesado.

A María Luisa

INDICE

Resumen.....	7
<i>Abstract</i>	11
Agradecimientos.....	15
1. INTRODUCCION.....	17
1.1. Objetivos.....	17
1.2. Encuadre geográfico.....	19
1.3. Metodología de estudio.....	21
1.4. Antecedentes.....	23
2. ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL.....	25
2.1. Contexto geológico general.....	27
2.2. Límites espacio-temporales de la cuenca.....	30
2.2.1. Individualización de la cuenca sedimentaria y conexión con otras.....	30
2.2.2. Relación con la Cuenca de Baza.....	30
2.3. Breves notas sobre el Mioceno infrayacente.....	32
2.3.1. El borde SO.....	33
2.3.2. Otros afloramientos tortonienses.....	34
2.3.3. El Mioceno de Gor.....	34
3. ESTRATIGRAFIA.....	37
3.1* Cuestiones nomenclaturales.....	39
3.1.1. Nomenclaturas estratigráficas.....	39
3.1.2. Escalas cronoestratigráficas.....	42
3.1.2.1. Diferentes cronologías.....	42
3.1.2.2. Escala cronoestratigráfica utilizada.....	44

3.2. Diferenciación de unidades.....	46
3.2.1. Discontinuidades, rupturas sedimentarias y unidades. Tipología y categorías.....	47
3.2.2. Rupturas sedimentarias y cambios de facies. Reconocimiento de niveles isocronos.....	51
3.2.3. Diferenciación de unidades en la Cuenca de Guadix: criterios.....	53
3.3. Relación entre unidades litoestratigráficas y unidades tectosedimentarias o secuencias	58
3.3.1. Formaciones previamente definidas.....	58
3.3.2. Unidades tectosedimentarias definidas en este trabajo.....	61
3.3.3. Equivalencias entre formaciones y unidades tectosedimentarias.....	64
3.4. Arquitectura estratigráfica de la cuenca.....	66
3.4.1. Geometría de las diferentes unidades.....	66
3.4.2. Conjuntos sedimentarios diferenciados en cartografía.....	70
3.4.3. Edad de las unidades.....	76
3.5. Unidad inferior (UTS 1).....	82
3.5.1. La Formación Río Gor.....	82
3.5.2. Individualización respecto al resto del relleno continental.....	86
3.5.3. Algunas precisiones sobre su posición estratigráfica.....	88
3.5.4. Significado de la Formación Río Gor en el contexto general de evolución de la cuenca.....	90
3.6. Unidad intermedia (UTS 2).....	91
3.6.1. Esquema estratigráfico.....	91
3.6.2. Diferenciación de sistemas de drenaje.....	94
3.6.2.1. Rasgos sedimentológicos.....	95
3.6.2.2. Rasgos composicionales.....	97
3.6.2.2.1. Mineralogía de finos.....	99
3.6.2.2.2. Petrología de los clastos.....	101
3.6.3. Relación genética entre sedimentos fluviales y lacustres.....	101
3.7. Unidad superior (UTS 3).....	105
3.7.1. Distribución y esquema estratigráfico.....	105
3.7.2. Influencia de los cambios climáticos.....	108
3.7.3. Sobre el nivel de colmatación.....	109
3.8. Depósitos y rasgos morfológicos recientes.....	111
3.8.1. El glacis antiguo y su relación con el relleno de la cuenca.....	113
3.8.2. El glacis reciente.....	116
3.8.3. Las terrazas fluviales.....	118
3.9. Correlación estratigráfica con otras cuencas.....	119

4. SEDIMENTOLOGIA DE LOS CONJUNTOS ALUVIALES.....	123
4.1. Análisis de facies simples.....	125
4.2. Categorías de secuencias y de elementos arquitecturales.....	129
4.3. Análisis de paleocorrientes. Cuestiones preliminares.....	133
4.4. Unidad inferior (UTS 1).....	135
4.4.1. Elementos arquitecturales de orden 2.....	135
4.4.1.1. Asociación A.....	137
4.4.1.2. Asociación B.....	139
4.4.1.3. Asociación C.....	142
4.4.1.4. Asociación D.....	145
4.4.2. Elementos arquitecturales de orden superior.....	145
4.4.3. Análisis de paleocorrientes.....	147
4.4.3.1. Distribución del vector principal.....	147
4.4.3.2. Análisis del ángulo de dispersión.....	147
4.4.4. Modelo sedimentario.....	149
4.5. Unidad intermedia (UTS 2).....	150
4.5.1. Análisis de paleocorrientes.....	151
4.5.1.1. Distribución del vector principal.....	151
4.5.1.2. Análisis del ángulo de dispersión.....	154
4.5.2. Sistema transversal bético.....	155
4.5.2.1. Elementos arquitecturales de orden 2.....	157
4.5.2.1.1. Sector 1.....	157
4.5.2.1.2. Sector 2.....	161
4.5.2.1.3. Sector 3.....	163
4.5.2.1.4. Sector 4.....	166
4.5.2.1.5. Sector 5.....	169
4.5.2.2. Elementos arquitecturales de orden 3.....	171
4.5.2.3. Elementos arquitecturales de orden 4.....	172
4.5.2.4. Modelo sedimentario.....	177
4.5.2.4.1. Caracteres generales.....	177
4.5.2.4.2. Evolución del modelo y desarrollo de secuencias.....	179
4.5.2.4.3. Mecanismo desencadenante del sistema.....	184
4.5.2.4.4. Evolución proximal-distal de formas del lecho. El GDA.....	186
4.5.2.4.5. Aplicación del modelo a la sección analizada.....	192

4.5.3. Sistema longitudinal.....	200
4.5.3.1. Elementos arquitecturales de orden 2.....	200
4.5.3.1.1. Sector 1.....	201
4.5.3.1.2. Sector 2.....	202
4.5.3.1.3. Sector 3.....	207
4.5.3.2. Elementos arquitecturales de orden superior.....	212
4.5.3.3. Modelo sedimentario.....	213
4.5.4. Sistema transversal subbético.....	217
4.5.4.1. Elementos arquitecturales de orden 2.....	220
4.5.4.1.1. Sector 1.....	221
4.5.4.1.2. Sector 2.....	222
4.5.4.1.3. Sector 3.....	225
4.5.4.1.4. Sector 4.....	230
4.5.4.2. Elementos arquitecturales de orden 3.....	231
4.5.4.3. Elementos arquitecturales de orden 4.....	237
4.5.4.4. Modelo sedimentario.....	238
4.6. Unidad superior (UTS 3).....	239
4.6.1. Análisis de paleocorrientes.....	240
4.6.1.1. Distribución del vector principal.....	240
4.6.1.2. Análisis del ángulo de dispersión.....	240
4.6.2. Elementos arquitecturales de orden 2.....	241
4.6.2.1. Sector 1.....	241
4.6.2.2. Sector 2.....	244
4.6.3. Elementos arquitecturales de ordenes superiores.....	246
4.6.4. Modelo sedimentario y relación con su antecesor.....	247
5. RELACIONES TECTONICA-SEDIMENTACION.....	251
5.1. Principales rasgos tectónicos.....	254
5.1.1. Escalas de observación.....	254
5.1.2. Análisis de la orientación principal de las estructuras.....	255
5.1.2.1. Análisis a mesoescala.....	255
5.1.2.2. Análisis a macroescala.....	256
5.1.2.3. Interpretación de resultados.....	258
5.1.3. Integración de resultados a escala regional. Marco tectónico.....	261
5.2. Control tectónico sobre la sedimentación	265
5.2.1. La compartimentación de la cuenca.....	265
5.2.2. Principales eventos tectónicos en la historia de la cuenca continental: categorías.....	267

5.2.3. Control tectónico continuado.....	269
6. ANALISIS DE CUENCA: DINAMICA EVOLUTIVA DEL CONJUNTO CONTINENTAL.....	273
6.1. Geometría de los cambios de facies.....	275
6.1.1. Tendencias generales. Evolución temporal.....	276
6.1.2. Factores condicionantes de la geometría.....	278
6.2. Evolución espacio-temporal de la tasa de sedimentación.....	283
6.3. Analogías y diferencias con la depresión actual.....	288
6.4. Causas del origen, desarrollo y declive de la sedimentación continental en la cuenca.....	292
6.4.1. Relación del conjunto continental con el Mioceno marino infrayacente..	292
6.4.2. Origen de la cuenca continental.....	300
6.4.3. Causas de la transformación entre las unidades 2 y 3.....	301
6.4.4. Final de la sedimentación y transformación de la cuenca deposicional en ámbito erosivo.....	303
7. CONCLUSIONES.....	311
Referencias.....	314

RESUMEN

La Cuenca continental de Guadix ocupa una parte del sector central de las Cordilleras Béticas (España) sobre el contacto entre las Zonas Internas y Externas de la cadena (dominio cortical de Alborán y paleomargen Sudibérico, respectivamente). Parcialmente coincide con la posición de una cuenca marina Tortoniense, si bien debe considerarse como una nueva depresión, estructurada en tiempo Ventiense (Messiniense) por la intersección de dos juegos de fracturas de orientación N-30-40-O y N-20-40-E (que además llegan a subdividir la depresión en al menos tres sectores). La actividad sinsedimentaria en estos juegos de fracturas más la reactivación de algunas fallas más antiguas de dirección N-60-70-E va a controlar de manera importante la evolución de la cuenca.

El relleno continental puede ser dividido en tres unidades estratigráficamente superpuestas y limitadas por superficies que suponen el reflejo de eventos tectónicos reconocibles a escala de toda la cuenca. Constituyen por tanto conjuntos que pueden ser denominados unidades tectosedimentarias (UTSs). Por orden de antigüedad, la UTS 1 corresponde a la Formación Río Gor y las UTSs 2 y 3 están ocupadas por las Formaciones Guadix y Gorafe-Huélago, de origen aluvial y lacustre, respectivamente y que cambian de facies entre sí.

La UTS 1 se desarrolla entre el Tortoniense terminal y el Ventiense terminal (probablemente durante tiempo Ventiense) y supone la respuesta a la estructuración tectónica que condiciona la brusca retirada del mar de la cuenca Tortoniense. Los depósitos más característicos corresponden a conos de deyección de escasa progradación hacia zonas centrales. Esta etapa de compensación de relieves culmina con el desarrollo de una superficie de glacis que en los márgenes de la nueva cuenca afecta a los materiales Tortonienses e incluso localmente a los propios sedimentos brechoides de la Formación Río Gor.

El inicio del depósito de la UTS 2 se produce por fallamiento de la citada superficie de enrase Ventiense y se extiende desde el Ventiense terminal hasta el Villafranquiense, comprendiendo, esencialmente el Plioceno inferior (Rusciniense). Para esta unidad se deduce un esquema de arquitectura estratigráfica consistente en dos sistemas aluviales transversales al eje de cuenca (sistemas transversales bético y subbético) y un sistema axial, que en

determinadas áreas es ocupado por ambientes lacustres, al quedar el drenaje obstruido por la progradación de los sistemas transversales.

El estudio sedimentológico de los materiales aluviales que rellenan la cuenca permite diferenciar un total de 24 tipos de litofacies simples y cuatro categorías de elementos arquitecturales de rango inferior a la UTS, cuyo análisis conduce a la elaboración de un modelo sedimentario para cada uno de los sistemas aluviales diferenciados.

El sistema transversal bético está compuesto por un conjunto de extensos abanicos aluviales sobre los que transcurre una red de canales de baja sinuosidad donde se diferencia una zona de canal principal y zonas de canales de cortejo. El desplazamiento según un movimiento pendular de este entramado sistema de canales sobre la superficie de los aparatos cónicos, desarrolla una serie de secuencias FTU, de características distintas según la posición paleogeográfica del cono que se analice.

El sistema fluvial axial o longitudinal transcurre de S a N según tres direcciones principales SE-NO, SSO-NNE y N-60-70-E con un marcado control tectónico. Corresponde en su región más proximal (comarca del Marquesado) a un sistema de abanicos aluviales que evolucionan en un corto espacio a un ambiente fluvial de tipo meandriforme de tamaño de grano grueso.

El sistema transversal subbético ha sido analizado en detalle en el sector septentrional de la cuenca, donde corresponde a un complejo de tipo abanico deltáico lacustre. La geometría de los elementos arquitecturales de distinto orden permite hacer inferencias sobre la dinámica de oscilaciones del nivel del lago.

El análisis de la geometría de los cambios de facies entre los distintos conjuntos sedimentarios y la variación en la posición del sistema longitudinal indican un claro desplazamiento del eje de la cuenca hacia el margen subbético a lo largo del desarrollo de la segunda UTS (dinámica que se ve acentuada en la tercera). Este hecho se explica en base a un progresivo aumento en la relación aportes/subsidencia en el margen bético (Sierra de Baza) respecto al margen subbético.

Igualmente, la particular geometría de cambios de facies en la segunda UTS respecto a la tercera, así como el hecho de que se den las mayores tasas de sedimentación de toda la historia de la cuenca y se acumule el mayor volumen de materiales continentales, puede tener relación con la situación de ascenso del nivel del mar en el Mediterráneo para el tiempo de desarrollo de la UTS 2.

La aparición de la tercera UTS (Villafranquiense superior - Pleistoceno) supone un descenso brusco en la tasa de subsidencia, constituyendo en parte una unidad de compensación del relieve resultante de la paleogeografía de la unidad anterior. En la mayor parte de la cuenca presenta una relación de solapamiento expansivo respecto a la UTS 2, aunque localmente la UTS 3 pudo no desarrollarse.

El esquema de arquitectura estratigráfica para la UTS 3 probablemente es similar al descrito para la UTS 2, si bien, las importantes oscilaciones climáticas que tienen lugar durante el tiempo de su desarrollo (alternancia de períodos glaciares e interglaciares) implicaron notables variaciones en la extensión de las áreas lacustres y en la actividad relativa de los distintos sistemas aluviales. En este sentido se acentúa aún más el incremento en la relación aportes/subsidencia en el sistema transversal bético, con lo que se produce un fenómeno generalizado de coalescencia entre los distintos abanicos, que pasan a constituir un característico sistema de llanura trenzada que puede llegar a progradar hasta el margen subbético.

Tras el desarrollo generalizado de una superficie de glacis que aparentemente aparece con posterioridad al período glacial Würmiense (hace unos 11-12.000 años) la cuenca probablemente comienza a involucrarse en un proceso de levantamiento de un sector de la Cordillera y pasa a ser capturada por el río Guadalquivir. A partir de este momento y hasta la actualidad la antigua cuenca sedimentaria se constituye en un dominio fundamentalmente erosivo que forma parte del actual área fuente del Océano Atlántico.

1. The first part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

2. The second part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

3. The third part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

4. The fourth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

5. The fifth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

6. The sixth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

7. The seventh part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

8. The eighth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

9. The ninth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

10. The tenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

11. The eleventh part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

12. The twelfth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

13. The thirteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

14. The fourteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are listed below each name.

ABSTRACT

The Guadix continental basin is situated in the central area of the Betic Cordilleras (Spain) on the contact between External and Internal Zones. It partially coincides with a Tortonian marine basin, but it has to be considered as a new basin developed in Ventian (Messinian) time because of the intersection of two fault systems (N-30-40-W, N-20-40-E), which also divide the basin in at least three sectors. The evolution of the basin is controlled by the synsedimentary activity of these systems and the reactivation of some N-60-70-E older faults.

The continental infilling can be divided in three stratigraphically superposed units which formed as a response to tectonic events and are limited by basin wide recognizable surfaces. So, these units can be called tectonosedimentary units (TSUs). In a chronological order, TSU 1 corresponds to Rio Gor Formation, and TSUs 2 and 3 to Guadix and Gorafe-Huelago Formations (alluvial and lacustrine, respectively) related to each other by change of facies surfaces.

TSU 1 was developed between the end of Tortonian and the end of Ventian time (so, it must be Ventian in age) and it represents response to the tectonic activity at the end of Tortonian which resulted the sea to be retreated from the basin. The most characteristic sedimentary bodies are small debris cones with not much progradation towards the center of the basin. This stage of uplift and subsidence finished with the development of a glacis-type peneplanation surface which cut the margins of the basin to the Tortonian marine deposits and even locally the breccia deposits of the Rio Gor Formation.

The beginning of the TSU 2 was produced by faulting of that Ventian peneplanation surface. It developed between the end of Ventian and lower part of Villafranchian, being therefore basically lower Pliocene (Ruscinian) in age. The stratigraphic architecture for the second unit is composed by two alluvial systems transverse to the basin axis (betic and subbetic transverse systems) and an axial system which is fluvial but locally replaced by lacustrine environments when the drainage is obstructed as a result of the transverse system progradation.

The sedimentological study of the alluvial sediments allows us to mark out 24 different lithofacies and 4 architectural elements categories of inferior rank than TSUs. This analysis allows us to elaborate a proposal of sedimentary model for every alluvial system.

The betic transverse system is composed of a set of big alluvial fans built up by

low sinuosity channels networks where the main channel and the entourage channels zones can be distinguished. The lateral migration with a pendulum-like movement of the channel system is responsible of the developing of a set of FTU cycles in every fan which are different depending on the situation on the cone.

The longitudinal (axial) fluvial system points northwards with three tectonically controlled orientations (SE-NW, SSW-NNE and N-60-70-E). It is composed of a set of alluvial fans (proximal region) evolving in a very short distance to a coarse grained meandering system.

The subbetic transverse system has been studied in the northern part of the basin where it corresponds to a lacustrine fan delta complex. Geometrical characteristics of the architectural elements are used to determine the dynamics of lake level changes.

The geometry of change of facies surfaces and the movement of the longitudinal system show a clear displacement of the basin axis towards the subbetic margin in the second TSU which is even stronger in the third one. That is related with a progressive increasing in the sediment supply/subsidence increasing in the betic margin (Sierra de Baza) with respect to the subbetic margin. The TSU 2 represents the most important volume of continental sediments and this could be related to the Mediterranean sea level rising during the time of its development.

The appearance of TSU 3 (upper Villafranchian - Pleistocene) points to a sudden fall in subsidence rates. So, it can be partially considered as a unit of compensation of the relief resulting from the paleogeography of the second TSU. TSU 3 is related with TSU 2 by an onlap geometry in the most of the basin.

The sketch of stratigraphic architecture for TSU 3 can be probably similar to TSU 2 but the very important climatic changes during its development provoked the appearance of remarkable variations in the extension of lacustrine areas and relative activity of the different alluvial systems. So, the progressive increase in the sediment supply/subsidence ratio in the betic transverse system is emphasized and a general process of coalescence of fans is produced allowing the development of a characteristic braid plain system.

After the development of a glaciais surface probably postglacial (11-12.000 years b.p.) the basin is involved in a process of uplift of a part of the Cordillera and it becomes captured by the Guadalquivir River. Since then the basin has become an erosive domain which is now a part of the source area of Atlantic basin.

AGRADECIMIENTOS

Quiero mostrar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones cuya contribución más o menos directa ha permitido la realización de este trabajo:

- En primer lugar al Dr. J. Fernández. Su grado de compromiso en este trabajo ha ido mucho más lejos del estricto papel de director, sus propias ideas y su propio esfuerzo personal están reflejados aquí.

- Al Dr. J. A. Vera, experto conocedor de la cuenca, por su inestimable asesoramiento materializado en la revisión de los aspectos estratigráficos de esta investigación.

- Al Prof. B. J. Bluck, que siempre mostró un manifiesto interés en mi trabajo, contribuyendo no solo con la aportación de interesantes ideas sino también como un amigo entrañable durante los meses transcurridos en Glasgow.

- Al Dr. J. Rodríguez-Fernández, con quien he tenido la oportunidad de mantener prolongadas (y a veces acaloradas) discusiones que sin lugar a dudas han beneficiado en gran medida la calidad de este trabajo.

- Al Dr. C. Sanz de Galdeano, quien se prestó amablemente a la revisión de los aspectos tectónicos implicados en esta investigación.

- A los Drs. E. Martín-Suárez, A. Martín Penela, A. Ruiz Bustos, M. Freudenthal, F. Serrano y al Sr. J. A. Martín Pérez, sin cuyo asesoramiento y participación directa en materia de cronoestratigrafía, la realización de este trabajo habría sido imposible.

- A los Drs. E. Sebastián, N. Velilla y A. Díaz de Federico, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, por su contribución en las determinaciones composicionales.

- A J. Soria (Universidad de Alicante) con quien he compartido intensas jornadas de campo que han servido para contrastar tantos datos.

- A P. Zubiaur y F. Medina (CAM), M. del Valle, R. Torcal y F. Nieto (SGOP), A. Pérez-Sánchez (OFITECO), N. Cuéllar (RENASA) y C. Herrera (ITGE), quienes han facilitado interesantes datos inéditos.

- A los Drs. F. Delgado y A.P. Jiménez, compañeros de departamento, que aportaron interesantes datos.

- Al resto de mis compañeros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada, y del Instituto Andaluz de Geología Mediterránea, por su estímulo constante, y muy especialmente a los Drs. J. A. Vera y A. C. López-Garrido, directores de los respectivos centros, que hicieron de estos, agradables lugares de trabajo. Mi cordial gratitud para a A. Guerra, J. Hernández, G. Barragán y A. Pascual, compañeros doctorandos del Grupo de Trabajo Análisis y Dinámica de Cuencas, en los que siempre he encontrado ánimo e interés por mi trabajo.

- A P. García, I. Sánchez y J. C. Jiménez, estudiantes de Ciencias Geológicas y vecinos de la Comarca de Guadix con quienes he compartido amistosas jornadas de campo.

- Mi más especial gratitud a María Luisa Calvache, mi incondicional compañera que ha puesto tanto en esto.

- A mis padres y hermanos en quienes he encontrado siempre apoyo personal y particularmente a Javier, por su participación en las labores de montaje de esta memoria.

- Finalmente al anónimo contribuyente español que ha permitido al M^o de Educación y Ciencia, CSIC, CAICYT y DGICYT disponer de los fondos para la concesión de la beca FPI, acción integrada 54/159, y proyectos 84-0079-C04-03 y PB-88-059 con los que se ha financiado esta investigación. También ha participado el contribuyente británico a través de la beca concedida por la *Royal Society* para estancia en el Reino Unido.

1. INTRODUCCION

1. INTRODUCCION

1.1. OBJETIVOS

La Cuenca de Guadix reúne unas condiciones de excepción dentro del ámbito de las Cordilleras Béticas para el estudio del relleno continental final que ocupa la mayor parte de las depresiones emergidas. La potencia de sedimentos es lo suficientemente importante y el registro sedimentario lo bastante completo como para constatar los principales eventos geológicos, al tiempo que la erosión reciente permite el acceso directo a un volumen considerable del total de los materiales acumulados en la cuenca. Por esta circunstancia, la Cuenca de Guadix ha sido objeto de diversos trabajos de carácter regional.

Sin embargo, el estado actual de conocimiento de la geología de la Cordillera requiere un enfoque nuevo en el análisis de las cuencas, en el que se enfatice sobre aquellos aspectos que pueden contribuir de modo más directo a la reconstrucción global de la historia geológica de la cadena. Más concretamente, y bajo esta óptica, se realiza este trabajo, en el que se persiguen objetivos de tres tipos: estratigráficos, sedimentológicos y de análisis de cuenca.

Desde el punto de vista estrictamente estratigráfico los objetivos que se persiguen son:

- Elaboración de una arquitectura estratigráfica apoyada en la división del conjunto continental en base a aquellas superficies que sean el reflejo de eventos que tengan

un carácter más regional.

- Análisis de las características geométricas y ubicación en el tiempo de cada una de estas unidades y las superficies que las limitan.
- Delimitación dentro de cada unidad estratigráfica de conjuntos sedimentarios diferenciables, determinación de su significado y análisis de las relaciones espaciales y genéticas entre ellos.
- Elaboración de una cartografía de detalle que sintetice el resto de los datos que se han enumerado.

Con una óptica fundamentalmente sedimentológica se va a pretender en esta investigación una aproximación al funcionamiento sedimentológico de cada uno de los conjuntos de origen aluvial diferenciados dentro de las unidades estratigráficas, y más concretamente para cada sistema:

- Establecimiento de 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 las facies sedimentarias y de sus asociaciones, según las distintas escalas diferenciadas en la jerarquización.
- Integración sucesiva de los fenómenos deducidos para las distintas escalas en esquemas de funcionamiento de mayor rango y en definitiva elaboración de modelos sedimentarios que den cabida a los procesos deducidos en las distintas escalas del análisis de facies.
- Establecimiento de criterios que permitan la generalización de los modelos sedimentarios elaborados para abrir las posibilidades de su aplicación a otros ejemplos de similares características.

Desde el punto de vista del análisis de cuenca, se persigue la integración de los datos estratigráficos, y sedimentológicos, contrastados con rasgos tectónicos para la elaboración de un esquema de dinámica evolutiva de la cuenca continental. Más concretamente, se pretende abordar:

Análisis de las superficies de cambios de facies entre los distintos sistemas sedimentarios, con énfasis en su geometría y tendencias de evolución.

- Establecimiento de un esquema de evolución espacio-temporal de la tasa de sedimentación y de las causas condicionantes.
- Análisis comparativo entre la paleogeografía de distintos momentos de evolución de la cuenca desde su inicio como área de sedimentación continental hasta la actualidad.
- Determinación de las principales causas y el papel concreto jugado por cada uno de los factores que controlan el inicio y desarrollo de la sedimentación continental en la cuenca, así como la transformación en la situación erosiva actual, y en definitiva, integración de la evolución general de la cuenca y principales eventos reconocibles en su relleno en el contexto general de la historia reciente de la Cordillera Bética.

1.2. ENCUADRE GEOGRAFICO

La región sobre la que se realiza este estudio se conoce con el nombre de Hoya de Guadix, y se sitúa en el sector septentrional de la provincia de Granada (fig. 1.1). Se trata de un área intramontañosa, físicamente rodeada al S por los relieves de Sierra Nevada (3.482 m), al E por Sierra de Baza (2.271 m) y el Jabalcón (1.494 m), al N por las estribaciones meridionales de las Sierras del Pozo (2.028 m) y Castril (1.987 m), al NO por el relieve del Mencil (1.447 m) y la comarca de los Montes Orientales, en tanto que en el sector más al O el relieve más elevado lo constituye Sierra Harana (1.943 m). Entre los macizos de Sierra de Castril y Jabalcón, existe una amplia área de conexión (próxima a 20 km) con la vecina Hoya de Baza.

Más concretamente, el área que se ha cartografiado (contenida en las hojas 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional números 970, 971, 992, 993, 1010 y 1011), tiene por el S, O y NO los mismos límites naturales de la depresión geográfica. Por el NE alcanza hasta el límite donde se sitúa la presa del embalse del Negratín, realizada sobre el río Guadiana Menor. No obstante, el análisis que aquí se presenta incluye muchos datos referentes a sectores no incluidos en la cartografía y situados en posiciones más orientales.

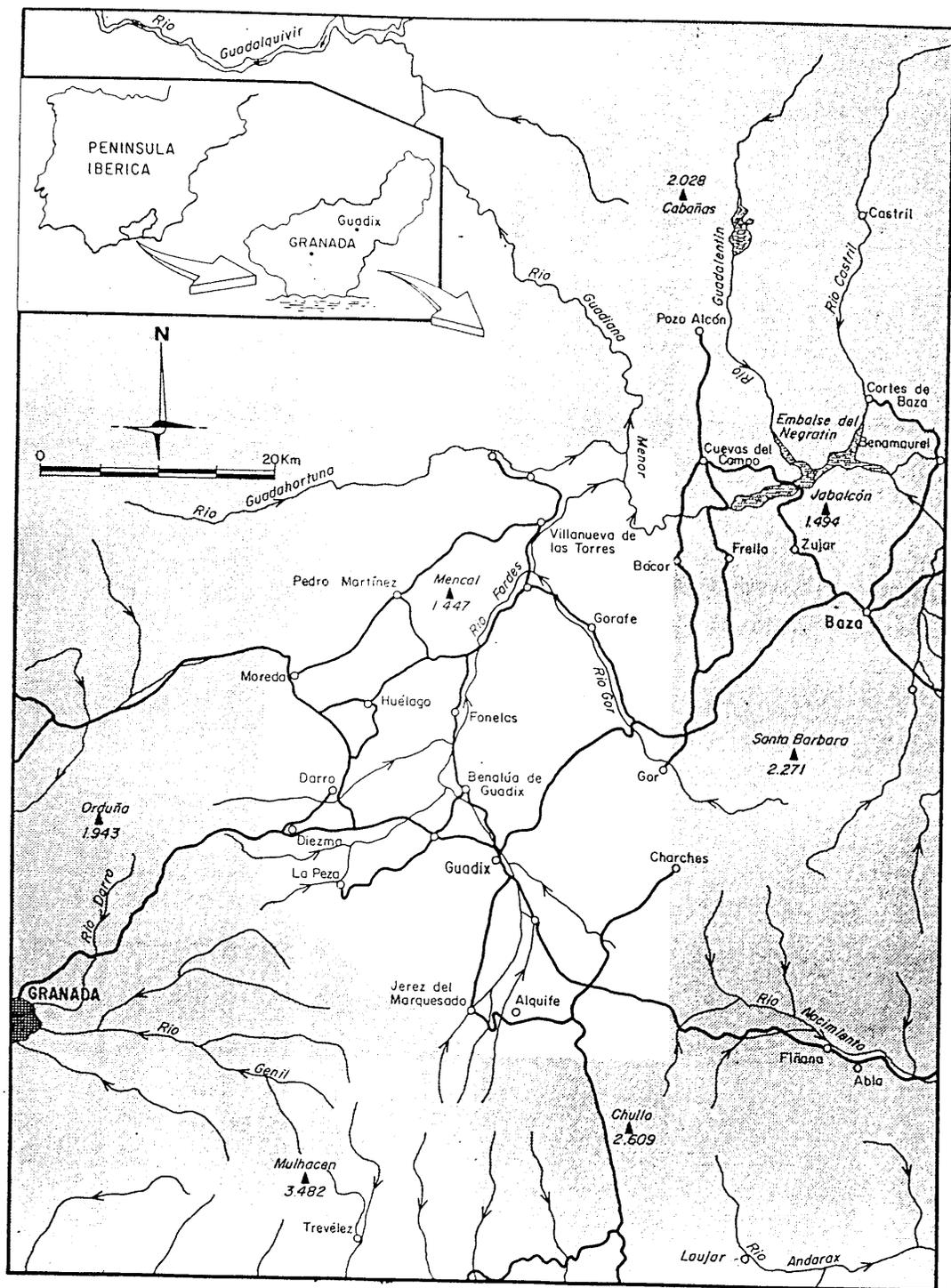


Figura 1.1. Encuadre geográfico del área de estudio.

El núcleo más importante es Guadix, población de unos 25.000 habitantes fundada por los romanos con el nombre de *Acci*. Durante la mayor parte de su historia fue una ciudad árabe, hasta su conquista por los Reyes Católicos en 1489. El nombre actual procede del vocablo árabe *wadi* que significa "río". El área fue además lugar de asiento de importantes civilizaciones prehistóricas.

1.3. METODOLOGIA DE ESTUDIO

La práctica totalidad del volumen de datos que se manejan en este trabajo corresponde a información recogida directamente en el campo. Así, se han aplicado unas técnicas más afines al terreno de la estratigrafía y otras más propias de la sedimentología.

Los métodos de campo propios de la estratigrafía han sido:

- Levantamiento de series y elaboración de paneles de correlación con ayuda de fотомосáicos.
- Cartografía de unidades estratigráficas sobre fotografía aérea a escala 1:18.000 (se presenta simplificada a escala 1:50.000).

Las técnicas más puramente sedimentológicas y que se han aplicado de modo particular para cada una de las unidades estratigráficas diferenciadas, han consistido en:

- Cartografía de facies y delimitación cartográfica de distintos sistemas sedimentarios aluviales para cada intervalo de tiempo.
- Elaboración de mapas de paleocorrientes.

El resto del análisis sedimentológico se ha enfocado en base a la aplicación una vez más, para cada unidad estratigráfica de la combinación de dos metodologías que entiendo, pueden ser complementarias:

- Levantamiento de perfiles verticales de detalle a escala 1:100 y localmente 1:50.

Aplicación de técnicas de análisis de geometría bi y tridimensional de cuerpos sedimentarios de distintas escalas, que pueden ser integradas dentro del grupo de métodos que se conocen como análisis de elementos arquitecturales. Esta técnica ha venido asistida por la elaboración de códigos de facies y asociaciones de facies en elementos de orden mayor, así como por la utilización de fotomosaicos. Se ha aplicado con la perspectiva de intentar cubrir distintas áreas dentro de cada uno de los sistemas sedimentarios aluviales diferenciados.

Además de los datos de campo se ha dispuesto de alguna información de subsuelo procedente de distintas fuentes. Estos datos, sin embargo son para este caso concreto incompletos y de utilidad muy limitada. No obstante, se han integrado en el conjunto de la información procedente del trabajo de campo, contribuyendo al conocimiento de algunos aspectos interesantes. Concretamente, los datos que se han manejado consisten en:

- Información de estratigrafía sísmica y gravimetría de parte de la cuenca (ITGE, 1990).
- Mapas de isopacas, gravimetría y sondeos del sector meridional de la cuenca, elaborados por la Compañía Andaluza de Minas, dentro del proyecto GEOCAM (CAM, 1984).
- Varios sondeos con registro de testigo continuo realizados en la cuenca con anterioridad y durante el desarrollo de este trabajo por el Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP) para abastecimiento de agua a poblaciones.
- Campañas de sondeos con registro de testigo continuo realizadas por el SGOP con motivo de la construcción de los embalses del Negratín, Peñón de los Gitanos y Gor (estos dos últimos, aún en proyecto).
- Sondeos realizados para la construcción de la Autovía Sevilla-Granada-Baza.

Finalmente, debo reseñar que la elaboración tanto de modelos sedimentarios como de evolución general de cuenca se ha realizado bajo el control de un continuo contraste con otros ejemplos actuales y antiguos descritos en la literatura, algunos de los cuales he tenido la oportunidad de conocer de manera directa.

1.4. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos que aportan datos interesantes sobre las características geológicas de la Cuenca de Guadix se deben a Silvertop (1836), Von Drasche (1879), Siegert (1905) y Hobbs (1906). Sin embargo, hay que esperar hasta mediados de este siglo para encontrar investigaciones que aborden el tema con una visión más moderna (Fallot *et al.*, 1950, 1967).

Desde esta fase hasta la actualidad han aparecido numerosas publicaciones. Quiero destacar por su especial relevancia en el campo de la estratigrafía y sedimentología los trabajos de Vera (1970a) y Peña (1979). El primero de estos autores marca las pautas generales de la división litoestratigráfica de la cuenca.

Otros trabajos que abordan aspectos estratigráficos y sedimentológicos del relleno continental en sectores más locales de la cuenca se deben a Marín (1971), Peña (1975), Rodríguez Fernández (1976), García Aguilar (1986), Alonso-Diago (1989) y Fernández *et al.* (1986-87), entre otros.

Sin embargo, el campo sin duda más prolífico en cuanto a publicaciones se refiere, se debe a la paleontología de vertebrados y antropología. Así, en el conjunto de la depresión de Guadix-Baza no solo se han realizado tres Tesis Doctorales (Ruiz Bustos, 1976, Martín Penela, 1987, y Martín Suárez, 1988), sino que además se ha publicado un importante volumen de trabajos cuya utilidad será referida a lo largo del texto.

Un estudio regional sobre el análisis de la composición mineralógica de los sedimentos continentales se debe a Sebastián (1979).

Hasta el momento no existen precedentes sobre análisis de cuenca detallados centrados exclusivamente en el relleno continental de ninguna de las depresiones de la Cordillera Bética, a excepción de algunos de los trabajos sobre la Cuenca de Guadix en los que he participado y que suponen en parte un adelanto de algunos de los datos que se presentan en esta memoria. Entre estos, quiero destacar las aportaciones de Fernández *et al.* (1989b) y Vera *et al.* (1991), puesto que se abordan de manera global aspectos esencialmente sedimentológicos y estratigráficos respectivamente del conjunto del relleno continental de la cuenca.

Moviéndonos en un terreno más doctrinal, sobre análisis de cuencas continentales y de sedimentos fluviales actuales y antiguos, se encuentran en la literatura innumerables trabajos. Quiero destacar, sin embargo, las monografías correspondientes a los cuatro congresos internacionales sobre sedimentación fluvial organizados por la IAS (*International Association of Sedimentologists*) hasta el momento (Miall, ed, 1978, Collison y Lewin, eds, 1983, Ethridge *et al.*, eds, 1987 y Marzo y Puigdefábregas, eds, 1989, volumen de trabajos pendiente de publicación). Estos volúmenes no solo recogen las aportaciones más relevantes en el campo del análisis de sedimentos fluviales, sino que puede decirse que han marcado en los últimos quince años las directrices de la investigación en esta rama de la ciencia. Remito a cualquier interesado en el tema a estos trabajos donde además podrá encontrar completos listados bibliográficos que contienen el resto de contribuciones relevantes no incluidas en estos volúmenes.

Pretender aquí hacer mención de todos los trabajos relacionados con el estudio de una cuenca que cuenta, solo en los últimos cinco años, con un número de publicaciones próximo a 80, y de las investigaciones referentes a una doctrina de la ciencia como es el estudio de la sedimentación fluvial, que tradicionalmente ha sido tan prolífica, podría constituir una labor interminable. A lo largo del texto, sin embargo, se irán comentando todas las contribuciones que se han utilizado en esta investigación, por lo que no considero necesario exponerlas aquí detalladamente.

2. ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

2. ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

2.1. CONTEXTO GEOLOGICO GENERAL

El estudio se centra en la Cuenca de Guadix, que constituye una de las depresiones neógeno-cuaternarias situadas en el sector central de las Cordilleras Béticas (fig. 2.1).

Desde el punto de vista geológico presenta un especial interés, derivado del hecho de que jalona el contacto entre los dos dominios fundamentales de la cordillera, denominados Zonas Internas y Zonas Externas (o Dominio de Alborán y Paleomargen Sudibérico, respectivamente).

En el entorno local de la cuenca, el primero de estos grandes conjuntos está representado fundamentalmente por los complejos Nevado-Filábride (en Sierra Nevada y sector meridional de Sierra de Baza) y Alpujárride (mitad septentrional de Sierra de Baza y margen SO de la cuenca). También pertenecientes a las Zonas Internas aparecen, en el sector occidental materiales del Complejo Maláguide (fig. 2.2) y en el sector occidental inmediatamente al N de estos, así como en el macizo del Jabalcón, aparece la denominada Dorsal Bética o Complejo Dorsaliano.

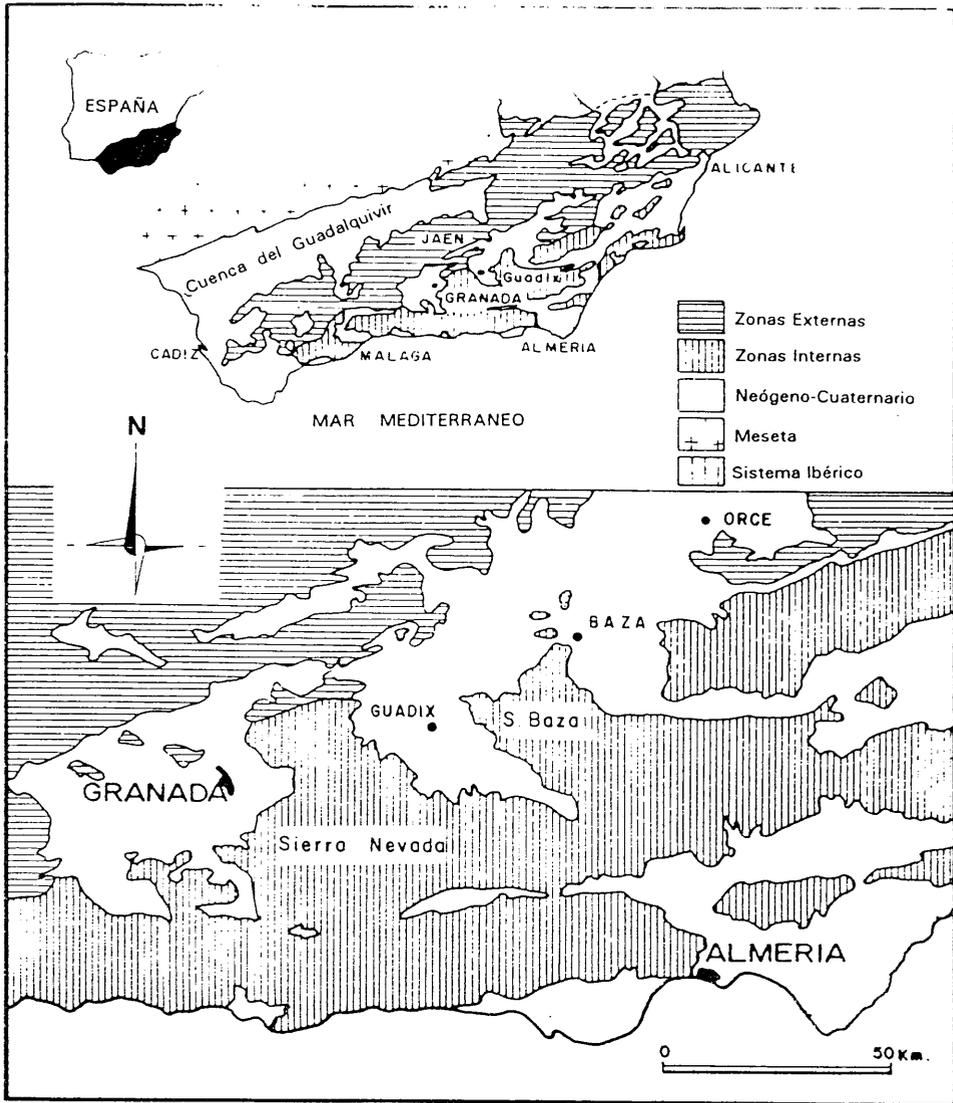


Figura 2.1. Situación geológica general de la Cuenca. Mapa superior simplificado de Foucault (1971).

El margen O y N de la cuenca lo constituyen unidades de las Zonas Externas (fig. 2.2). Dentro de éstas, el sector más meridional corresponde al Subbético Interno (Sierra Harana). Inmediatamente al N aparecen materiales del Subbético Medio (Mencal y Montes Orientales), en tanto que el sector más septentrional corresponde al dominio Prebético (Sierras del Pozo y Castril).

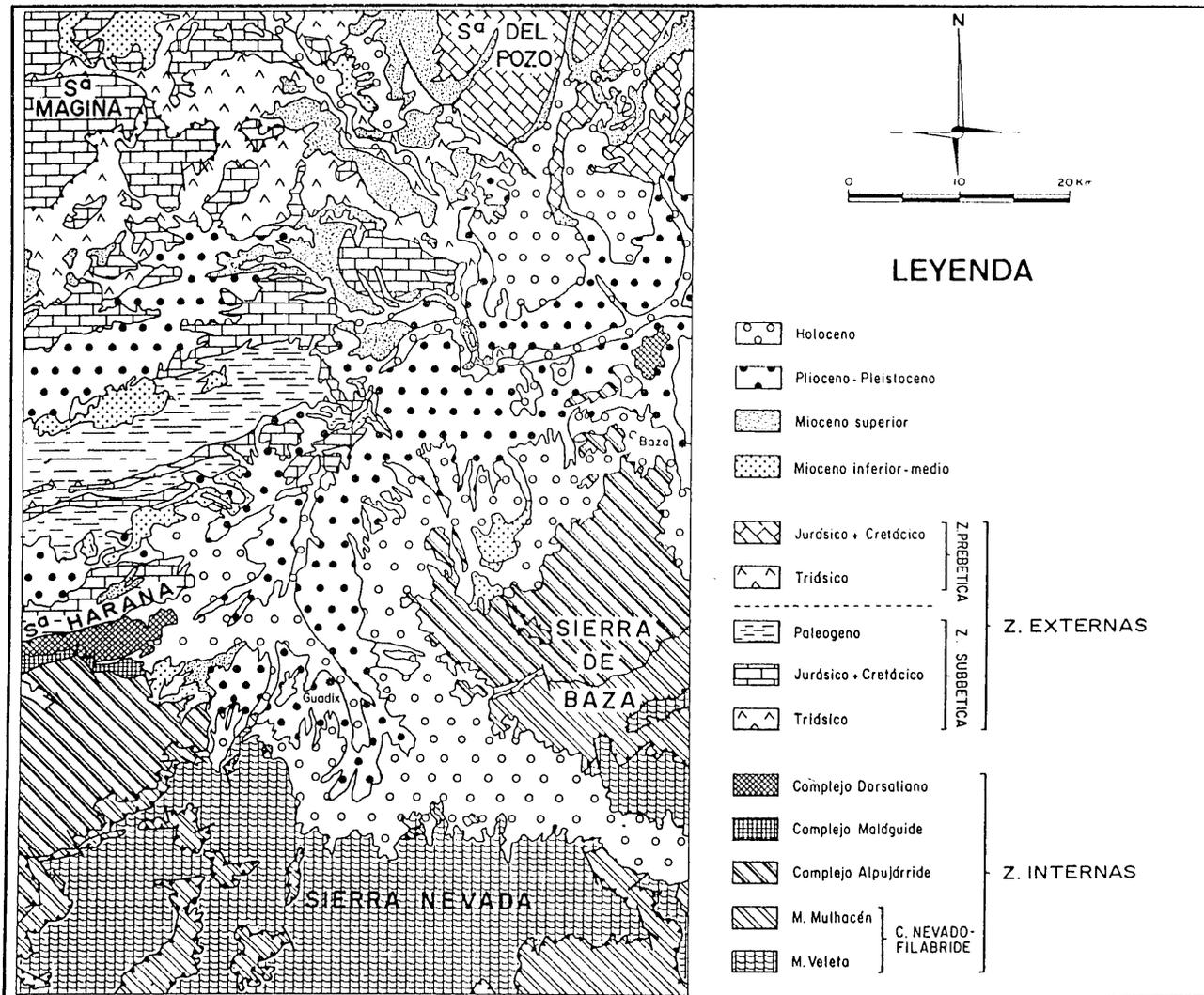


Figura 2.2. Encuadre geológico del área de estudio (tomado de ENADIMSA, 1985, con algunas modificaciones propias para el Mioceno);

2.2. LIMITES ESPACIO-TEMPORALES DE LA CUENCA

2.2.1. INDIVIDUALIZACION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA Y CONEXION CON OTRAS

Según distintos autores, la individualización de la Cuenca de Guadix se produce tras la etapa compresiva fini-Serravaliense o intra-Tortonense basal (Rodríguez Fernández, 1982, Estévez *et al.*, 1984). A partir de este momento se produce una transformación en las condiciones tectónicas generales del sector central de las Cordilleras Béticas y el área pasa a estar dominada por un esfuerzo compresivo N-S o NNO-SSE consecuencia del empuje entre Africa y Europa (Boccaletti *et al.*, 1987, Sanz de Galdeano, 1990).

Los datos que se muestran en el apartado 6.4.1 me hacen concluir en la existencia de una importante reestructuración tectónica al final del Tortonense, que conduce realmente a la creación de una nueva cuenca. En los capítulos 3 y 6 se argumenta la idea que se adelanta aquí de que la cuenca continental de Guadix es una cuenca creada en tiempo Messiniense, si bien lógicamente hereda algunos rasgos de las cuencas más antiguas que ocuparon el área.

Los límites geológicos de la cuenca son probablemente variables dependiendo del momento de su evolución que se considere. Para las últimas etapas de relleno se constata una conexión cartográfica con la Cuenca de Granada a través del Corredor de Bogarre. Sin embargo, la relación más estrecha la mantiene con la Cuenca de Baza situada al E (fig. 2.2). Esta circunstancia es tratada de un modo más detallado en el apartado siguiente.

2.2.2. RELACION CON LA CUENCA DE BAZA

En la literatura unas veces se ha utilizado el nombre de Depresión de Guadix-Baza, en tanto que otros estudios han referido las Cuencas de Guadix y Baza como dominios independientes. A continuación doy un breve repaso histórico a esta problemática y

propongo algunas ideas que emanan de las conclusiones que se obtienen con la realización de esta investigación.

Vera (1970a) considera como un conjunto todo el ámbito de la Depresión de Guadix y Baza. Sin embargo, establece una división en dos sectores, basada en las diferentes características litoestratigráficas de los conjuntos sedimentarios Plio-Pleistocenos. De esta manera, distingue un sector occidental o de Guadix, con dominio de sedimentación fluvial y desarrollo de reducidos ambientes lacustres endorréicos. Un umbral constituido por los relieves de Sierra de Baza y el Jabalcón marcaría el límite con el sector oriental o de Baza-Huésca, con dominio de sedimentación lacustre.

Peña (1979) propone un esquema litoestratigráfico (se comenta en sucesivos capítulos) que abunda en la idea de la diferenciación entre ambas áreas.

Los análisis mineralógicos de Sebastián *et al.* (1975) y Sebastián (1979) ponen de manifiesto la existencia de importantes diferencias composicionales en las arcillas depositadas en ambos sectores.

Fernández *et al.* (1989b) y Vera *et al.* (1991) retoman la idea original de Vera (1970a) en el sentido de distinguir una gran depresión, dividida en dos subcuencas entre las cuales existe una extensa banda de conexión para el tiempo Plio-Pleistoceno.

En atención a las tendencias actuales de análisis de cuencas, en el sentido de ligar estrechamente procesos sedimentarios y eventos tectónicos, puede resultar interesante considerar dos cuencas, estableciendo como límite geológico entre ellas el accidente de Tíscar, que transcurre con una orientación aproximada NNO-SSE desde las estribaciones de la Sierra de Segura hasta la costa del Cabo de Gata.

De esta manera se coincide con Boccaletti *et al.* (1987), que establecen la división de la Cordillera Bética en cuatro sectores de E a O, limitados por grandes accidentes de orientación NNO-SSE. La cuenca de Guadix tendría en sus bordes septentrional y occidental materiales correspondientes fundamentalmente a los dominios Subbético y Dorsal Bética. La Cuenca de Baza, por el contrario, presenta un margen septentrional constituido por diversas Sierras Prebéticas. La posibilidad de un comportamiento tectónico distinto entre Subbético y Prebético basado en sus marcadas diferencias estructurales va a imprimir probablemente rasgos diferentes en la sedimentación en ambas cuencas, con lo cual una distinción parece algo apropiado. De esta manera, se pueden empezar a esgrimir argumentos de carácter tectosedimentario para interpretar algunas de las diferencias litoestratigráficas entre los

materiales de relleno de las dos cuencas.

Sin embargo, hay que considerar que entre ambas áreas existen importantes similitudes desde el punto de vista de la arquitectura estratigráfica. Además, tal y como se muestra en este trabajo, existe una estrecha relación sedimentaria entre ambas cuencas, en el sentido de que la Cuenca de Baza alberga el lago que representa durante determinados momentos el nivel de base de referencia de los sistemas aluviales desarrollados en la Cuenca de Guadix. De esta manera, los procesos sedimentarios globales en una cuenca afectan necesariamente a los de la otra, al menos en los momentos en los que se da esta conexión directa. Por último, hay que destacar que la historia más reciente en ambas áreas es similar en el sentido de que han sido sometidas a los mismos procesos tectónicos y erosivos en tiempo posterior a la historia propiamente sedimentaria.

En conclusión estimo oportuno considerar en el futuro una gran cuenca o depresión (Guadix-Baza) susceptible de ser dividida en al menos (ver 5.2.1) dos subcuencas conectadas por una banda próxima a 20 km desde los relieves de las Sierras del Pozo y Castril hasta el Jabalcón. No obstante, cuando se aborde la materia bajo la óptica de la configuración tectónica de las áreas de sedimentación neógena se han de considerar las posibilidades de subdividir la depresión en distintas áreas limitadas por fracturas de orientación NNO-SSE, una de las cuales es el accidente de Tíscar, que separaría los dos sectores principales de la Cuenca.

A lo largo de este trabajo, y con la intención de no recargar la lectura, se van a utilizar indistintamente los nombres de Cuenca de Guadix y Cuenca de Baza o sectores de Guadix y Baza en alusión a las referidas subcuencas que, desde el punto de vista sedimentario, se pueden diferenciar en la gran depresión.

2.3. BREVES NOTAS SOBRE EL MIOCENO INFRAYACENTE

A pesar de la independencia de la cuenca continental respecto a sus predecesoras miocenas, considero interesante dar un repaso breve a los conocimientos sobre la estratigrafía del Mioceno que subyace al relleno continental.

2.3.1. EL BORDE SO

Se trata del sector donde aflora una sucesión más completa de los materiales miocenos que aparecen en el área. La sección fue analizada por Vera (1968, 1970a) y reinterpretada e integrada en el ámbito general de la Cordillera por Rodríguez Fernández (1982). Se trata, en una primera aproximación, de materiales marinos o de una precaria comunicación con el mar en el Serravaliense. Rodríguez Fernández (*op.cit.*) diferencia dos grandes conjuntos según se trate de materiales previos o posteriores a la individualización de la cuenca.

El conjunto pre-individualización está compuesto por tres formaciones que para el citado autor constituyen dos ciclos de carácter tectosedimentario.

El primer ciclo (Burdigaliense inferior) corresponde a la Formación Los Alamillos, un conjunto fundamentalmente brechoide incluíble en el Grupo Viñuela y que aparece como producto de la erosión de los macizos de Zonas Internas creados en la etapa de estructuración Aquitaniense.

El segundo ciclo incluye a las Formaciones Arcillas con Bloques y La Peza. La primera consiste en materiales mesozóicos y terciarios alóctonos emplazados entre el Burdigaliense inferior y el Serravaliense inferior y que pertenecen al conjunto del *Flysch* del Campo de Gibraltar. La Formación La Peza, de edad Serravaliense (probablemente superior)- Tortoniense basal, ha sido dividida en tres miembros que ponen de manifiesto su origen continental con eventual conexión con ambientes marinos litorales.

Rodríguez Fernández (1982) incluye dentro del Mioceno post-individualización a los materiales marinos depositados a partir de la etapa fini-Serravaliense o intra-Tortoniense basal. Incluye dos episodios, el primero de carácter transgresivo que corresponde a la Formación Morollón (rampa carbonatada en conexión con ambientes pelágicos), de edad Tortoniense inferior y que culmina con la aparición de una discordancia intra-Tortoniense. El episodio más moderno, que corresponde a la Formación Molicias, refleja la regresión marina provocada por un fuerte levantamiento de las Zonas Internas en tiempo Tortoniense superior. Fue interpretado como una plataforma carbonatada con importante contaminación siliciclástica, progradante hacia la cuenca como consecuencia del paulatino descenso del nivel del mar (Vera y Rodríguez Fernández, 1988).

2.3.2. OTROS AFLORAMIENTOS TORTONIENSES

Aunque la sección del borde SO es la más completa, existen otra serie de afloramientos de materiales Miocenos. No considero aquí los conjuntos pre-Tortonienses asociados al substrato Subbético y que afloran ampliamente en los márgenes NO y N de la cuenca, sino que tan solo me referiré a los materiales de edad Tortoniense.

Se conocen afloramientos Tortonienses en el sector de los Bernabeles-La Calerilla (ver cartografía y figura 2.2), inmediaciones del Cortijo del Negratín a ambos lados del cauce del río Guadiana Menor, encima de Sierra Harana y en la parte septentrional de la cartografía, en las inmediaciones de Dehesas de Guadix - Villanueva de las Torres (continúan hacia el NE en el sector del Cerro de la Lancha). A lo largo de esta investigación se han podido delimitar nuevos afloramientos en el Arroyo del Anchurón (al pie de Sierra Harana) y sectores más centrales de la cuenca (afloramientos no cartografiados en Rambla Balata). Además se alcanzan sedimentos marinos tortonienses en un sondeo realizado por el SGOP (Servicio Geológico de Obras Públicas) en las inmediaciones del núcleo de Gorafe.

2.3.3. EL MIOCENO DE GOR

El afloramiento de materiales margosos que aparece en las inmediaciones del pueblo de Gor merece un comentario particular.

Tradicionalmente ha sido atribuido por criterios indirectos al conjunto Tortoniense (Colom, 1951, Comas *et al.*, 1973, Rodríguez Fernández, 1982), sin que nunca se hubieran encontrado fósiles que permitan asegurar esto al cien por cien. Vera (1970a) por analogía de facies plantea la posibilidad alternativa de que se trate de un conjunto más antiguo, equivalente a alguna de las formaciones pre Tortonienses del borde SO. Alberdi *et al.* (1988) optan por incluirlo dentro del conjunto Plio-Pleistoceno.

Los nuevos datos que surgen de la realización de esta investigación permiten asegurar que el denominado Mioceno de Gor pertenece a un extenso afloramiento de materiales Miocenos de edades claramente pre-Tortonienses (en cuatro puntos distintos las dataciones por nannoplancton indican con toda seguridad edades en torno al Langhiense inferior), con importante proporción de clastos de origen Maláguide y Alpujarride (nunca Nevado-Filábride) y que se extiende hacia el N desde Gor hasta las Ramblas de Balata, Baul y

Valdiquín, aflorando extensamente en toda la loma de Carboneras (ver cartografía y figura 2.2).

Aún a falta del establecimiento de una estratigrafía más detallada de este conjunto, y estando pendientes de publicación los datos concretos que avalan esta datación, considero interesante adelantar el dato para que se tenga en consideración a la hora de llevar a cabo futuras reconstrucciones de la paleogeografía de las cuencas neógenas Béticas.

3. ESTRATIGRAFIA

3. ESTRATIGRAFIA

3.1. CUESTIONES NOMENCLATURALES

3.1.1. NOMENCLATURAS ESTRATIGRAFICAS

Una primera controversia que se plantea a la hora de mostrar la arquitectura estratigráfica de una cuenca es qué criterios nomenclaturales son más adecuados para el fin que se persigue.

Con la publicación del Código de Nomenclatura Estratigráfica (ACSN, 1961) y la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) se plantea la posibilidad de adoptar criterios uniformes para el establecimiento formal de unidades que van a permitir el análisis más detallado de distintos conjuntos de rocas sedimentarias depositados en una cuenca. De este modo, cobra un gran auge la división de los conjuntos sedimentarios según unidades litoestratigráficas necesariamente ubicables en una escala cronoestratigráfica. Sin embargo, al mismo tiempo se advierte en otro grupo de investigadores una tendencia a destacar la importancia de las superficies que aparecen en el registro estratigráfico y que representan interrupciones o pausas en la sedimentación, cambios en la polaridad sedimentaria, etc., resultado de la actuación de procesos tectónicos, eustáticos y/o climáticos. Así, se plantea la posibilidad de llevar a cabo subdivisiones en el relleno sedimentario de las cuencas en función de aquellas superficies que en definitiva representen eventos que sean reconocibles a escala al menos de cuenca y originadas, por tanto, por la actuación de factores alocíclicos (Sloss *et al.*, 1949, Sloss, 1963, NACSN, 1983, Mitchum *et al.*, 1977, Vail *et al.*, 1990,

Megías, 1982, Posamentier *et al.*, 1988).

Todas estas técnicas (análisis tectosedimentario, análisis estratigráfico secuencial, análisis tectoestratigráfico) en definitiva, pueden ser agrupadas bajo el vocablo genérico de Estratigrafía de Eventos, entendiendo el término en el sentido de Vera (1990).

El máximo interés de la Estratigrafía de Eventos surge de la posibilidad de plantear correlaciones que sobrepasen el límite de una cuenca en base a procesos rápidos desde el punto de vista geológico y que tengan lugar simultáneamente en una extensión mucho mayor, que puede llegar a ser la de la superficie del planeta en su conjunto.

El relleno continental de la Cuenca de Guadix, ha sido previamente analizado desde el punto de vista litoestratigráfico, con lo cual se han planteado varias posibilidades de subdivisión (Vera 1970a, Peña, 1979), que, con ligeros retoques, pueden ser válidas en la actualidad. Tales subdivisiones pretenden el establecimiento de grupos, formaciones y miembros en función de características litoestratigráficas.

No obstante, hay que considerar que en este trabajo se analiza todo el tiempo durante el cual se mantienen las condiciones continentales en el ámbito de la Cuenca de Guadix. De esta manera, la citada subdivisión litoestratigráfica puede ser completada con la aplicación de alguna técnica de ese segundo grupo, que permita establecer conjuntos de rocas que, independientemente de que puedan incluir sedimentos de distinta génesis, correspondan a distintos intervalos de tiempo y, en definitiva, contribuyan a verificar más fácilmente el esquema de evolución paleogeográfica de la cuenca.

El abultado volumen de datos de carácter bioestratigráfico de que se dispone para la Cuenca de Guadix, permite además, asignar a intervalos de tiempo concretos cada uno de los conjuntos que se distinguen, lo cual invita aún más a desarrollar un análisis estratigráfico de este tipo, puesto que las implicaciones sobre evolución espacio-temporal de parámetros tales como velocidad de sedimentación y subsidencia y, en definitiva, sobre el análisis de cuenca, van a ser de un valor indiscutible.

Son varias las posibilidades que existen para subdividir el relleno de una cuenca sedimentaria en unidades separadas por superficies que representen eventos registrados al menos en toda la cuenca. En este trabajo se opta por la aplicación, con algunas modificaciones, del análisis tectosedimentario (Megías, 1982), como se justifica a continuación.

La mayor parte de estas técnicas se desarrollan sobre la base de la estratigrafía sísmica de márgenes continentales (Mitchum *et al.*, 1977, Delfaud, 1972, Vail *et al.*, 1990, Posamentier *et al.*, 1988, Posamentier y Vail, 1988). De este modo, se sostiene como criterio de subdivisión la detección de eventos que no siempre van a dejar una impronta clara en cuencas continentales. Así, por ejemplo, la selección de superficies limitantes de secuencias deposicionales, cortejos sedimentarios (*system tracts*) y parasecuencias periódicas, primer paso del análisis estratigráfico secuencial (Vail *et al.*, 1990) se ciñe exclusivamente a fenómenos detectables en la plataforma continental, y en la cuenca marina, desestimando absolutamente la posibilidad de aplicación a conjuntos sedimentarios continentales. El protagonismo que esta técnica concede a las variaciones eustáticas como fenómenos de escala global a la hora de la individualización y clasificación de cortejos sedimentarios, remarca aún más la inaplicabilidad de esta metodología en cuencas como la de Guadix, con evidencia de endorreísmo como régimen de drenaje fundamental a lo largo de importantes períodos de tiempo.

Por otro lado, la aplicabilidad del análisis tectosedimentario (Megías, 1982) a cuencas continentales, mediante la utilización además de no solo datos de estratigrafía sísmica, sino de más convencional y asequible información de geología de campo, ha sido probada en diversos ejemplos (Megías *et al.*, 1980a y b, González *et al.*, 1988, Pardo *et al.*, 1989, González, 1989). Otro aspecto interesante de esta técnica concreta deriva de la posibilidad de considerar dentro de las unidades tectosedimentarias incluso el tiempo que no está representado por erosión. Los procesos de erosión pueden ser tan importantes, especialmente en determinados momentos de la historia de una cuenca continental, que el registro deposicional de determinados intervalos de tiempo en los que la cuenca fue sedimentariamente activa puede haber desaparecido casi totalmente. Un análisis basado casi exclusivamente en el registro sedimentario, omite por consiguiente gran parte de la historia de la cuenca continental.

En este trabajo se va a llevar a cabo una subdivisión del relleno continental de la Cuenca de Guadix en base al método del análisis tectosedimentario, con la introducción de algunas modificaciones que intentan hacer más completa la técnica y aplicable a fenómenos de menor rango (ver apartado 4.2).

Considero, sin embargo, muy interesante el conservar la subdivisión litoestratigráfica y es por esto que dedico un apartado a establecer la relación entre ambos tipos de nomenclaturas.

3.1.2. ESCALAS CRONOESTRATIGRAFICAS

3.1.2.1. Diferentes cronologías

Con frecuencia, la correlación entre las escalas de tiempo establecidas en sedimentos marinos y sus equivalentes continentales, ha supuesto una cuestión problemática. Esto deriva, entre otras cosas, del hecho de que la subdivisión de la mayoría de los períodos geológicos depende esencialmente del establecimiento de biozonas basadas en la evolución y desaparición de especies, principalmente marinas, y de que algunos de los procesos que condicionan la desaparición o evolución de tales organismos marinos, pueden no afectar, o hacerlo de manera distinta, o simplemente con un cierto desfase, cuando se consideran organismos continentales.

Además, cuando lo que se trata en total es un intervalo relativamente corto, como es el caso que nos ocupa (inferior a 7 millones de años), los intentos de correlación y subdivisión del tiempo en base a criterios bioestratigráficos se hacen más difíciles. Este hecho unido al importante volumen de datos de bioestratigrafía continental y en general de geología de que se dispone para un tiempo tan reciente como es el Plioceno y Cuaternario, y a la circunstancia de que las cuencas continentales pueden actuar como sistemas parcialmente aislados, donde los procesos evolutivos se desarrollan de modo diferente de unas depresiones a otras, provoca que en la actualidad existan escalas distintas de división del tiempo Plioceno y Cuaternario continental.

Analizadas en detalle, existen numerosas discrepancias entre las diferentes escalas de tiempo propuestas para los últimos 7 m.a.. Comento a continuación solamente las que me parecen más destacables.

Un primer problema surge del establecimiento de una equivalencia en sucesiones continentales del límite Tortoniense-Messiniense. La mayoría de los autores lo hacen coincidir con el límite entre las biozonas de Mein (1976) MN12 y MN13 (Rögl y Steininger, 1983, Steininger *et al.*, 1985b, Ruiz Bustos, 1990a, etc.), sin embargo, Mein (1976) sitúa este límite dentro del tiempo correspondiente a la MN13. López Martínez *et al.* (1985) hacen coincidir este momento con el límite MN11-MN12.

Se manejan dos términos, Villafranquiense y Villaniense, que pueden conducir también a cierta confusión. Aunque algunos autores (p.e. Fejfar y Heinrich, 1983) han identificado el primero con la zona MN16 y el segundo con MN17 de la biozonación de Mein (1976), la recomendación más extendida es la de utilizar uno de los dos términos o ambos como sinónimos (Meon *et al.*, 1980, Rögl y Steininger, 1983, Alberdi *et al.*, 1985, López Martínez *et al.*, 1985, Steininger *et al.*, 1985a y b, Agustí, 1986, Ruiz Bustos, 1986, 1990a, Mein y Agustí, 1990). Agustí *et al.* (1985) reservan el nombre de Villaniense solo para la MN17, situando a la MN16 en el Rusciniense superior.

En cuanto al límite Plioceno-Pleistoceno y en definitiva, al establecimiento de la base del Cuaternario, Lumley (1976) da un repaso a los distintos criterios utilizados por autores anteriores, destacando cinco posibles momentos para situar el límite. Guerin (1982) incluye todo el Villafranquiense en el Cuaternario y, por contra, Ruiz Bustos (1986, 1990) hace coincidir la base del Pleistoceno con el techo del Villafranquiense. Dumas *et al.* (1980), por su parte, proponen el inicio del Cuaternario en la base del Villafranquiense medio, mientras que Rögl y Steininger (1983) sitúan el límite dentro del Villafranquiense, en su parte alta. En este mismo sentido se manifiestan López Martínez *et al.* (1985) y Steininger *et al.* (1985a y b).

En lo que respecta al tiempo Cuaternario, parece existir unanimidad en la separación de dos sistemas, Pleistoceno y Holoceno, cuyo límite se sitúa en torno a 10-11.000 a B.P. coincidiendo con el final de la glaciación Würmiense. Sin embargo, una de las cuestiones sobre las que existe sin duda mayor diversidad de opiniones es en la subdivisión que se hace del tiempo Pleistoceno. Así, Bonifay (1973) divide el Cuaternario inferior y medio en 4 zonas; Janossy (1975) maneja los términos Bihariense, Oldenburgiense, Eemiense y Würmiense, y Kahlke (1975) establece una subdivisión en 4 períodos para el Cuaternario prewürmiense. Por su parte, Guerin (1980) divide el Cuaternario en 8 intervalos, y al tiempo que Cordy (1982) lo hace en 9. Guerin (1982) matiza con la subdivisión del Cuaternario en inferior, medio y superior, haciendo coincidir al primero con el Villafranquiense. Meon *et al.* (1980) establecen una biozonación del Cuaternario continental que intenta representar una prolongación de la escala de Mein (1976) para el Neógeno. Chaline (1980) utiliza para dividir el Cuaternario los términos Montienes, Estene, Aldene y Regourd. Dumas *et al.* (1980), en un intervalo de correlación entre la cronología mediterránea marina y alpina continental subdividen el Pleistoceno en antiguo, medio y reciente. Azzarolli *et al.* (1988) individualizan una parte del tiempo Pleistoceno como el Galeriense. Otras propuestas han sido hechas por Cooke (1984).

Ante todo lo expuesto, resulta evidente que existen diversas posibilidades de

subdivisión de los últimos 7 m.a. Quiero destacar sin embargo, las aportaciones de Blow (1969) y Martini y Worsley (1970) por un lado y Mein (1976) por otro, por la trascendencia que sus biozonaciones para sedimentos marinos y continentales respectivamente han tenido sobre la mayor parte de los trabajos posteriores.

En el siguiente apartado comento brevemente la escala cronoestratigráfica que utilizo en este trabajo, seleccionada entre las diversas opciones que más arriba han sido expuestas.

3.1.2.2. Escala cronoestratigráfica utilizada

Entre el amplio elenco de posibilidades mencionadas en el apartado anterior, en este trabajo se utiliza la escala cronoestratigráfica propuesta por Ruiz Bustos (1990a) para el Neógeno y Cuaternario de las Cordilleras Béticas, por varias razones (tabla 3.1).

En primer lugar, se trata de una escala establecida principalmente sobre los datos de paleontología de vertebrados de las depresiones de Granada y Guadix-Baza. De esta manera, no ven disminuido su protagonismo fenómenos que pueden ser muy importantes a nivel local, y que quizás no tienen una representación clara cuando se sale del ámbito de la Cordillera.

Es una escala basada, no solo en el amplio volumen de datos bioestratigráficos locales, sino que intenta, para el Neógeno, establecer una correspondencia exacta entre pisos continentales y marinos, lo cual va a ser muy interesante a la hora de reconocer fenómenos que ocurran en todo el ámbito de la Cordillera, con independencia del carácter marino o continental de los sedimentos. También considera la correlación con las zonas de polen así como con la escala paleomagnética y con la ampliamente aceptada biozonación continental de Mein (1976).

Se trata, además, de una escala reciente, que persigue la corrección de ambigüedades anteriores, derivadas, en parte de intentos de adaptación a las Cuencas Béticas de escalas de tiempo elaboradas originariamente en otros entornos.

Tabla 3.1. Escala cronoestratigráfica utilizada (simplificada de Ruiz Bustos, 1990a).

m.a.	ESCALA PALEOMAG.		Episodios	SISTEMA	SERIE	PISOS MARINOS	ZONAS POLEN (* frío) (Holanda)	PISOS CONTIN.		
	EPOCAS							BIOZ.	MN	
0	Bruh.	J	CUATERNARIO	HOL	Versil.	* Weicheli * Saalense * Esterius Cromeri.	Pl. sup.	Pl. inferior		
0.5								1	Pl. medio	MN 17
1	Matuyama	O	R	PLEISTOCENO	Calabr.	* Menap. Waalense	Pl. inferior	Pl. inferior		
1.5								2	MN 16	MN 17
2								2.5	3	Villafranquiense inf.
2.5	Gauss	K	M	PLIOCENO	Piacenciense	Reuveri	Pl. inferior	Pl. inferior		
3								3.5	MN 15	MN 16
3.5	Gilbert	C	N	MIOCENO	Zanclianiense	Brunssum	Rusciniense inf.	Rusciniense inf.		
4								4.5	MN 14	MN 15
4.5								5	MN 14	MN 15
5								5.5	MN 13	MN 14
5.5	E 5			MIOCENO	Messiniense	Susterier	Ventienne	Ventienne		
6								6.5	MN 13	MN 14
6	E 7			MIOCENO	Tortoniense		Turoliese superior	Turoliese superior		
6.5								7	MN 12	MN 13
7								7.5	MN 12	MN 13
7.5	E 8			MIOCENO			Turoliese superior	Turoliese superior		
8								8.5	MN 11	MN 12

Otras particularidades de esta escala que deben ser señaladas son:

- Al intervalo correspondiente a la biozona MN13, Ruiz Bustos (1990a) opta por denominarlo Ventiense (Aguirre *et al.*, 1976), piso continental que coincide exactamente con el Messiniense. Conviene aclarar, que para la mayor parte de los autores corresponde aproximadamente al Tuoliense superior, piso que Ruiz Bustos (1990a) atribuye a la biozona MN12, correspondiendo, por tanto, a la parte alta del Tortoniense.
- En el Plioceno se hacen coincidir los pisos marinos Zancleanense y Piacenziense con los continentales Rusciniense y Villafranquiense respectivamente, con lo cual, el límite Plioceno-Pleistoceno se establece a techo de la MN17 y del Villafranquiense superior (1.6 m.a.).
- Para el Cuaternario, este autor opta por no establecer límites precisos entre Pleistoceno inferior, medio y superior.

3.2. DIFERENCIACION DE UNIDADES

Anteriormente se ha expuesto la intención de compaginar en este trabajo las denominaciones litoestratigráficas previamente formuladas por distintos autores (Vera, 1970a, Peña, 1979, Viseras y Fernández, 1988a y b) con una nueva subdivisión de todo el relleno continental de la Cuenca de Guadix en base a conjuntos de rocas separados por superficies, reflejo de eventos, de tal modo que correspondan a Unidades Genéticas en el sentido de Pardo *et al.* (1989). En esta investigación se aborda esencialmente esta segunda técnica de subdivisión (que podríamos denominar evento estratigráfica), por lo cual en este apartado se pretende únicamente precisar aquellos criterios que principalmente han servido de base para llevar a cabo la nueva subdivisión. Creo interesante, sin embargo, repasar brevemente los criterios utilizados por algunos autores que han aplicado el análisis tectosedimentario antes de mostrar cuales de ellos he seleccionado y con qué matices para el análisis de la Cuenca de Guadix.

3.2.1. DISCONTINUIDADES, RUPTURAS SEDIMENTARIAS Y UNIDADES. TIPOLOGIA Y CATEGORIAS

No existe un acuerdo unánime en cuanto a las posibilidades de aplicación en el campo de la estratigrafía de eventos de los conceptos discontinuidad y ruptura sedimentaria.

Megías (1982) utiliza ambos términos como sinónimos, destacando el papel de las rupturas sedimentarias como los elementos básicos para la delimitación de UTSs. Atribuye su origen al resultado de la interacción entre velocidad de diastrofismo, velocidad de sedimentación y cambios relativos del nivel del mar, parámetros que el citado autor considera factores básicos que rigen la sedimentación. Establece así, una clasificación genética de las rupturas en tectónicas, sedimentológicas, eustáticas y paleogeográficas, utilizando estas últimas con un sentido distinto a las demás, ya que serían limitantes de conjuntos de rango superior a la UTS. Desde el punto de vista de la relación geométrica entre los conjuntos que limitan, y teniendo en cuenta datos cronoestratigráficos, las rupturas o discontinuidades pueden aparecer como discordancias, paraconformidades o conformidades. Este autor, acepta implícitamente que las discontinuidades o rupturas originadas por procesos del tipo de los que se han expuesto, se presentan en toda la extensión de, al menos, la cuenca sedimentaria, aunque advierte de la posibilidad de la presencia de rupturas sedimentarias locales, de rango no cuencal, a las que denomina falsas rupturas, que generalmente son típicas de etapas orogénicas. De este modo, implícitamente atribuye estas falsas rupturas al igual que las de rango cuencal a la actuación exclusivamente de procesos alocíclicos, entendiendo alociclicidad en el sentido de efectos producidos por fenómenos externos o ajenos a los propios medios sedimentarios (Vera *et al.*, 1989).

Para Pardo *et al.* (1989) los conceptos de continuidad y discontinuidad sedimentaria y estratigráfica deben desligarse entre sí y, a su vez, aparecer claramente diferenciados de la idea de ruptura sedimentaria.

Realmente, analizados los términos en detalle, la continuidad sedimentaria no existe más que para intervalos de tiempo relativamente cortos, y más cuando se trata de cuencas continentales donde, en determinadas áreas, por ejemplo de una llanura de inundación, los procesos de sedimentación son muy esporádicos.

Pardo *et al.* (1989) recomiendan utilizar el término discontinuidad estratigráfica solo en aquellos casos en que por criterios, sea biológicos, sea geométricos, se pueda detectar una laguna estratigráfica mensurable.

González *et al.* (1988) definen una ruptura sedimentaria como la manifestación en el registro estratigráfico de una variación en los factores externos a los sistemas de sedimentación. Pardo *et al.* (1989) matizan añadiendo que una ruptura sedimentaria corresponde a una superficie reconocible a escala de cuenca y según la cual, un conjunto sedimentario experimenta un salto brusco o cambio de signo en su evolución secuencial. Tal superficie puede representar discontinuidad estratigráfica en sectores marginales de una cuenca y continuidad en áreas centrales, o incluso en toda la extensión de la cuenca. Pardo *et al.* (*op. cit.*) consideran el origen de las rupturas así definidas en fenómenos, siempre alocíclicos, de naturaleza tectónica, climática o eustática (por deformaciones en el geode), con lo cual, y centrándose en cuencas continentales, donde en su opinión, los cambios eustáticos no dejan impronta alguna, definen dos tipos de rupturas de origen climático a añadir a los tres tipos de rupturas originados por variaciones en la actividad diastrófica y, por tanto, de origen tectónico, que consideran González *et al.* (1988).

En mi opinión, es interesante la diferenciación entre ruptura sedimentaria y discontinuidad estratigráfica. En esta investigación se van a utilizar rupturas sedimentarias a la hora de subdividir el relleno de la cuenca, sin embargo, como más tarde se expone, las principales rupturas que aquí se detectan van a presentar además carácter de discontinuidad estratigráfica, al menos en amplios sectores de la cuenca.

Una cuestión que cabe plantearse a primera instancia y a partir del breve repaso a los conceptos teóricos que se ha hecho, es el tratamiento que se da a la relación existente entre los conceptos de auto y alociclicidad y el rango cuencial o no cuencial de las rupturas sedimentarias.

Tanto Megías (1982) como González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989) utilizan el término alociclicidad con la acepción a que más arriba se aludía, es decir, para referirse a aquellos procesos producidos por factores externos a los propios medios sedimentarios. En este sentido, en mi opinión, puede resultar un tanto arriesgado el establecer una relación biunívoca entre alociclicidad y rango cuencial de las rupturas. Es decir, existen procesos claramente ajenos a los propios ambientes sedimentarios, cuya actuación queda reflejada en rupturas que no afectan más que a un sector reducido de la cuenca. Esta idea, admitida por Megías (1982), no plantearía ningún problema si se recuerda que este autor resta importancia a estas superficies, a las que denomina falsas rupturas.

Ahora bien, si se considera que, tal y como plantean Pardo *et al.* (1989), la ruptura sedimentaria (siempre de rango cuencial para ellos) no tiene porqué implicar discontinuidad

estratigráfica, y que, por tanto, en los puntos donde se da continuidad, su ubicación puede resultar problemática al aparecer una relación geométrica de perfecta conformidad, se corre el riesgo de que el geólogo que aplica la técnica pueda extrapolar artificialmente rupturas de carácter local a sectores de la cuenca donde se da continuidad, basándose en la premisa expuesta por Pardo *et al.* (1989). Se debe considerar, por otro lado, que no ya solo rupturas muy claramente definidas, sino que cualquier variación vertical en la tendencia secuencial puede potencialmente estar inducida por variaciones en los agentes causantes de procesos alocíclicos y no siempre manifestarse en toda la extensión de la cuenca (tabla 4.2)

Para Pardo *et al.* (1989) la identificación de rupturas originadas en variaciones bruscas en la actividad diastrófica, está principalmente basada en la identificación, mediante técnicas sedimentológicas, de cambios en la evolución secuencial. En esta investigación se presenta un modelo sedimentario para uno de los sistemas fluviales que se distinguen en el ámbito de la cuenca (apartado 4.5.2.4) que sostiene la posibilidad de obtener organizaciones secuenciales rítmicas con cambios graduales o bruscos, según la posición en que se analicen dentro de la paleogeografía de la cuenca y originados exclusivamente por procesos autocíclicos. Una vez más, las rupturas así detectadas pueden tentar al analista de cuenca a extrapolarlas sobre una extensión mayor, corriéndose el riesgo de cometer errores importantes.

En resumen, se coincide con los citados autores en que aquellas rupturas que alcanzan el rango cuencial son necesariamente resultado de procesos alocíclicos, si bien, quiero matizar la posibilidad de fenómenos alocíclicos que no dejen una impronta a nivel de toda la cuenca así como destacar el riesgo de interpretar como originados por causas externas a la sedimentación e intentar extrapolar a nivel de cuenca, dada su aparente alociclicidad, algunas rupturas detectadas en la evolución secuencial que sean la respuesta a la actuación de procesos deposicionales y erosivos en los que intervienen tan solo los agentes propios del medio sedimentario.

Otra cuestión que merece un comentario es la variada naturaleza de los procesos alocíclicos que pueden potencialmente originar rupturas sedimentarias de rango cuencial. Este hecho, en el que coinciden todos los autores (Vail *et al.*, 1977, 1990, Megías, 1982, González *et al.*, 1988, Pardo *et al.*, 1989) debe ser analizado también en detalle. La mayoría de los teóricos sostienen que en determinados contextos geológicos hay unos agentes que influyen más que otros; así, Vail *et al.* (1977, 1990) y Haq *et al.* (1987) proponen las fluctuaciones del nivel del mar como fenómeno más destacable en márgenes continentales pasivos, y González *et al.* (1988) se inclinan por las variaciones en la actividad diastrófica, especialmente cuando se trata de cuencas continentales. No obstante, existe la posibilidad

de encontrar superpuestas en el relleno de una cuenca rupturas de rango cuencal originadas por causas distintas (Megías, 1982, Pardo *et al.*, 1989).

En este sentido, se coincide con Pardo *et al.* (1989) sobre la inconveniencia de la denominación "Unidades Tectosedimentarias". Quizás sería más adecuado aplicar el término Unidades Eventosedimentarias como un vocablo más general, entre cuyos subtipos estarían las Unidades Tectosedimentarias, Climatosedimentarias, Eustatedimentarias, cuando sus límites se constatasen con toda seguridad como rupturas de origen tectónico, climático o eustático.

Si consideramos el caso concreto de la Cuenca de Guadix, cuyo relleno continental abarca desde el Mioceno terminal hasta el Pleistoceno superior, a las rupturas de origen tectónico que obviamente existen, habrá que superponer las rupturas de origen climático y que necesariamente han afectado al conjunto de la cuenca como consecuencia de la alternancia de períodos glaciares e interglaciares en tiempo Pleistoceno y Plioceno superior. El tema se puede complicar aún más si se considera la posibilidad de alteraciones en la dinámica sedimentaria relacionadas con cambios en el régimen de drenaje de la cuenca entre endorreísmo y exorreísmo, así como la posibilidad de afectación de la arquitectura estratigráfica continental por variaciones importantes en el nivel de base más general (lacustre) o incluso oscilaciones eustáticas.

Así pues, tener en consideración todas las rupturas de carácter cuencal que puedan determinarse en la Cuenca de Guadix, lejos de simplificar el análisis de la misma, puede introducir una complicación importante, dado el riesgo de correlacionar tentativamente rupturas que pueden no corresponder entre sí, y situadas tan próximas en el tiempo, que la bioestratigrafía no pueda discriminar la validez de la correlación. Considero más interesante el centrarse en un tipo determinado de rupturas y realizar la cartografía y el análisis de cuenca en base al estudio de las unidades limitadas por alteraciones en la tendencia de un determinado parámetro. Para este análisis se ha decidido optar por la tectónica, como se justifica en 3.2.3, aunque no se desestiman en absoluto las consideraciones obtenidas del registro sedimentario resultante de la evolución de otros parámetros.

3.2.2. RUPTURAS SEDIMENTARIAS Y CAMBIOS DE FACIES. RECONOCIMIENTO DE NIVELES ISOCRONOS

En el apartado 6.1 se hace un tratamiento detallado sobre la geometría de los cambios de facies y las conclusiones que de su análisis se deducen; por tanto, no voy a entrar en esta terminología aquí. Únicamente adelantar al lector que se hace referencia a cambios en litofacies.

Las rupturas sedimentarias de tipo 1, 2, 4 y 5 de Pardo *et al.* (1989) pueden suponer el inicio de inflexiones o, en general, cambio en la tendencia evolutiva de las superficies de cambio de facies entre dos conjuntos litológicos. Las superficies de cambio de facies son, por consiguiente, planos que unen dos rupturas sedimentarias y cortan líneas de tiempo.

No obstante, hay que considerar, por un lado, que las superficies de cambios de facies se presentan con indentaciones, a veces muy pronunciadas, que corresponden a rupturas normalmente de rango local, así como que las superficies de cambio de facies pueden presentarse con inclinaciones muy variables y ocasionalmente ser subhorizontales, dependiendo de los valores de muchas variables (tasa de subsidencia, velocidad de sedimentación, asimetría de la cuenca en cuanto a aportes, etc.). De esta manera, erróneamente se pueden llegar a situar rupturas en puntos donde realmente se trate de superficies de cambio de facies o límites tiempo-transgresivos en el sentido de Vail *et al.* (1990). En mi opinión, la datación en distintos puntos de esas superficies, una vez han sido cartografiadas en su totalidad, debe ser la clave para decidir su naturaleza.

La Cuenca de Guadix ofrece buenas posibilidades en este sentido, debido a la existencia de un importante número de dataciones paleontológicas. De este modo, se ha podido constatar que algunas superficies que localmente se manifiestan como espectaculares rupturas, representadas por cambios de un mismo signo en la evolución secuencial a lo largo de amplias extensiones, tienen edades distintas según los sectores de la cuenca que se analicen.

Así, por ejemplo, el cambio sedimentario que se advierte en el sector de Fonelas, y que supone una entrada importante de terrígenos en el espacio anteriormente ocupado por ambientes lacustres y que Alonso-Diago (1989) utiliza como límite entre dos unidades estratigráficas superpuestas, se ha seguido a lo largo de una amplia extensión de la cuenca mediante una cartografía de detalle como la que se realiza en esta investigación, pudiéndose constatar con seguridad que se trata de una superficie que atraviesa el Rusciniense inferior

y superior casi totalmente (desde Fonelas hasta el Toyo de Chiclana y desde Gorafe hasta Campillos, fig. 3.1, 3.10, etc.). En mi opinión, tal superficie es la respuesta a un fenómeno alocíclico que se manifiesta en un mismo sentido aunque en distintos momentos a lo largo de la extensión de la cuenca, como resultado de una evolución continuada a lo largo de una misma UTS. Representa, por consiguiente, una superficie de cambio de facies a escala cartográfica, si bien a escala local puede interpretarse como una superposición estratigráfica.

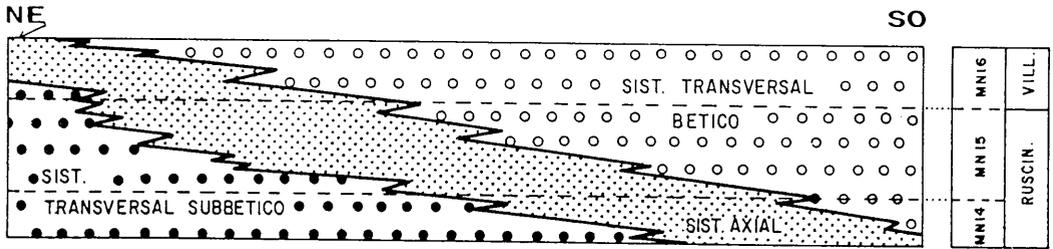


Figura 3.1. Superficies heterocronas de separación de conjuntos litológicos intra-UTS 2.

El reconocimiento de niveles isocronos, a la vista de lo que se ha expuesto, es un proceso complicado. La técnica utilizada ha consistido en determinar niveles guía en sectores donde la exposición del conjunto sedimentario es amplia, y continuar estos niveles en toda la extensión posible. Los niveles guía seleccionados han sido, además de las superficies que marcan un cambio más o menos brusco en las condiciones sedimentarias y cuya discusión se acaba de hacer, aquellos horizontes edáficos reconocidos en las facies fluviales proximales y que se han podido observar en afloramiento continuo y con ayuda de fотомосáicos en una amplia extensión hacia el centro de la cuenca (a veces kilómetros) sin cruzar nunca ningún plano de estratificación.

El problema se plantea cuando se intenta extrapolar uno de estos horizontes edáficos hasta los materiales lacustres situados en sectores más centrales de la cuenca. Aún en los casos más favorables, en los que existe continuidad en el afloramiento entre los conjuntos aluviales donde se desarrollan los horizontes edáficos y los materiales lacustres, existen posibilidades muy variadas de equivalencia del proceso edáfico en función de su origen. Si la génesis del suelo ha sido la aparición de un período de menor humedad, el horizonte edáfico debe corresponder a una superficie que indique un descenso en el nivel lacustre. Ahora bien, si se trata simplemente de un desplazamiento lateral del sistema de canales en un ambiente fluvial, con la consecuente desactivación sedimentaria de parte de la llanura de

inundación ahora más alejada, no tiene porqué existir una interrupción equivalente o rasgo perceptible en los sedimentos lacustres.

El intento de aplicación de la técnica a la inversa, es decir, la extrapolación de discontinuidades sedimentarias detectadas en sedimentos lacustres, en sus correspondientes materiales aluviales, ha resultado casi siempre estéril, derivado en opinión del autor, del importante número de variables que pueden intervenir en la alteración del nivel del agua en las áreas lacustres.

El problema, por tanto, radica en el carácter local que con frecuencia representan las rupturas que originan la aparición de estos niveles guía, que condiciona el que sean extrapolables no más allá de la extensión de un particular aparato sedimentario (un abanico concreto, un pequeño lago, etc.).

Una vez establecidos los niveles isocronos para cada uno de los afloramientos a partir de cualquiera de las dos técnicas expuestas y a ser posible en ambas (reconocimiento de rupturas en la evolución secuencial y niveles guía), la utilización de la datación ha de servir para intentar discriminar que niveles son realmente extrapolables de unos puntos a otros de la cuenca y, en definitiva, que niveles isocronos a escala local pueden ser elevados a la categoría cuencial.

El interés del establecimiento de niveles isocronos radica no solo en la posibilidad de reconocimiento de eventos de mayor o menor rango, sino además, en la interesante alternativa que se plantea de extrapolación de dataciones de edad sobre áreas extensas alrededor de los puntuales yacimientos paleontológicos. Esto va a permitir establecer cálculos de la tasa de subsidencia en distintos puntos así como la evolución que ésta sigue a lo largo del tiempo, informaciones de indudable valor a la hora de llevar a cabo el análisis de cuenca.

3.2.3. DIFERENCIACION DE UNIDADES EN LA CUENCA DE GUADIX: CRITERIOS

Más arriba se han comentado algunos de los criterios comúnmente utilizados por distintos autores a la hora de subdividir el relleno de una cuenca sedimentaria. A continuación se muestra cuales de estos han sido seleccionados para el análisis de la Cuenca

de Guadix y el esquema estratigráfico que resulta de su aplicación.

El objetivo planteado va a ser el de establecer, en una cuenca en la que a lo largo de toda su historia continental se han desarrollado siempre ambientes aluviales y lacustres, qué momentos han supuesto una mayor revolución en la paleogeografía del área. Se trata, por consiguiente, de buscar procesos alocíclicos que originen transformaciones en la fisiografía de la cuenca reconocibles con el estudio de los sedimentos. Existen dos alternativas en principio, para una cuenca de las características de la de Guadix; el reconocimiento de procesos climáticos y tectónicos.

Es evidente, como ya se ha apuntado más arriba, que los procesos de importante cambio climático originados a partir del Plioceno superior como consecuencia de la alternancia de períodos glaciares e interglaciares, deben haber dejado su impronta en los sedimentos de la cuenca. Encuentro, no obstante, algunas pegadas para utilizarlos como límite de unidades. En primer lugar y principalmente, hay que considerar que esta alternancia climática está muy concentrada en una parte del tiempo de relleno de la cuenca, pero es muy incierta o inexistente en el resto de la historia. En segundo lugar, hay que tener en cuenta, que los procesos de reactivación de redes de drenaje, consecuencia de los importantes y bruscos incrementos en el volumen de precipitaciones en las áreas fuente, sumado a las bajas tasas de subsidencia que se registran para el tiempo Plioceno superior y Pleistoceno en la Cuenca de Guadix (apartado 6.2), serán responsables de fenómenos de erosión importante en determinados puntos, con lo cual, el registro sedimentario de todas las épocas climáticas va a ser consecuentemente incompleto y muy variable según los puntos.

De esta manera, en este trabajo y para la Cuenca de Guadix, se ha decidido optar por la utilización de fenómenos tectónicos en la división principal de unidades, con lo cual van a poder recibir adecuadamente el nombre de Unidades Tectosedimentarias (UTS).

En base a procesos tectónicos, sin embargo, van a poder diferenciarse conjuntos de distintas categorías. Habrá que seleccionar aquellas rupturas sedimentarias de origen tectónico que sean reconocibles con seguridad en todo el ámbito de la cuenca, y que, cumpliendo otra serie de características, serán los límites de los conjuntos *standard* con categoría de UTS.

Las superficies que en este trabajo se han utilizado para delimitar unidades tectosedimentarias se ajustan a las siguientes características:

Se trata de superficies susceptibles de ser reconocidas en toda la cuenca. No obstante,

existen puntos donde su reconocimiento es más complicado debido a distintas razones que se irán comentando a continuación.

Suponen en extensas áreas cambios bruscos e importantes en la evolución sedimentaria de la cuenca; es decir, marcan la superposición vertical de distintos ambientes o subambientes sedimentarios, que localmente vienen acompañados de cambios bruscos en la tendencia de paleocorrientes, en la composición litológica de clastos y materiales finos, en parámetros texturales del sedimento, proporción relativa entre distintas litofacies, o incluso aparición o desaparición de una determinada litofacies, etc. En definitiva, suponen un cambio vertical en el estilo sedimentario, que refleja la revolución paleogeográfica que sufre la cuenca, como consecuencia del evento tectónico que marca la ruptura. Dada la muy probable compartimentación de la cuenca (apartado 5.2.1), el cambio paleogeográfico de origen tectónico va a presentar distinta envergadura y características particulares según el sector que se analice. Es esta una de las razones principales por las que tales superficies van a ser más difícilmente reconocibles en unos puntos que en otros.

Cuando estas superficies se siguen en cartografía, cumplen además dos características relacionadas con la disposición geométrica entre los conjuntos que separan. En primer lugar, siempre van a corresponder localmente a discordancias que a veces van a ser de pequeño ángulo. En este sentido, las unidades que limitan van a ajustarse al concepto de "secuencia" propuesto por Sloss *et al.* (1949) y Sloss (1963), con lo que a lo largo del texto utilizaré el término secuencia y UTS en un mismo sentido. El estudio en toda la extensión de la cuenca pone de manifiesto además, que el conjunto que queda bajo una de estas superficies está afectado por sistemas de fracturas que no afectan al conjunto suprayacente, que, por consiguiente, fosilizará un importante número de fracturas, que deben corresponder a sistemas de orientación determinada. Con estas dos premisas, se asegura el origen en procesos tectónicos de las superficies que se están analizando, o lo que es lo mismo, la existencia de importantes procesos tectónicos entre el final de una unidad y el inicio del desarrollo de la siguiente.

En este ejemplo concreto de la cuenca de Guadix dadas sus características particulares, cada una de las superficies seleccionadas como límite de secuencias o UTSs, supone una relación de solapamiento expansivo importante sobre amplios sectores marginales de la cuenca, mucho más brusco que el progresivo solapamiento expansivo que se puede advertir a lo largo de una particular UTS. Esta característica radica en la circunstancia de importante transformación en la geometría de la cuenca

con la aparición de cada secuencia, que implica con gran probabilidad considerables transformaciones en la acomodación de la cuenca.

- Cada límite de este tipo no podrá jamás ser atravesado por una línea de tiempo. Esto quiere decir que todas las rocas que estén situadas por encima son siempre más jóvenes que las que aparezcan por debajo. La comprobación de este hecho, necesariamente ha de depender de la existencia de un importante volumen de dataciones de edad, con posibilidad de extrapolación mediante la utilización de niveles isocronos, como se ha expuesto más arriba.
- Los límites de secuencias o UTSs elegidos además cumplen la característica de manifestarse como discontinuidades o interrupciones estratigráficas en extensos sectores de la cuenca, aún cuando en determinados puntos, como ya se ha comentado, existe con gran probabilidad continuidad estratigráfica. Los indicios de discontinuidad serán la aparición de extensos horizontes de paleosuelos o importante desarrollo de caliches, situados en superficies que cumplan todas las demás características. Además, el control cronoestratigráfico una vez más será el que permitirá determinar si realmente suponen o no interrupción estratigráfica en al menos parte de la cuenca. Es lógico, pensar en la posibilidad de tal interrupción areal, si se considera que estos límites marcan el inicio de transformaciones paleogeográficas que implican desplazamiento en depocentros, modificaciones en la distribución de las redes de drenaje, etc. Con lo que se ha expuesto, se deduce, por consiguiente que estos límites no van a ser horizontes isocronos salvo en las áreas donde se manifiesten como continuidad estratigráfica, sin embargo, van a contener dentro en toda su extensión a esa isocrona reconocible en los puntos de continuidad.
- La transformación importante que implica la aparición de cada unidad condiciona que los límites en cuestión puedan marcar la aparición, desaparición total o parcial de determinados subambientes sedimentarios, con lo cual son superficies a partir de las cuales podrá no cumplirse la ley de Walther. Esto quiere decir que la ley de Walther siempre se cumplirá dentro de una determinada UTS y podrá o no ser aplicada cuando se comparen dos unidades superpuestas.

Los límites de las unidades *standard* (secuencias o UTSs) utilizadas como conjuntos de subdivisión básica del relleno sedimentario en este trabajo, cumplen todas y cada una de las características que se han expuesto (con posible excepción de la última, como se ha aclarado). Esto implica que la elaboración de la arquitectura estratigráfica de la cuenca y la decisión de la categoría de cada límite o ruptura necesariamente habrá de hacerse con

posterioridad al estudio estratigráfico y sedimentológico de la cuenca y será requisito indispensable la realización previa de una cartografía geológica detallada.

Atendiendo a los criterios que se han marcado anteriormente, ha sido posible reconocer en el relleno continental de la Cuenca de Guadix tan solo cuatro superficies que cumplen las características impuestas para ser designadas límites de UTS o secuencia. Tales unidades van a corresponder, por consiguiente, a UTS fundamentales en el sentido de González *et al.* (1988) y González (1989), puesto que estarán delimitadas por rupturas de tipo 1 o 3, según la clasificación de los citados autores.

Hay que decir que dentro del relleno de la cuenca aparecen también rupturas de tipo 2 de González *et al.* (1988), sin embargo, en ningún caso se ha podido constatar que tengan una extensión cuencal, por lo que no se advierte la existencia de UTSs elementales en sentido estricto. No considero adecuado el intento de clasificación de las rupturas reconocidas en la Cuenca de Guadix según los criterios de González *et al.* (1988), dado el carácter asimétrico que desde el punto de vista del comportamiento tectónico de sus márgenes presenta esta cuenca, que condiciona que una determinada tendencia o cambio en la actividad diastrófica en un margen no tenga correspondencia en el otro y viceversa.

Sin embargo, en la Cuenca de Guadix ha sido posible reconocer rupturas sedimentarias de rangos inferiores que, en general, no afectan más que a sectores parciales de la cuenca, pero que cumplen varias o muchas de las demás características señaladas.

Esto hace imprescindible el planteamiento de una nomenclatura que permita una subdivisión de las unidades tectosedimentarias en cuerpos de extensión local, que representen los procesos deposicionales en un determinado aparato sedimentario. En el apartado 4.2 se muestra una alternativa de jerarquización de unidades desde la escala del proceso sedimentario más simple, hasta las transformaciones más importantes que se producen en una cuenca o en varias cuencas de desarrollo coetáneo.

3.3. RELACION ENTRE UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS O SECUENCIAS

La evolución constante en la metodología del trabajo científico condiciona que un mismo problema pueda ser abordado desde muy distintos puntos de vista. Así, un análisis de cuenca como el que se realiza en esta investigación conduce a un determinado esquema de arquitectura estratigráfica que necesariamente va a presentar peculiaridades respecto a otros análisis realizados en la cuenca en base a otros criterios.

En este capítulo se pretende repasar brevemente la nomenclatura previa, y seleccionar y restringir aquellos términos cuya aplicación pueda ser interesante. Igualmente se muestra esquemáticamente la subdivisión propuesta en este trabajo para el relleno continental de la cuenca, para finalmente establecer su correspondencia con el esquema litoestratigráfico que se ha establecido a través de diversos trabajos previos.

3.3.1. FORMACIONES PREVIAMENTE DEFINIDAS

Sobre el conjunto del relleno continental de la cuenca se han definido formalmente una serie de unidades por distintos autores, algunas de las cuales son reconocibles y readaptables a los nuevos planteamientos que se presentan en este trabajo. De este modo, se hace imprescindible el dar un breve repaso a la nomenclatura establecida previamente.

Von Drasche (1879) introduce el nombre de Formación de Guadix para referirse a todo el conjunto continental en las Cuenca de Guadix-Baza y lo extiende incluso a otras depresiones próximas. Vera (1970a) restringe el término y redefine formalmente la Formación Guadix en base a las normas del Código de Nomenclatura Estratigráfica. Este autor reserva el nombre para los depósitos detríticos de origen aluvial que aparecen en el ámbito de la depresión de Guadix-Baza, al tiempo que introduce formalmente los términos Formación Gorafe-Huélago y Formación Baza para referirse a sedimentos originados predominantemente por procesos de precipitación química en los sectores Occidental o Cuenca de Guadix s.s. y Oriental o Cuenca de Baza s.s., respectivamente.

En la conexión de la Cuenca de Baza s.s. con el Corredor del Almanzora, el citado autor sitúa un conjunto litoestratigráfico al que denomina Formación Serón-Caniles, término que, tras una revisión estratigráfica detallada posterior, se recomienda no utilizar, por abarcar la denominación original a conjuntos de materiales genéticamente independientes (Vera *et al.*, 1991). Para Vera (1970a y b) todas las formaciones enumeradas se encuentran en relación de cambio de facies, por lo que pueden ser agrupadas en un mismo esquema paleogeográfico. Este autor introduce además el término "nivel de colmatación" para referirse al último episodio de relleno previo al inicio del dominio del régimen erosivo. Este término ha sido utilizado con posterioridad por muchos autores y me referiré a su significado en un apartado posterior.

Peña (1975) pormenoriza definiendo dentro de las formaciones Guadix y Gorafe-Huélago tres miembros en cada una para el sector más occidental de la cuenca. Además eleva a la categoría de Formación al denominado nivel de la Solana del Zamborino, hasta entonces incluido por Comas *et al.* (1973) como un nivel lacustre distinguible dentro de la Formación Guadix.

Peña (1979) plantea un nuevo esquema estratigráfico según el cual se elevan de categoría a los principales conjuntos, dividiéndose todo el relleno Plio-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza en tres Grupos: Guadix, Huélago y Baza, a su vez subdivididos hasta en un total de 16 formaciones. El propio autor (Peña, 1985) manifiesta el carácter provisional de su nomenclatura.

Viseras y Fernández (1988a) introducen formalmente una nueva unidad con rango de formación (Formación Río Gor), que sitúan estratigráficamente a la base de todo el conjunto continental.

Otros conjuntos litoestratigráficos han sido informalmente utilizados (Fallot *et al.*, 1967, Marín, 1971, García-Aguilar, 1986), estando todos en la actualidad contenidos y reinterpretados dentro de las unidades formales que se han enumerado y la nueva nomenclatura tectoestratigráfica.

En el estado actual de conocimientos, la nomenclatura litoestratigráfica puede ser utilizada como un complemento interesante de la nueva clasificación en unidades genéticas o eventoeestratigráficas. Se recomienda simplificar con la utilización tan solo de los términos Formación Río Gor, Formación Guadix y Formación Gorafe-Huélago (que sería sustituido por Formación Baza en el sector del mismo nombre), si bien el uso de tales nombres habrá de hacerse con el conocimiento de su significado en relación con el nuevo planteamiento de

arquitectura estratigráfica de la cuenca presentado en este trabajo.

La Formación Río Gor ha sido definida recientemente (Viseras y Fernández, 1988a) e introducida desde el principio en el esquema tectoestratigráfico, por lo que su correspondencia con una unidad genética (sensu Pardo *et al.*, 1989), UTS o secuencia es exacta. Las formaciones Guadix y Gorafe-Huélago, sin embargo, están comprendidas dentro de dos UTSs. El arraigo que tienen los términos entre la comunidad científica y técnica, así como las interesantes implicaciones en términos de procesos sedimentarios que conllevan, hacen no recomendable su eliminación, si bien será conveniente también el manejo paralelo de la nomenclatura complementaria.

El nombre de Formación Guadix deberá restringirse para esta cuenca al conjunto de materiales que, situados estratigráficamente por encima de la Formación Río Gor, tengan su origen en procesos correspondientes a ambientes de tipo aluvial. La amplia extensión tanto espacial como temporal de esta formación condiciona el que incluya conjuntos sedimentarios de características muy diferentes, lo cual invita a establecer subdivisiones internas que ayudarán a entender mejor el funcionamiento de la cuenca.

Los depósitos, esencialmente lacustres, aproximadamente equivalentes en el tiempo a la Formación Guadix y genéticamente relacionados con ésta, se agruparán bajo la denominación de Formación Gorafe-Huélago. Por las mismas razones que en el caso anterior en toda la extensión de la cuenca ha sido conveniente la diferenciación de distintos conjuntos litológicos dentro de éste. Como más adelante se expone, la utilización actual del término Formación Gorafe-Huélago debe hacerse con algunas modificaciones respecto a la definición original (apartado 3.4.2).

La detallada nomenclatura de Peña (1979) contribuye con algunos aspectos muy positivos. Sin embargo, el carácter provisional que el propio autor le atribuye (Peña, 1985) invita a cualquier investigador a no utilizarla, en tanto el autor original no se pronuncie por una terminología definitiva.

El nombre Formación Solana del Zamborino pudo en su momento tener un interés, derivado de la importancia del yacimiento paleontológico que se ubica dentro de ella (Casas *et al.*, 1975, Botella *et al.*, 1975, Martín Penela, 1976, 1987). En la actualidad debe ser eliminado e interpretado como un nivel más correspondiente a la Formación Gorafe-Huélago. de origen lacustre. En el apartado 3.7 se ubica además en el esquema tectoestratigráfico de la cuenca.

3.3.2. UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS DEFINIDAS EN ESTE TRABAJO

Todo el relleno continental de la Cuenca de Guadix, objeto de esta investigación puede, en atención a los criterios establecidos en apartados anteriores, ser agrupado dentro de una unidad de rango mayor con categoría de Ciclo Tectosedimentario (CTS *sensu* Megías, 1982).

La característica paleogeográfica diferenciadora respecto al conjunto que lo precede es el carácter continental de los sedimentos, con la precisión que será discutida al tratar de la UTS inferior (3.5).

Limitando este CTS y dentro de los sedimentos que le corresponden se han encontrado, luego de la realización de una cartografía de detalle, un total de cuatro y solo cuatro rupturas sedimentarias de origen en procesos tectónicos, que además cumplen toda la serie de características enunciadas para constituirse en superficies limitantes de tres secuencias o UTSs, que, por tanto, integrarían el citado ciclo. Estas unidades van a ser denominadas a partir de ahora en orden de más antiguo a más moderno, UTS 1, 2 y 3, o inferior, intermedia y superior.

La más antigua de esas rupturas, que supone la retirada brusca del mar se manifiesta localmente como una discordancia clara, unas veces de carácter erosivo y otras angular y erosivo, mientras que en otros sectores de la cuenca aparece como una concordancia que, probablemente corresponda a una paraconformidad, dado el carácter de discordancia cartográfica que presenta cuando se analiza en sectores amplios. Una discusión más extensa sobre las características de la transformación de la cuenca marina en área de sedimentación exclusivamente continental, se ofrecen en el apartado 6.4.2, por lo que no me voy a extender en este punto.

La segunda ruptura de carácter cuencal, que limita las UTSs 1 y 2, está representada con gran probabilidad por una superficie de enrase que localmente cepilla los primeros episodios de desarrollo de brechas de la UTS 1, e incluso, las hace desaparecer totalmente, de manera que puede llegar a coincidir con la ruptura anterior o localmente incluso eliminar el registro sedimentario que permite su identificación. Implica una revolución paleogeográfica importante en la cuenca, pues a partir de esta ruptura, parece instaurarse la red de drenaje de los relieves circundantes a la cuenca, que, con modificaciones de poca entidad, va a mantenerse hasta la actualidad. Por contraposición, para la UTS 1, se deduce la existencia de una red de drenaje precaria y poco organizada, como consecuencia de la

relativamente lenta respuesta geomorfológica a la importante revolución tectónica que representó, implicando transformaciones fuertes en las áreas de drenaje de los relieves que circundan la cuenca sedimentaria.

La tercera ruptura, que limita las UTSs 2 y 3, en los escasos puntos donde se manifiesta como discordancia, aparece como de bajo ángulo, aunque supone una transformación importante en la acomodación de cuenca, así como en la tasa de subsidencia y ubicación de depocentros. En amplias áreas de la cuenca se reconoce por un importante desarrollo de horizontes edáficos. Aunque, utilizando los criterios seleccionados en el apartado 3.2.3 esta ruptura sea claramente de origen tectónico, la aparición de los primeros sedimentos de la UTS 3 en gran parte de la cuenca puede coincidir con la revolución climática que supondría el primer período frío, detectado a nivel europeo en base al estudio de polen. La idea de que, parte del depósito de esta tercera unidad es previo al primer enfriamiento climático, coincide con la interpretación que Ruiz Bustos (1990b) hace de algunos de los yacimientos de vertebrados que según la cartografía estarían situados dentro de la UTS 3. Esta ruptura debe corresponder en amplios sectores a una paraconformidad. Los datos de paleontología de vertebrados de que se dispone en la actualidad, así lo apuntan, aunque, por el momento son insuficientes para determinar en que extensiones la relación entre las UTSs 2 y 3 podría ser tratada realmente como una conformidad, sin interrupción sedimentaria importante, como parece deducirse de los datos derivados del estudio puramente sedimentológico.

Se puede determinar otra ruptura en el momento en que se produce la transformación de la cuenca deposicional en un ámbito predominantemente erosivo. Esta nueva revolución tectónica, que viene probablemente acompañada de importantes transformaciones fisiográficas en la cuenca, como se comentará en 6.4.4, supone que los sedimentos que localmente se acumulan a partir de ese momento pueden constituir el depósito de una cuarta UTS. La importancia desde el punto de vista geográfico, que supone la transformación del ámbito de la cuenca continental en erosional, induce a situar en esta última ruptura el límite superior del Ciclo Tectosedimentario.

Mientras que las UTSs 2 y 3 implican configuraciones paleogeográficas a grandes rasgos similares, con la existencia de varios conjuntos aluviales y lacustres, que cambian de importancia y se suceden de una manera más o menos complicada en el tiempo, la UTS 1 presenta unos rasgos muy distintos. La posibilidad de no desarrollo de depósitos correspondientes a esta primera unidad en sectores de la cuenca, implica que existiría localmente continuidad entre la primera y segunda ruptura, con lo cual, en esas verticales, sólo aparecería desarrollo de las UTSs 2 y/o 3, correspondiendo la UTS 1 a una superficie

de omisión o interrupción sedimentaria.

La revolución tectónica que supuso el paso de la UTS 1 a la 2 condicionó que algunos afloramientos correspondientes a la primera unidad, quedasen geográficamente desconectados de la futura área de depósito, de tal manera que localmente no van a ser cubiertos por ningún tipo de depósito posterior (afloramientos de Sierra de Baza o Cerro de Juan Canal, por ejemplo) o tan solo por los sedimentos de la UTS 3, por haber quedado fuera del área de depósito de la UTS 2 pero dentro del ámbito de desarrollo de la muy expansiva UTS 3. De este modo, en determinados puntos donde se da este último caso, va a aparecer una laguna estratigráfica que abarca desde la ruptura que marca el techo de la UTS 1 hasta la que marca la base de la UTS 3, comprendiendo además todo el tiempo en el que en otros sectores de la cuenca se desarrolló la UTS 2 (fig. 3.2).

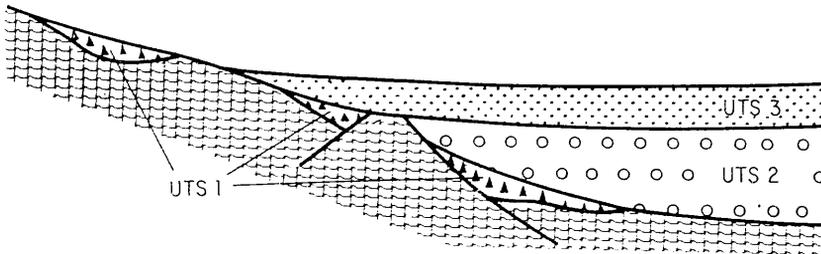


Figura 3.2. Relaciones geométricas posibles entre las distintas UTSs.

En sucesivos epígrafes se expondrá la arquitectura estratigráfica concreta que se deduce para cada una de las tres UTSs definidas.

Una vez más hay que insistir en la idea de que la subdivisión que aquí se presenta se basa en las observaciones posibles a partir de geología de campo y que la disponibilidad de un volumen mayor de datos de subsuelo podría aclarar si alguna de las rupturas que se han detectado aparte de las nombradas pueden ser extendidas hasta alcanzar un rango cuencal y cumplen todas las características para subdividir en otras las UTSs enumeradas.

3.3.3. EQUIVALENCIAS ENTRE FORMACIONES Y UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS

El análisis tectosedimentario, tal y como fue propuesto por su autor original, plantea la posibilidad de establecer equivalencias entre unidades tectosedimentarias y litoestratigráficas. Según la metodología propuesta por Megías (1982), con posterioridad a la definición de las UTSs en una cuenca pueden diferenciarse dentro de ellas, conjuntos litoestratigráficos que eventualmente podrán tener rango de formación.

TABLA 3.2.- Equivalencia entre unidades litoestratigráficas y tectosedimentarias.

LITOESTRATIGRAFIA		EVENTOESTRATIGR.	CRONOESTRATIGR.	m.a.	
Formación Guadix	Formación Gorafe - Huélago	UTS 3	PLEISTOCENO		0.012
			VILLAFRANQUIENSE	PLIOCENO	1.6
		UTS 2	RUSCINIENSE		3.3
Formación Río Gor		UTS 1	VENTIENSE	MIOCENO	5.3
					6.6

En cuencas como la de Guadix, cuyo análisis estratigráfico se ha realizado desde antiguo, surge la circunstancia de contar con un esquema litoestratigráfico previo. Considerando que tal esquema está basado en criterios objetivos, perfectamente válidos y que además mantiene una serie de implicaciones genéticas interesantes, considero oportuno no proponer la eliminación total de este esquema, sino preservar parte de la nomenclatura previa y aclarar su adaptación a la nueva concepción de arquitectura estratigráfica de la cuenca.

De esta manera y en el caso concreto de la Cuenca de Guadix se va a dar la circunstancia de que existan formaciones que no estén contenidas dentro de una sola UTS.

La UTS 1, sin embargo, tiene una correspondencia exacta con la Formación Río Gor. Las otras dos formaciones, cuyos nombres se ha considerado interesante preservar, Guadix y Gorafe-Huélago, están contenidas dentro de las UTSs 2 y 3 (tabla 3.2).

Independientemente de que sea imprescindible establecer esta correspondencia entre formaciones y UTSs, hay que aclarar que el análisis aplicado en este trabajo, se ha aproximado en la medida de lo posible a la idea de Megías (1982) en el sentido de una vez establecidas las UTS, que en definitiva son conjuntos de rocas contenidas en intervalos de tiempo concretos, se han llevado a cabo subdivisiones dentro de éstos. Tales subdivisiones se han basado en criterios fundamentalmente sedimentológicos. Los conjuntos diferenciados dentro de cada UTS, y que corresponden a los términos distinguidos en la cartografía, no van a ser nombrados con las normas que se establecen para unidades litoestratigráficas, puesto que están definidos a partir del análisis tectosedimentario, sino con una nomenclatura que aludirá a su carácter de unidades con una génesis común y a su significado paleogeográfico dentro del esquema de cada una de las UTSs o secuencias. Esta nomenclatura será expuesta a lo largo de la descripción de las sucesivas UTSs.

3.4. ARQUITECTURA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA

3.4.1. GEOMETRIA DE LAS DIFERENTES UNIDADES

Resulta interesante establecer una comparación entre la geometría tridimensional de las sucesivas unidades tectosedimentarias o secuencias a la hora de descifrar la evolución geológica de la cuenca. De esta manera, se van a tratar cada una de las UTSs como un conjunto, independientemente de los distintos subconjuntos litológicos que puedan diferenciarse dentro de ellas. De esta manera, se eleva el análisis de elementos arquitecturales de Miall (1985, 1988, 1989) a un rango superior de observación.

La geometría original del conjunto sedimentario correspondiente a la UTS 1 es complicada de establecer con precisión, por causa de los procesos erosivos y tectónicos que, como se comenta en 3.5 pueden suceder inmediatamente a su depósito. Tal y como se distribuyen los afloramientos, aparece en bolsadas de dimensiones variables. Mientras que en algunos afloramientos la UTS 1 ocupa extensiones kilométricas con variaciones de espesor entre los 5 y 10 m, puntualmente, y es la situación más generalizada, ocupa extensiones decamétricas o hectométricas, con variaciones de espesor entre 0 y 50 m, como puede comprobarse además en algunos sondeos realizados por el Servicio Geológico de Obras Públicas y la Compañía Andaluza de Minas.

Existe un rasgo general, que en parte puede ser consecuencia de la actuación de procesos post-deposicionales, pero que probablemente tenga relación directa con la distribución original de los sedimentos de la UTS 1. Como se observa en cartografía, la distribución de esta unidad es mucho mayor hacia el margen Bético de la cuenca, y parece reducir su espesor general a medida que se analizan afloramientos situados hacia el centro de la cuenca, donde probablemente no llegó a desarrollarse como un volumen de materiales en amplios sectores. El desarrollo en las proximidades del margen Subbético es bastante reducido.

Esta geometría tan espectacularmente asimétrica de adelgazamiento hacia sectores septentrionales, recuerda a la que presentan los materiales correspondientes a la tercera

secuencia deposicional del relleno de la cuenca de Granada según deducen Rodríguez Fernández *et al.* (1989) a partir de datos de sísmica. A nivel regional, en este momento se detecta un desarrollo desproporcionado de los sistemas sedimentarios relacionados genéticamente con Sierra Nevada en relación a otros relieves de la Cordillera (Rodríguez Fernández, 1990, com. pers.).

La geometría de la UTS 2 es con gran probabilidad la de mayor complicación, dada la coincidencia temporal que mantiene su depósito con la aparición de focos de subsidencia diferencial importante como consecuencia de la estructuración del basamento de la cuenca. Además, en extensas áreas se desconoce su base. Sin embargo, se pueden establecer algunos patrones al menos para determinadas áreas, especulando a partir de los datos gravimétricos de distribución de anomalías de Bouguer y comparando con la información de campo.

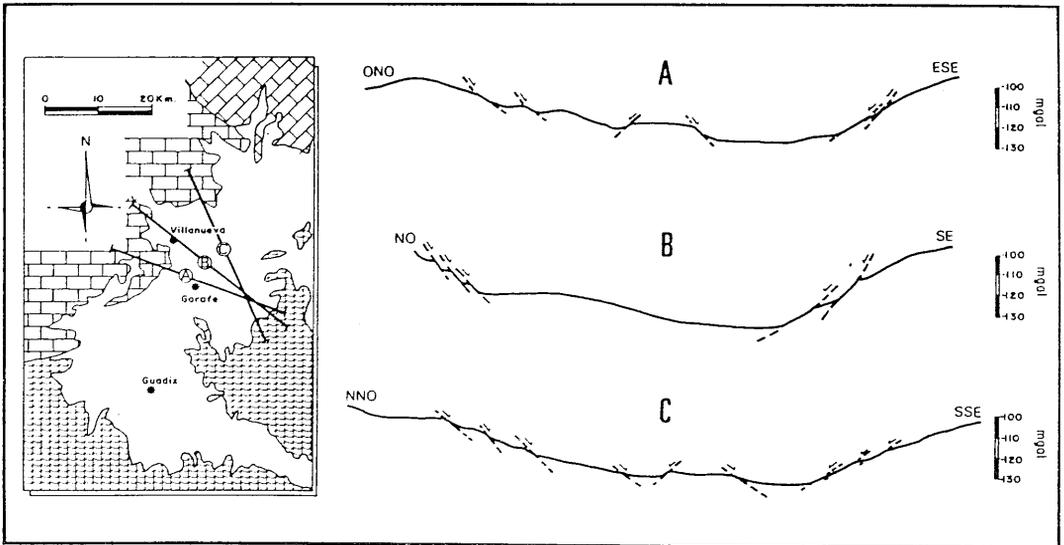


Figura 3.3. Posible geometría del substrato a partir de los datos gravimétricos (ver texto).

Las conclusiones que se sacan para la región situada desde Gorafe hacia el N (área para la que se dispone de datos geofísicos), según se deduce de la figura 3.3, indican que existe una cierta asimetría en el conjunto del relleno de la cuenca del mismo signo que la correspondiente a la UTS 1, aunque menos marcada. La distribución de anomalías gravimétricas parece resaltar una mayor acumulación de sedimentos en las proximidades de los relieves béticos, en este caso de la Sierra de Baza, donde se situaría un importante

foco subsidente bajo el área geográfica de los núcleos de Gorafe y Bacor Olivar (fig. 3.3). No existen datos de sondeos que permitan determinar que parte de este relleno corresponde a la UTS 2 y que parte a sedimentos más antiguos o incluso si esta disposición de isolíneas obedece a otras causas.

Cabe la posibilidad de que se trate, efectivamente de una asimetría con un foco más subsidente en las proximidades del margen Bético. No obstante, hay que indicar que los datos de geología de superficie y la disposición de niveles isocronos ponen de manifiesto que el margen Subbético, por ejemplo en el sector de Villanueva de las Torres, es un borde de cuenca con subsidencia muy importante, incluso más que el margen Bético en el sector aflorante al S de Gorafe. En el estado actual de conocimientos considero arriesgado emitir una idea definitiva sobre la geometría del relleno de esta segunda secuencia, aunque, según los datos de campo, para el sector septentrional, podría muy simplificada corresponder a la que se representa en la figura 3.4. Los puntos donde se ha podido reconocer con seguridad un mayor espesor, éste se sitúa en torno a 500 m.

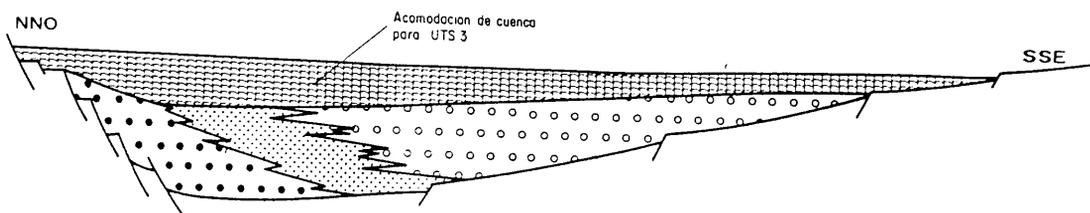


Figura 3.4. Geometría de la UTS 3 y relación con la topografía infrayacente (potencias no reales).

La geometría del relleno de la UTS 3 es más fácilmente reconocible. Consiste en una lente mucho más extensa que la unidad anterior, especialmente en lo que respecta al margen Bético de la cuenca. El techo aparece como una superficie suavemente convexa hacia abajo, como resultado de la erosión provocada por el desarrollo del glacis que se extiende por toda la cuenca. La base es una superficie convexa hacia abajo. Según los sectores de la cuenca, las mayores acumulaciones de sedimentos se dan aproximadamente en el centro de la cuenca, o bien, en las proximidades del margen nororiental (Subbético). Existen para esta última situación dos explicaciones posibles que no son excluyentes.

En primer lugar, hay datos para pensar que esta tercera unidad constituye un relleno de compensación de la fisiografía resultante de la paleogeografía que dominaba la cuenca durante el desarrollo de la UTS 2. De esta manera, la geometría de la base de la UTS 3 parece dibujar la disposición de los aparatos sedimentarios aluviales que ocupaban la cuenca de la UTS 2, con fuertes asimetrías locales en la pendiente de los sistemas de procedencia bética y subbética, presentando estos últimos superficies mucho más inclinadas, dado su menor radio como se deduce de datos sedimentológicos (fig. 3.4). Una prueba a favor de esta interpretación la constituye el hecho de que localmente la UTS 3 no llegara a desarrollarse (por tratarse de áreas topográficamente elevadas dentro de la cuenca). De este modo, la sedimentación más moderna bajo el glacis, en determinados sectores marginales de la cuenca, corresponde a la UTS 2. Otra prueba en el mismo sentido es la existencia de claras pero suaves discordancias angulares entre las UTSS 2 y 3 con geometrías como las que se muestran en la figura 3.5. Dispositivos de este tipo son por ejemplo visibles en el sector de Barranco Largo (extremo occidental) y en general en las proximidades del margen Subbético, donde la inclinación original de las superficies de los abanicos aluviales, era mayor como ya se ha comentado.

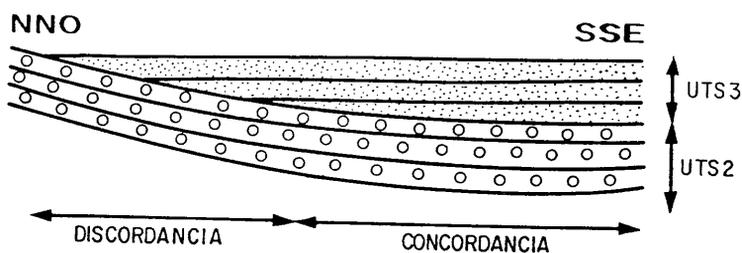


Figura 3.5. Relación UTS 2 - UTS 3 en algunos puntos del margen subbético.

Una segunda interpretación, como se comentará más extensamente, se basa en el hecho de que las tasas de subsidencia más altas para el tiempo de desarrollo de la UTS 3 parecen estar en las proximidades del margen Subbético.

3.4.2. CONJUNTOS SEDIMENTARIOS DIFERENCIADOS EN CARTOGRAFIA

El paso siguiente a la diferenciación vertical de UTSs o secuencias en el análisis de cuenca ha sido el de diferenciar conjuntos sedimentarios cartografiables dentro de cada unidad. En este caso, los criterios seguidos han sido de carácter puramente sedimentológico. Así, las diferencias entre distintos conjuntos dentro de una determinada UTS se establecen en base al predominio de determinados tipos de litofacies, que sí podrán repetirse en distintas UTSs. Se está, en definitiva, haciendo una diferenciación en cartografía de áreas dominadas temporalmente por la presencia de determinados subambientes continentales.

En la cartografía, para identificar la unidad a que pertenece cada conjunto, todos los términos que correspondan al relleno de la cuenca que se analiza van precedidos de un número que indica la UTS correspondiente.

Las diferentes condiciones de exposición en que afloran los materiales de cada unidad condicionan que dentro de cada una se hayan utilizado criterios ligeramente distintos en la distinción de términos, como explico a continuación.

Respecto a la UTS 1, se han diferenciado tres términos, 1a, 1b y 1c, que corresponden a tres de las cuatro asociaciones de elementos arquitecturales individualizadas en el análisis sedimentológico (a, b y c). El cuarto tipo de asociación (d), por sus particulares características se manifiesta como un conjunto imposible de cartografiar a la escala del mapa.

Las excepcionales condiciones de afloramiento de la UTS 2 han permitido diferenciar un total de nueve términos cartografiables. Cuatro de ellos corresponden a sedimentos de origen lacustre, que no siempre van a equivaler en el tiempo, pero que todos se encuentran entre las rupturas sedimentarias cuencales que delimitan la segunda unidad. La nomenclatura va en función del litotipo dominante en cada sector: margas (2m), calizas (2c), evaporitas y fundamentalmente yesos (2y) o materiales lacustres con dominio de sedimentación lutítica (2l). Este último conjunto (2l) corresponde esencialmente al llamado por Peña (1979, 1985) Arcillas Rojas del Negratín. Cabe precisarse que el citado autor incluye este conjunto dentro del Grupo Guadix. Sin embargo, en este trabajo se ha decidido su inclusión en la Formación Gorafe-Huélago, por sus características sedimentológicas más afines al resto de los términos de esta Formación que a los sedimentos aluviales de la Formación Guadix (ver 4.5.3.3 para interpretación sedimentológica de este conjunto).

Otros cinco términos que corresponden a sedimentos dominados por procesos de tipo aluvial se han diferenciado en esta segunda UTS. En este caso la simbología que se asigna alude al conjunto paleogeográfico a que corresponde cada término. Así, se diferencia con 2a a los depósitos del sistema de drenaje axial, con 2b a los del transversal de procedencia en los relieves Béticos y 2s y 2d corresponden a su equivalente en relieves Subbéticos, donde es posible cartografiar dos tipos de asociaciones de facies y elementos arquitecturales, paleogeográficamente indicativas de situación de proximalidad o distalidad respecto al área fuente (2s y 2d en sentido proximal-distal). El término 2x alude a los depósitos correspondientes a los sistemas de drenaje transversales en las áreas de cuenca donde existe mezcla de procedencias béticas, subbéticas y dorsalianas. Equivale, por tanto, en litofacies a 2d y 2b. Debe ser hecha la aclaración de que el término 2d incluye las facies subacuosas de abanico deltáico que penetra en un ambiente de tipo llanura lutífica.

Para la tercera UTS, la aplicación de los mismos criterios que en el caso anterior podría conducirnos al establecimiento de un esquema similar. Sin embargo, la complicada arquitectura que resulta de la superposición de diferentes unidades que podríamos llamar "climatosedimentarias", provoca que la distribución de los distintos sistemas de drenaje sea tan irregular a lo largo de todo su desarrollo, que no sean posibles de diferenciar en cartografía. Se ha optado por simplificar el esquema distinguiendo las áreas con dominio de gravas (3g) sobre fracciones más finas, los sedimentos fundamentalmente arenoso-limosos (3a) y aquellos de claro origen lacustre, con dominio fundamental de distintos tipos de calizas (3c).

En definitiva, y retocando ideas previas se sugiere incluir dentro de la Formación Guadix todos los materiales referidos en este trabajo con los símbolos 2s, 2d, 2x, 2a, 2b, (UTS 2), 3g y 3a (UTS 3), en tanto que la Formación Gorafe-Huélago correspondería los conjuntos 2m, 2c, 2y, 2l (UTS 2) y 3c (UTS 3).

Las figuras 3.7, 3.8 y 3.9 representan las relaciones existentes entre los 15 conjuntos enumerados. Los datos detallados de naturaleza sedimentológica se expondrán en el capítulo 5.

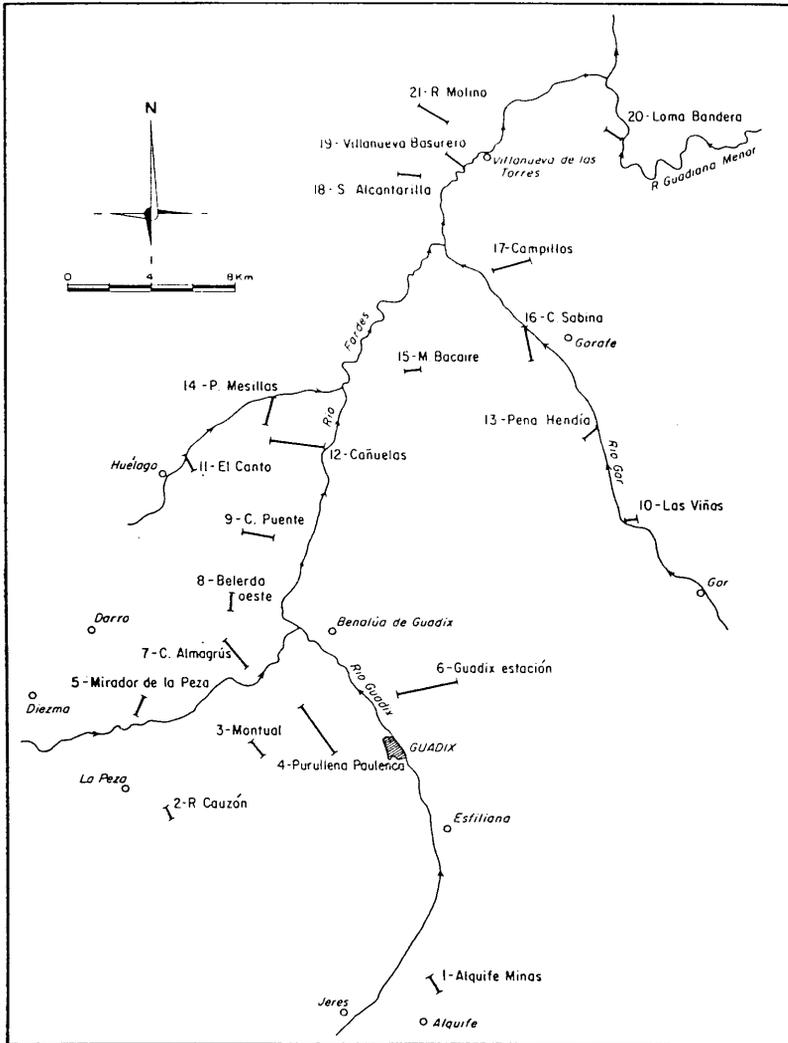


Figura 3.6. Situación de las columnas estratigráficas utilizadas en los paneles de correlación.

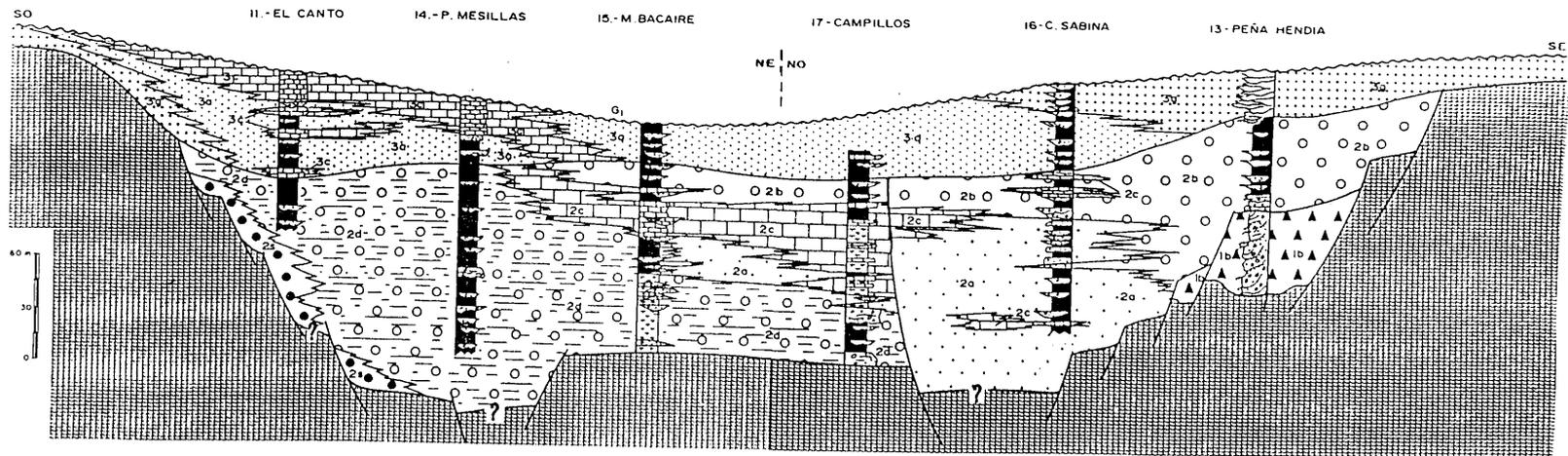


Figura 3.7. Panel de correlación 1. UTS 1: 1b, asociación B. UTS 2: 2a, sistema longitudinal; 2b, sistema transversal bético; 2s, sistema transversal subbético muy proximal; 2d, sistema transversal subbético medio-distal; 2c, sistema lacustre. UTS 3: 3g, bloques, gravas y arenas; 3a, arenas, lutitas y gravas; 3c, calizas y margocalizas. Escala horizontal muy reducida (ver figura 3.6).

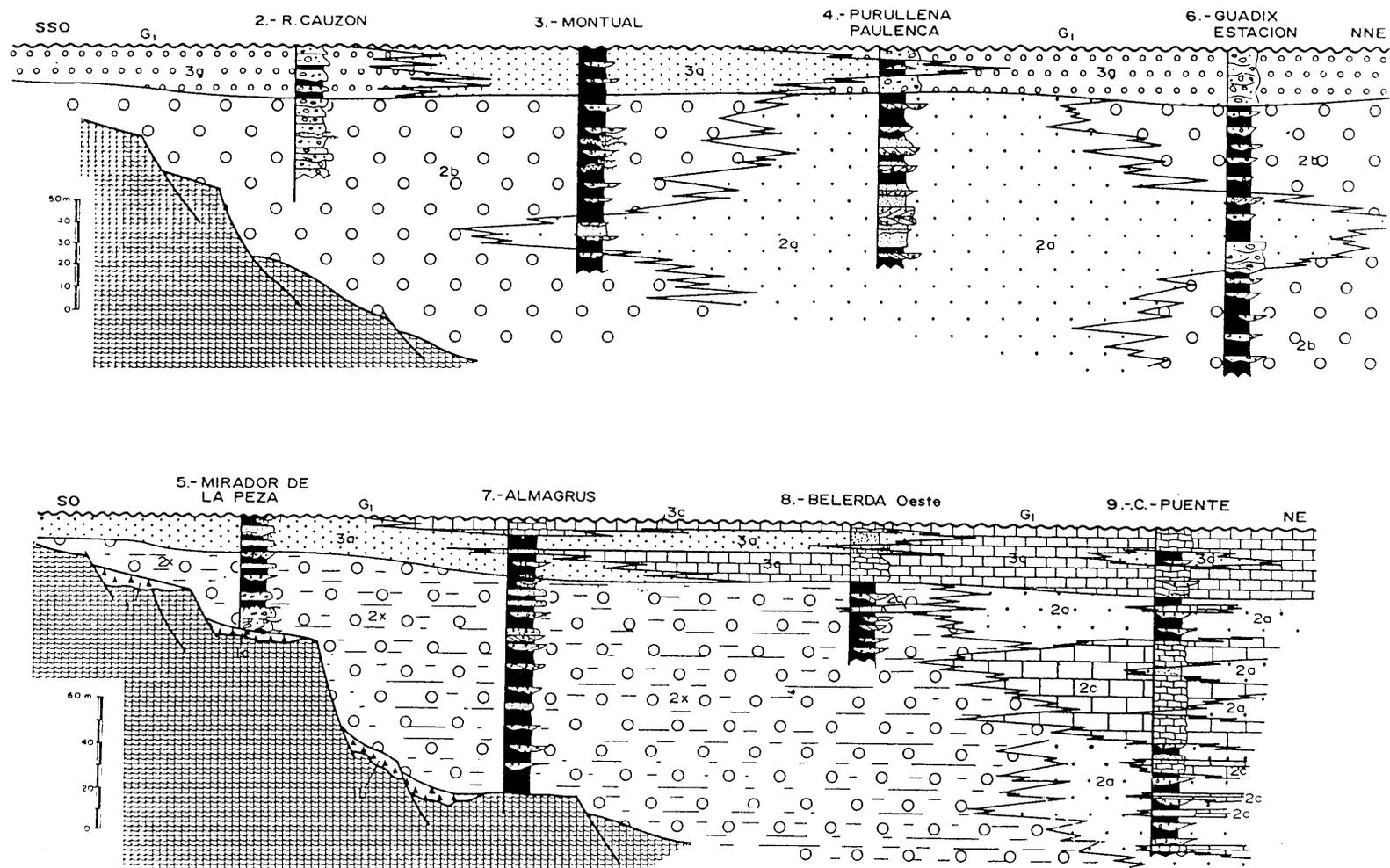


Figura 3.8. Paneles de correlación 2 y 3. UTS 1: 1b, asociación B; 1c, asociación C. UTS 2: 2a, sistema longitudinal; 2b, sistema transversal bético; 2x sistema transversal mixto; 2c, sistema lacustre. UTS 3: 3g, bloques, gravas y arenas; 3a, arenas, arcillas y gravas; 3c, calizas y margocalizas. Escala horizontal muy reducida (ver figura 3.6).

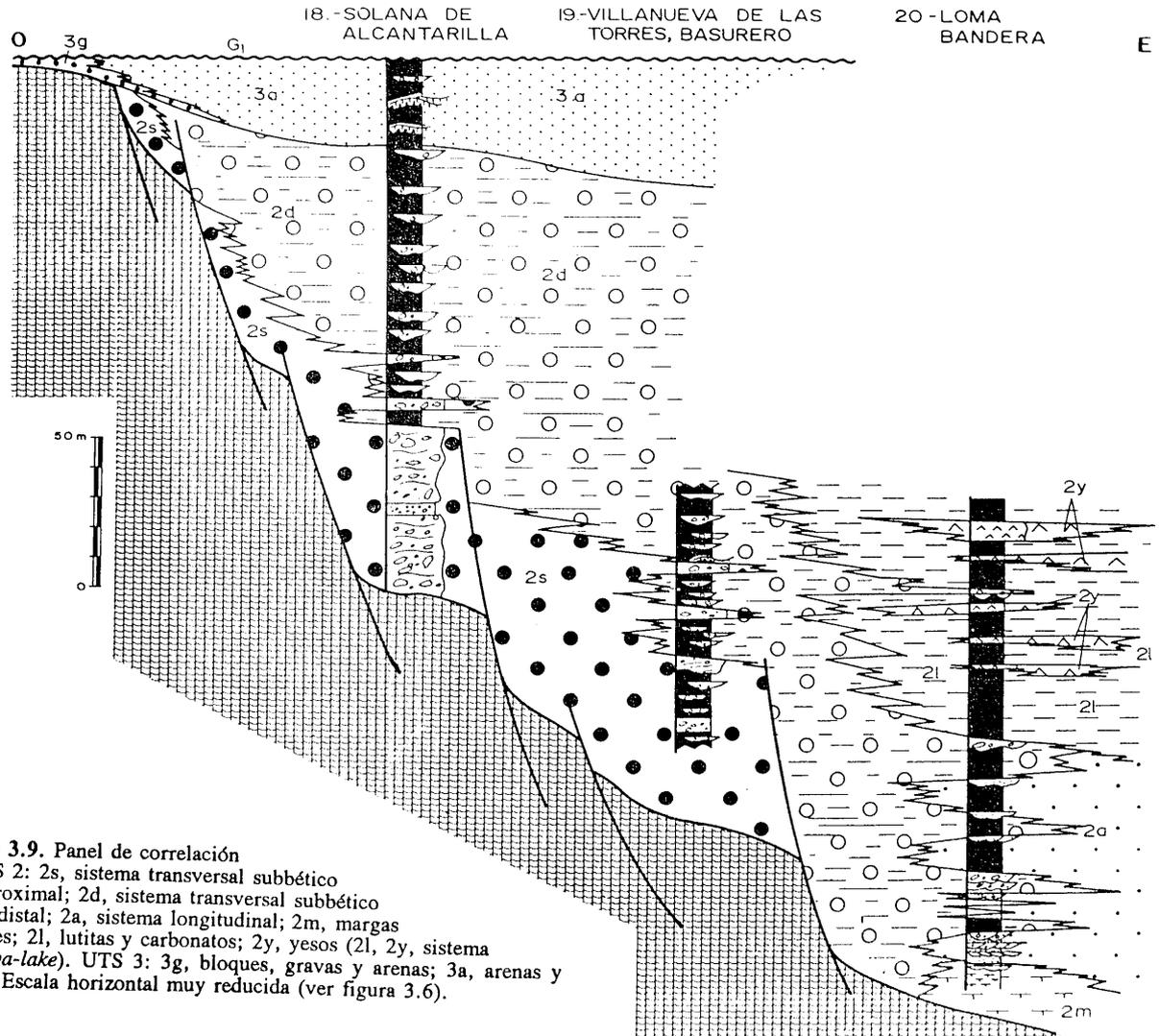


Figura 3.9. Panel de correlación
 4. UTS 2: 2s, sistema transversal subbético muy proximal; 2d, sistema transversal subbético medio-distal; 2a, sistema longitudinal; 2m, margas lacustres; 2l, lutitas y carbonatos; 2y, yesos (2l, 2y, sistema de *playa-lake*). UTS 3: 3g, bloques, gravas y arenas; 3a, arenas y lutitas. Escala horizontal muy reducida (ver figura 3.6).

3.4.4. EDAD DE LAS UNIDADES

El establecimiento de cuantos jalones de edad sean posibles, va a permitir no solo la cuantificación de fenómenos de distinta naturaleza (tasas de sedimentación, subsidencia, etc.), sino que además permite situar en el tiempo eventos que quedan registrados en los sedimentos, facilitando el establecimiento de una correlación más precisa con otras cuencas.

La depresión de Guadix-Baza ha sido objeto, en los últimos años de estudio por distintos equipos de investigación en paleontología de vertebrados, constituyendo en la actualidad una de las áreas de sedimentación continental de las que se dispone de un mayor volumen de datos bioestratigráficos a nivel de toda la Península Ibérica. Es por esta razón por la que voy a basar la cronoestratigrafía de este análisis de cuenca en la información publicada como resultado de las numerosas campañas de excavación paleontológica y arqueológica. En el futuro será sin duda muy interesante el contraste con los datos resultantes de otras técnicas de datación absoluta, tales como radiometría y paleomagnetismo, considerando las serias limitaciones de aplicación que presentan en cuencas continentales.

Debido por un lado, a la mayor extensión de las áreas lacustres en el sector oriental de la depresión (sector de Baza) y al interés que desde el punto de vista arqueológico, despertó la aparición de los restos óseos atribuidos originariamente a *Homo sp* (Gibert *et al.*, 1983), ha sido aquella área la que acaparó la mayor atención de los especialistas en la última década. Sin embargo, en el sector cartografiado en este trabajo (sector de Guadix o Cuenca de Guadix s.s.), se han localizado un importante número de yacimientos paleontológicos y/o arqueológicos, de los cuales los más significativos se representan en la figura 3.10.

La metodología seguida ha sido la de situar todos los yacimientos sobre la cartografía y utilizar las técnicas de extrapolación anteriormente referidas, para de este modo acotar lo más posible en el tiempo las principales rupturas sedimentarias, y así poder asignar cada una de las unidades a un intervalo de tiempo concreto.

Las atribuciones de edad se van a realizar en base a la escala cronoestratigráfica planteada en 3.1.2.2 (Ruiz Bustos, 1990a), que retoma y adapta la biozonación de Mein (1976), permitiendo la inclusión en ella de los datos procedentes de distintos autores.

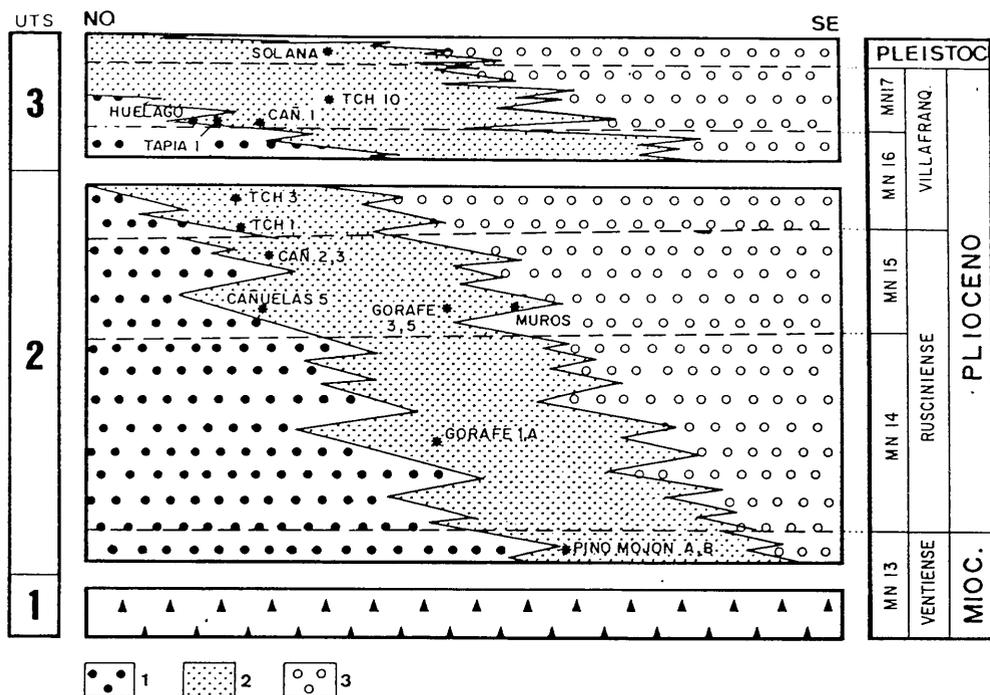


Figura 3.10. Edad de las unidades. Se sitúan los yacimientos de vertebrados más significativos (datos de diferentes autores). 1.- Sistema transversal subbético. 2.- Sistema axial. 3.- Sistema transversal bético.

Es conveniente aclarar que la situación bioestratigráfica de algunos de los yacimientos es controvertida, como consecuencia, en unos casos, de haber sido estudiados por distintos investigadores o, en otros, simplemente por las incoherencias derivadas de la comparación de datos procedentes de distintos grupos de fósiles (macro y microvertebrados, por ejemplo). La situación que presentan en la figura 3.10, corresponde a la interpretación más moderna que se conoce sobre ellos.

Una de las cuestiones de mayor obscuridad desde el punto de vista cronoestratigráfico la condiciona la ausencia de yacimientos en los materiales de la UTS 1. La atribución a una edad de este conjunto, así como de las rupturas sedimentarias que lo limitan, habrá de hacerse, por consiguiente, con carácter especulativo.

Los materiales marinos más modernos que se han podido datar corresponden al Tortoniense terminal, subzona de *Globòrrotalia suterae*, *sensu* Serrano (1979) o *Discoaster quinqueramus sensu* Okada y Bukry (1980) y se localizan en diversos puntos de la cuenca, como han indicado distintos estudios y se ha podido constatar por parte del autor, mediante

foraminíferos y nannoplacton. Existe una datación situada ligeramente al O de la Cuenca de Guadix (comarca de los Montes Orientales) que atribuye al Messiniense inferior los materiales marinos más altos bajo el relleno continental (Molina, 1975). Este dato debe ser hoy día desestimado, si se considera que se basa en la identificación de *Globborrotalia tumida plesiotumida*, organismo que para Serrano (1979) aparece desde el Tortoniense al Plioceno en el ámbito de las Cordilleras Béticas. Así mismo, la atribución de sedimentos marinos en el sector de Baza-Caniles al Plioceno (Goy *et al.*, 1989) o la interpretación de ambiente marino para materiales muy recientes en este mismo sector (Alberdi *et al.*, 1988, Bonadonna y Leone, 1989) se consideran descartables, según los datos de Guerra (1990), Guerra *et al.* (1990), Anadón (1990), Anadón y Juliá (1990) y Anadón *et al.* (1986, 1987).

Los materiales continentales más antiguos cuya edad se conoce se atribuyen a la zona MN13 correspondiente al Turolense terminal o al Ventiense (atendiendo a la nomenclatura de la escala que se utiliza en este trabajo) y pertenecen claramente al conjunto de la UTS 2. No se conoce, por el momento, ningún yacimiento de esta edad en el área cartografiada, si bien, Abla (Cuevas *et al.*, 1984) y Pino Mojón a y b (Sesé, 1989) son geográficamente muy próximos. Si tenemos en cuenta que puede tratarse de yacimientos localizados muy altos en la zona MN13 (Ruiz Bustos, 1990a, sitúa Abla a la base de la MN14), a falta de más información, el punto donde la base de la UTS 2 es más antigua correspondería a la MN13 (posiblemente parte alta). Considerando además que en la cronoescala utilizada (tabla 3.1), el techo del Tortoniense equivale al paso MN12-MN13 en las cuencas continentales béticas (edad de la ruptura base de la UTS 1), se puede pensar que todo el tiempo que existe entre ambas rupturas o lo que es lo mismo, el tiempo máximo de desarrollo de la UTS 1 corresponde a gran parte de la zona MN13, Ventiense según la escala utilizada, equivaliendo a parte del piso Messiniense en materiales marinos.

La no existencia de yacimientos con valor bioestratigráfico en los materiales de la primera unidad, condiciona por tanto a situarla por exceso entre los 6.5 y 5.5 m.a. B.P. aprox. No se descarta, sin embargo, que, puesto que en algunos puntos la parte alta del volumen de sedimentos correspondientes a esta unidad aparece cepillada por una superficie ecostrada, parte del citado intervalo de tiempo corresponda tan solo al desarrollo de esta superficie. Así, el depósito del mayor volumen de sedimentos de la UTS 1 pudo darse en los primeros momentos del intervalo citado, en la situación inicial de compensación de relieves ante una etapa de importantes transformaciones tectónicas. De este modo, podría pensarse que se encuentra más cerca del Tortoniense que del Plioceno. Una vez más, la ausencia de dataciones propias induce por el momento a situar tanto los sedimentos como la citada superficie dentro de un mismo conjunto que corresponde a la UTS 1.

Tratando de establecer la edad de los materiales más antiguos, merece detenerse una vez más en la problemática que se deriva de la no coincidencia entre los distintos autores a la hora de hacer equivaler las escalas bioestratigráficas marina y continental. Ya se ha comentado que la mayoría de los autores hacen coincidir el límite Tortoniense-Messiniense con el límite MN12-MN13 (Steininger *et al.*, 1985a y b, Fejfar y Heinrich, 1986, etc.), aspecto que también contempla la escala utilizada en este trabajo. En este sentido, los materiales continentales de la Cuenca de Guadix situados estratigráficamente por encima del Tortoniense terminal (subzona *G. suteræ*) nunca podrían pertenecer a la zona MN12. Sin embargo, en la Cuenca de Granada, aún cuando aparecen también materiales equivalentes del Tortoniense marino, se han descrito varias localidades en el relleno continental suprayacente atribuidas a la MN12 (Canteras de Jun, Molino de Alfacar, Barranco del Beiro, Los Arcos). Si en el futuro se llega a datar la base del conjunto continental de Guadix como MN12, en mi opinión, sería un argumento para decantarse hacia la idea de que el techo del Tortoniense debe situarse en relación a la cronoescala continental, como muy moderno, dentro de la MN12, como contemplan otras escalas (López Martínez *et al.*, 1985).

La ubicación en el tiempo de la ruptura entre las unidades 2 y 3 merece también cierta discusión. La atribución de edad más moderna en la UTS 2 corresponde a Toyo de Chiclana 3, que según Martín Suarez (1990, com. pers.) representa la parte baja de la MN16 (Villafranquiense inferior). Los yacimientos más antiguos en la UTS 3 estarían según algunos autores dentro de lo que denominan zona MN16b (Alberdi *et al.*, 1989, Sesé, 1989), aunque, si se considera que son todos posteriores al evento faunístico de aparición de *Equus*, para Ruiz Bustos (1986, 1990a) se situarán en la MN17 (Villafranquiense superior).

Así, los yacimientos de edad MN16 (o MN16a *sensu* Alberdi *et al.*, 1989) únicamente aparecen en los sectores centrales de la cuenca (donde se sitúa el citado yacimiento Toyo de Chiclana 3). Esto induce a pensar en que la interrupción sedimentaria ligada a la discontinuidad estratigráfica entre UTS 2 y UTS 3 es mayor hacia sectores marginales (zona de Huélago, por ejemplo). Tal discontinuidad estaría situada dentro de la MN16, probablemente hacia la parte baja, en base a los argumentos que se muestran a continuación.

En primer lugar hay que señalar que en el sector de Baza (zona de Galera), Martín Suarez (1988) advierte una superficie de discordancia acotada en el tiempo por yacimientos correspondientes a las zonas MN15 y MN16. Cabe la posibilidad de que corresponda a la ruptura en cuestión y que aquel sector suponga mayor continuidad sedimentaria debido al dominio de ambientes de tipo lacustre.

En segundo lugar resulta curioso el hecho de que, aunque en la Cuenca de Guadix s.s. existen yacimientos claramente de edad MN16 (únicamente en sectores centrales), en las inmediaciones del área se sitúan los yacimientos de Moreda, localizados en cavidades kársticas, donde se detectan reaperturas de origen probablemente tectónico en las cavidades, localizadas entre MN15 y MN16 (Castillo, 1990). La misma etapa tectónica que afecta a las cavidades en el substrato subbético, puede tener su reflejo en la cuenca con la aparición de la ruptura UTS 2-UTS 3.

Ante la discusión expuesta, la segunda unidad puede concluirse que corresponde esencialmente al Rusciniense (MN14 y MN15), aunque muy probablemente comprenda la parte terminal del Ventiense y posiblemente la base del Villafranquiense (tabla 3.2 y figura 3.10).

Queda por discutir la situación en el tiempo del evento que marca el final de la sedimentación generalizada y el inicio del régimen fundamentalmente erosivo. Peña (1979) atribuye a la parte baja del Pleistoceno medio el yacimiento que denomina Estación de Huélago. Con una edad ligeramente más moderna aparece la Solana del Zamborino (Botella *et al.*, 1975, Martín Penela, 1987), atribuido al tránsito Pleistoceno medio-Pleistoceno superior (Achelense). No obstante, de entre los yacimientos Pleistocenos merecen especial atención para este particular, las localidades Musterienses de Estación de Gor (Peña, 1979), Estación de Gorafe (Peña, 1985) y sobre todo Cueva Horá (Botella *et al.*, 1985, 1986, García, 1979, Martín Penela, 1986, Soria y Durán, 1988). La correspondencia geométrica de gran parte del relleno de este último yacimiento (Vega Toscano, 1989) con el denominado "nivel de colmatación" (incluido en la UTS 3), induce a pensar que los últimos depósitos previos a la formación del glacis que se extendió por la práctica totalidad de la cuenca corresponden al Pleistoceno superior.

Utilizando la cronología glaciár alpina (y considerando correcta la atribución de edad de los yacimientos citados), los últimos depósitos previos al glacis corresponderían al Würmiense. Peña (1979) reconoce, aunque sin contar con métodos de datación absoluta, el Würm I y Würm II en el sector de la Solana de Zamborino, justo bajo el glacis. Aún en el caso de que efectivamente en ese punto se pudiese confirmar la ausencia de materiales würmienses más modernos, cabe la posibilidad de que los períodos Würm III y Würm IV en el sentido de Bonifay (1973), hayan sido erosionados por el citado glacis. Así, si hacemos coincidir el final de la sedimentación con el final del Würmiense (próximo a 11.000 años *b.p.*, según Horowitz, 1979, y Bertolani *et al.*, 1980), como se justifica en el capítulo 6, habría que situar el límite superior de la tercera UTS y de todo el ciclo tectosedimentario

en torno a 10.000-12.000 años *b.p.*. La certeza de esta hipótesis, no obstante, está pendiente de la aplicación de métodos de datación absolutos sobre los últimos materiales de relleno de la cuenca.

Por lo tanto, la tercera unidad se extendería a lo largo del Villafranquiense (puede ser que el inferior no completamente) y probablemente todo el Pleistoceno (tabla 3.2 y figura 3.10).

Así, y retomando una vez más la nomenclatura litoestratigráfica, se debe considerar que la Formación Río Gor (correspondiente a la UTS 1) tendrá una edad Mioceno (Ventiense), mientras que las Formaciones Guadix y Gorafe-Huélago (comprendidas en las unidades 2 y 3) tendrían una extensión total desde muy probablemente el Mioceno terminal (parte muy alta del Ventiense), todo el Plioceno y hasta el Pleistoceno superior inclusive (tabla 3.2). La relativamente amplia extensión temporal que abarca el término Formación Guadix, así como su equivalente lacustre Gorafe-Huélago, hace recomendable una vez más el compaginar la nomenclatura litoestratigráfica con la nueva terminología que subdivide el conjunto en unidades temporales de más corta duración.

En síntesis, se puede concluir que en la Cuenca de Guadix aparece con gran continuidad todo el Rusciniense, al que corresponde el mayor volumen de sedimentos continentales. El Villafranquiense superior y el Pleistoceno, aunque representados por un volumen menor de materiales, también se reconocen como un conjunto con rupturas internas que probablemente tengan origen climático. En la actualidad sigue siendo un enigma qué porción del Ventiense está representada en los sedimentos de la base de la serie continental.

En mi opinión, existen dos problemas principales desde el punto de vista cronoestratigráfico aún por resolver.

El primero y quizás más importante, por las implicaciones a nivel regional que podría tener, es el determinar exactamente que período de tiempo está representado en los sedimentos de la UTS 1 y en la superficie que la limita por encima. Las características sedimentológicas de los materiales hacen difícil la aplicación de las técnicas de paleontología de vertebrados, por lo que el problema quizás habrá de ser resuelto con la ayuda de otros métodos de datación. La importancia de esta determinación radica en el hecho de que la UTS 1 corresponde al menos parcialmente a un momento de tan particular evolución geológica como es el tiempo Messiniense. El llegar a determinar que parte de este intervalo fue de sedimentación, que parte de erosión o no depósito y que parte corresponde a un momento de evolución tectónica importante en la Cuenca de Guadix, contribuiría sin duda

a resolver problemas que superan los límites de la propia cuenca.

La segunda cuestión consiste en conocer con exactitud el intervalo de interrupción sedimentaria ligado a la ruptura UTS 2-3 en la mayor extensión de cuenca posible. De esta manera podrá asegurarse si efectivamente entre el proceso tectónico que marca la ruptura, y los primeros depósitos relacionados con la fusión de nieves glaciares en el Villafranquiense superior, existen áreas (las correspondientes a los sistemas transversales) con escasa o nula acumulación vertical de sedimentos (podría ser el origen del importante desarrollo edáfico a techo de los materiales de los sistemas transversales de la UTS 2). Los datos de que se dispone, como se ha expuesto, apuntan hacia la idea de una mayor continuidad sedimentaria en el sector axial.

En particular existen más cuestiones concretas a solucionar con la bioestratigrafía, aún cuando como se ha dicho, se trata de una cuenca bastante trabajada desde ese punto de vista; sin embargo, los datos de que se dispone en la actualidad, debidamente integrados en el organigrama de unidades estratigráficas permite la elaboración de un esquema bastante fiable, que deberá ser revisado en el futuro con la inclusión de nuevos datos.

3.5. UNIDAD INFERIOR (UTS 1)

La UTS inferior, atribuida como se acaba de comentar por criterios indirectos al Venticense, se corresponde exactamente con la Formación Río Gor (Viseras y Fernández, 1988b). Esta unidad se presenta con particularidades que no aparecen en el resto de los conjuntos. Así, va a merecer un comentario el significado que puede tener desde el punto de vista de la evolución de la cuenca, puesto que puede contribuir al esclarecimiento de uno de los puntos más controvertidos en la historia de la depresión.

3.5.1. LA FORMACION RIO GOR

Como ya se ha comentado en capítulos anteriores, la unidad litoestratigráfica formalmente definida más recientemente corresponde a la Formación Río Gor o Brechas del Río Gor. Fue introducida por Viseras y Fernández (1988a) como un conjunto litoestratigráfico individualizable dentro del relleno continental de la Cuenca de Guadix en base a criterios de distinta naturaleza.

La definición original se ajusta estrictamente a las normas del Código de Nomenclatura Estratigráfica, con la introducción de localidad tipo, holoestratotipo de unidad, paraestratotipos, etc.. Por tanto, aquí me voy a limitar a añadir algunas de las particularidades de carácter estratigráfico determinadas en principio y más recientemente, con la individualización de nuevos afloramientos, y que van a tener una repercusión remarcable a la hora de integrar la citada unidad en el contexto de la evolución general de la cuenca.

Existen en mi opinión tres razones fundamentales que condicionan que esta unidad no hubiese sido reconocida con anterioridad como conjunto individualizable. En primer lugar hay que considerar el pequeño volumen que supone en el conjunto del relleno continental de la cuenca, así como, las relativamente reducidas dimensiones de los afloramientos, su amplia dispersión areal y la inconexión existente entre los distintos sectores. Además, se da la circunstancia de que la Formación Río Gor se presenta bajo aspectos sedimentarios diferentes (ver 4.4), lo cual puede en principio inducir a desconectar unos afloramientos de otros. Por último, la realización del estudio geológico de la cuenca y su entorno, en la mayoría de los casos, por distintos investigadores, ha condicionado que cuando más, los sedimentos que hoy se atribuyen a la Formación Río Gor han sido individualizados en áreas concretas aunque en cada punto hayan recibido interpretaciones estratigráficas distintas. Por consiguiente, solo un estudio estratigráfico y sedimentológico global del conjunto continental que rellena la Cuenca de Guadix ha permitido percibir, por un lado, el carácter individual que se atribuye a esta formación y, por otro, agrupar de modo coherente dentro de un mismo conjunto sedimentario afloramientos en la actualidad físicamente inconexos.

Con posterioridad a la definición original, se han reconocido nuevos afloramientos (así como se cuestiona la pertenencia a este conjunto de algunos de los que se atribuyeron inicialmente) que contribuyen a reforzar al carácter significativo e individual que representa esta formación dentro del relleno de la cuenca. De este modo, en el estado actual de conocimientos pueden distribuirse los afloramientos en siete sectores: sector de Loma de Santa Lucía-Campillo, en las inmediaciones del núcleo de La Peza, sector Barranco del Fardes, con excepcionales afloramientos en las proximidades de Lopera, sector del Marquesado, con los afloramientos del Cerro de Juan Canal y algunos otros descubiertos por la actividad minera en el área, sector del Río Gor, donde aparecen afloramientos distribuidos en muy distintos puntos a lo largo de las proximidades del Valle, siendo destacables el área conocida como Peña Hendía, donde se encuentra la localidad tipo, así como diversos y extensos afloramientos que aparecen en la cuenca alta del Río Gor, en el

área situada entre Gor-Las Juntas y Casas de Don Diego. Otro sector, también como este último situado dentro del paraje de la Sierra de Baza se localiza en las proximidades del Cortijo Carrasca. En la conexión entre la Cuenca de Baza y el Corredor de Vélez-Rubio se sitúan otra serie de afloramientos en las proximidades de los núcleos de Pulpite y Aldeaquemada. Por último, un único afloramiento ha sido por el momento reconocido sobre el margen Subbético de la cuenca, en el Barranco de la Partición, en las proximidades del paraje conocido como Fuente de los Calderones.

Existe un conjunto de afloramientos en el sector de Las Viñas (Valle del Río Gor) que inicialmente han sido incluidos también en esta formación. Esta atribución se debió en parte a su posición estratigráfica indudablemente suprayacente al conjunto sedimentario conocido como Mioceno de Gor, asignado con anterioridad por distintos autores al Mioceno superior (Colom, 1951, Comas *et al.*, 1973, Rodríguez Fernández, 1982). Sin embargo, en la actualidad y a partir de la realización de este trabajo se puede asegurar una edad más antigua para el citado Mioceno de Gor (Mioceno medio, ver 2.3.3), lo cual, unido al carácter ligeramente anómalo que representan los citados afloramientos de brechas en el conjunto de la Formación Río Gor, hace pensar en la posibilidad de que este afloramiento pertenezca a un conjunto Mioceno más antiguo (obsérvese el signo de interrogación que se muestra en cartografía). Por correlación con otras cuencas neógenas béticas y según sugerencias Barragán (1990, com. pers.) y Rodríguez Fernández (1990, com. pers.) estos afloramientos en concreto pueden corresponder al Serravaliense o al Tortoniense inferior (Tortoniense I de Montenat, 1977 y Montenat *et al.*, 1989).

Aunque la mayor parte de los afloramientos de esta Formación no habían sido descritos ni reseñados hasta el momento, sí existen sin embargo citas de algunos de ellos; si bien el tratamiento individual que se ha hecho, ha conducido a interpretaciones muy diversas tanto desde el punto de vista estratigráfico, como a la hora de la interpretación sedimentaria. Así, atribuyo a la Formación Río Gor la denominada Brecha de Juan Canal (Zermatten, 1929, Aldaya *et al.*, 1980) y los términos Q₂K y QK diferenciados en cartografía por Comas *et al.* (1973) y Delgado *et al.* (1980), a los que asignaron una edad Cuaternario. Igualmente se incluye la denominada base de la Formación Guadix (Rodríguez Fernández, 1982) y las Brechas de Pulpite (Peña, 1979) en el afloramiento en las proximidades de Pulpite y Aldeaquemada. Localmente en algunas cartografías se han incluido afloramientos de esta Formación en el conjunto Plio-Pleistoceno sin establecer distinción alguna (Comas *et al.*, 1973, 1978).

Finalmente puede ser incluido dentro de la Formación Río Gor el conjunto que aparece a la base del relleno continental en diversos puntos de las explotaciones mineras

de la región del Marquesado, diferenciado desde antiguo con el nombre de Rubial.

Las características de techo y muro comunes a la mayor parte de los afloramientos de la Formación Río Gor son un hecho digno de mención. La base de cada afloramiento suele ser una superficie irregular más o menos marcada, en tanto que el techo es una superficie plana a escala de afloramiento, ligeramente inclinada hacia el centro de la cuenca y que con frecuencia viene coronada por una costra calcárea que, según los casos, corta o no de manera discordante a los estratos de la formación brechoide.

Respecto a la distribución de los afloramientos existen también algunos rasgos remarcables. En primer lugar destaca la diferencia de cotas entre distintos puntos. Se reconocen afloramientos situados entre las altitudes 970 y 1720 m, con el rasgo constante de un descenso progresivo a medida que se trata de puntos situados más hacia el centro de la cuenca. Destaca además la existencia de un importante número de afloramientos en torno a la cota 1400.

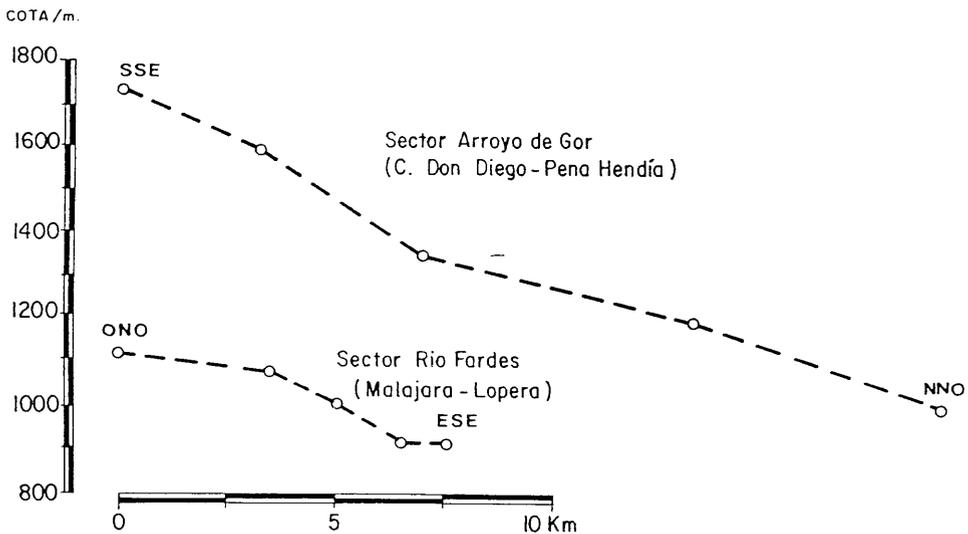


Figura 3.11. Topografía de los afloramientos de la Formación Río Gor en dos secciones de margen a centro de cuenca.

Se advierte en la mayor parte de los casos una ubicación geológica particular. Los afloramientos de la Formación Río Gor tienden a aparecer especialmente desarrollados sobre la zona de contacto entre dos conjuntos litológicos de distinta resistencia a la erosión. Así

jalonan contactos entre dolomías y filitas alpujárrides o entre calcarenitas y margas neógenas o entre dolomías triásicas y formaciones detríticas neógenas, por ejemplo.

La distribución que se observa, tanto en planta sobre un mapa, como al analizar la ubicación topográfica de los afloramientos (progresivamente más baja hacia el centro de la cuenca), muestra claramente como los afloramientos de la Formación Río Gor se distribuyen aproximadamente delimitando lo que será el área de sedimentación continental durante el Plioceno y Cuaternario (fig. 3.11).

3.5.2. INDIVIDUALIZACION RESPECTO AL RESTO DEL RELLENO CONTINENTAL

La distribución de afloramientos de la Formación Río Gor aproximadamente circundante a la cuenca continental, así como su origen claramente subaéreo, podría hacer pensar que se tratase de facies proximales de los sedimentos aluviales de la Formación Guadix, correspondientes a las unidades 2 y 3. Existen, sin embargo, una serie de criterios de distinta naturaleza que han conducido a individualizar cada uno de los afloramientos como perteneciente a un conjunto más antiguo que el resto del relleno continental.

Se trata siempre de comparaciones con la Formación Guadix más próxima (es decir, con frecuencia los sedimentos fluviales suprayacentes). Los sedimentos de la Formación Río Gor siempre se encuentran afectados por sistemas de fracturas que no afectan a la Formación Guadix próxima o suprayacente, y que incluso no se reconocen ni tan siquiera en los sedimentos fluviales o lacustres más antiguos de la UTS 2. Así, por ejemplo, en los afloramientos más orientales (Pulpite-Aldeaquemada, en la subcuenca de Baza) se detecta un diaclasado de dirección N-160-180-E que no afecta a los materiales suprayacentes y que probablemente corresponda a la dirección de fracturación submeridiana que Ott d'Estevou y Montenat (1985) sitúan entre el Tortoniense terminal y el Plioceno inferior para las cuencas orientales próximas. Igualmente, con frecuencia los afloramientos de la Formación Río Gor están limitados lateralmente por una superficie de falla que queda fosilizada por los sedimentos fluviales suprayacentes.

El buzamiento de las capas, variable entre 5 y 30° en la mayor parte de los casos es superior al que presenta la Formación Guadix próxima o suprayacente. Con frecuencia, además varía de orientación dentro de un mismo afloramiento, con una disposición clara

de adaptación a la topografía del basamento infrayacente, y no coincide en orientación con el buzamiento de la Formación Guadix, que suele adaptarse a la superficie suavemente buzante hacia el centro de cuenca y situada claramente a techo de muchos de los afloramientos de la formación brechoide. La figura 3.12 recoge las relaciones geométricas más frecuentes entre los conjuntos de las Formaciones Río Gor y Guadix.

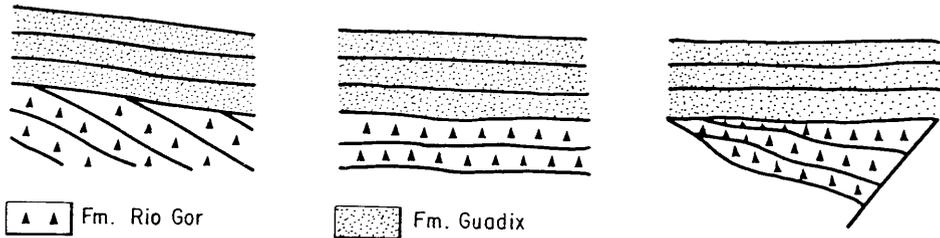


Figura 3.12. Relaciones geométricas entre las Formaciones Guadix y Río Gor.

Desde el punto de vista sedimentológico también se determinan importantes diferencias. Tal y como se describe en el capítulo de sedimentología, tanto las facies simples, como las asociaciones de facies que caracterizan a la Formación Río Gor son en unos casos inexistentes, y en otros aparecen muy poco representadas en los sedimentos aluviales de la Formación Guadix. La posibilidad de que se trate de facies proximales respecto a otros sedimentos de la UTS 2 es a veces claramente descartable cuando la Formación Río Gor presenta granulometrías más finas que la Formación Guadix próxima o suprayacente.

El análisis de paleocorrientes (apartado 4.4.3) también corrobora, que además de existir una mayor dispersión (hecho que no descartaría la posibilidad de que se tratase de un depósito más proximal), se detectan, en algunos casos, orientaciones en las paleocorrientes absolutamente incoherentes en relación a la Formación Guadix. Según los casos, se atribuye la causa a dislocaciones tectónicas post-UTS 1 y pre-UTS 2 o simplemente a funcionamiento absolutamente distinto entre los sistemas sedimentarios superpuestos correspondientes a cada unidad.

Análisis de composición petrológica de los clastos también abogan en favor de la no conexión en sentido proximal-distal entre los sedimentos de ambas formaciones.

Para la Formación Río Gor se deducen velocidades de sedimentación globales

extraordinariamente bajas; muy inferiores incluso a las de la Formación Guadix en los sectores más marginales de la cuenca. Así, se observa la superposición de numerosos horizontes edáficos que llegan a desarrollar potentes paquetes de caliche así como niveles donde los clastos carbonatados muestran signos de karstificación en su superficie superior, poniendo en evidencia el transcurso de prolongados períodos de no sedimentación (ver más detalles en 4.4).

La superficie de separación entre los materiales que se atribuyen a las Formaciones Río Gor y Guadix es siempre mucho más marcada que cualquiera de las superficies de interrupción sedimentaria que se determinan intra-UTS. Así, con frecuencia corresponde al desarrollo de unos centímetros de carbonato tipo caliche, que fosiliza a veces fracturas que tan solo afectan por tanto al conjunto infrayacente. En algún caso, incluso aparece tapizada por una superficie mineralizada con óxidos de Fe.

Finalmente hay que destacar que no se ha observado en ninguno de los afloramientos conexión física con sedimentos de características típicas de las Formaciones Guadix y Gorafe-Huélago, ni se han visto sedimentos con las características descritas para la Formación Río Gor intercalados dentro de las unidades 2 o 3, sino siempre situados a la base de éstas.

3.5.3. ALGUNAS PRECISIONES SOBRE SU POSICION ESTRATIGRAFICA

Las importantes transformaciones que al final del Tortoniense parecen sucederse en el ámbito geográfico de la que será cuenca continental de Guadix y el carácter expansivo que de manera global manifiesta a lo largo de su desarrollo el relleno continental, son circunstancias que condicionan el que los primeros depósitos continentales se dispongan sobre sustrato de muy distinta naturaleza, así como bajo sedimentos de la Formación Guadix de distintas edades. De este modo, sin la existencia de dataciones sobre los propios materiales de la Formación Río Gor, el determinar su posición estratigráfica exacta puede resultar complicado.

Así, existen afloramientos de la Formación Río Gor sobre materiales del basamento Nevado Filábride, Alpujárride, Maláguide y Subbético. Aparecen además localmente sobre materiales miocenos de distintas edades. En el afloramiento de Campillo (sector de La Peza), por ejemplo la Formación Río Gor aparece fosilizando el contacto entre sedimentos

del Mioceno medio y superior e incluso sobre distintos términos Tortonienses.

Muy interesante para determinar su posición estratigráfica resultan los afloramientos del Valle del Fardes, en el sector de Lopera. En esta situación, la Formación Río Gor aparece sobre los materiales marinos más modernos que se conocen (Tortoniense terminal, subzona *G. suteræ*) con los que se relaciona mediante una superficie ligeramente erosiva. Los clastos son en parte procedentes de los propios materiales del Mioceno superior.

Con las premisas expuestas, la posición estratigráfica post-Tortoniense de la Formación Río Gor parece clara. Por tanto, habida cuenta de que los criterios para asignar una antigüedad mayor a los materiales de esta unidad respecto a los de la Formación Guadix (referidos en el punto anterior) son incluso aplicables en estos afloramientos indudablemente post-Tortonienses, se debe pensar en una posición estratigráfica entre la Formación Molicias (último conjunto marino) y la Formación Guadix.

Desafortunadamente no se conocen por el momento afloramientos de la Formación Río Gor en posiciones centrales de la cuenca, donde se pueden localizar los sedimentos fluviales y lacustres más antiguos de la UTS 2. Sin embargo, a la luz de los datos actuales, se puede aventurar la posibilidad de que la base de esta segunda unidad sea aproximadamente isocrona en amplios sectores de la cuenca y se sitúe hacia el techo de la MN13 o base de MN14. Además, en el afloramiento del Arroyo de Gor, utilizando los criterios de extrapolación de dataciones en base a horizontes isocronos, los materiales correspondientes a la Formación Río Gor en el sector de Peña Hendía, aparecen estratigráficamente muy por debajo de las dataciones de edad MN14 que se conocen, estando además separados de la Formación Guadix por una clara superficie de peneplanización.

Todos estos argumentos son los que, por el momento a falta de dataciones sobre los propios sedimentos de la Formación Río Gor, se manejan para situar este conjunto en el Ventiense (*sensu* Ruiz Bustos, 1990a).

3.5.4. SIGNIFICADO DE LA FORMACION RIO GOR EN EL CONTEXTO GENERAL DE EVOLUCION DE LA CUENCA

El paulatino descenso del nivel del mar a lo largo del Tortoniense superior, como evidencia el dispositivo geométrico de los sucesivos cuerpos sedimentarios de la Formación Molicias (Rodríguez Fernández, 1982) y que, según el citado autor, probablemente se vio incrementado bruscamente en varios cientos de metros hacia el final del Tortoniense, debió de estar relacionado con un momento de importantes movimientos tectónicos en al menos el borde septentrional de Sierra Nevada. Esta etapa de fallamiento sería responsable de una nueva estructuración de lo que habían sido las áreas de sedimentación Tortonienses. Como inmediata respuesta a la reciente creación de relieves podrían localmente desarrollarse aparatos aluviales tipo cono de deyección, que de este modo se situarían sobre los márgenes de la nueva cuenca. Los depósitos brechoides resultantes, corresponderían a la Formación Río Gor cuyas facies corresponden a un modelo sedimentario de este tipo (ver 4.4).

El descenso brusco del nivel del agua pudo permitir la aparición hacia sectores centrales de la nueva cuenca de un mar residual (Soria, 1989, com. pers.) que coexistiese en el tiempo con el desarrollo de las brechas en las áreas emergidas. Esta es una posibilidad que por el momento no es demostrable de modo concluyente, aunque si se analiza la posición estratigráfica de algunos niveles calcareníticos (Unidad Marina Residual del citado autor) es idéntica a la que se estima para la Formación Río Gor. Se da además la coincidencia de que este nivel calcarenítico final en algunos afloramientos aparece cepillado suavemente por una superficie de interrupción sedimentaria (a veces claramente subaérea), sobre la que se asienta la sedimentación continental (corte de Forruchu, frente a Villanueva de las Torres o sector de Cuesta de Diezma, por ejemplo) y de que en otros se dispone de manera discordante sobre margas del Tortoniense terminal (subzona de *G.suterae*) y en concordancia con el sedimento continental suprayacente de la UTS 2 (afloramiento de Rambla del Molino, al Norte de Villanueva de las Torres). Ambas situaciones son comunes una vez más a las relaciones estratigráficas que se han descrito para la Formación Río Gor.

En conclusión hay que considerar que la Formación Río Gor (y cualquier posible equivalente lateral) podría representar con gran probabilidad el registro sedimentario de al menos parte del tiempo Messiniense, uno de los momentos sobre los que mayor obscuridad existe en el conocimiento de la evolución geológica del área. Su aparición puede representar el momento de diferenciación de los nuevos límites de la cuenca. Tendría así, un significado equivalente al que se atribuye a otros conjuntos brechoides situados a la base de unidades continentales, como es el caso de la Formación Cairat, en la Cuenca del Ebro (Anadón, 1978, Anadón y Marzo, 1986).

3.6. UNIDAD INTERMEDIA (UTS 2)

El mayor volumen de sedimentos continentales que quedaron en el registro estratigráfico de la cuenca corresponde a la unidad intermedia o UTS 2. Su desarrollo se dio esencialmente durante tiempo Rusciniense (con las precisiones que se detallan en el apartado 3.4.3) y se trata del conjunto estratigráfico que más ampliamente aflora y el que muestra las secciones más óptimas para un estudio sedimentológico y estratigráfico detallado. De hecho, la interpretación de su arquitectura estratigráfica, basada en el análisis de un importante volumen de datos de distinta naturaleza y recogidos en diversas secciones distribuidas en toda la extensión de la cuenca, va a ser aplicable no solo para esta concreta unidad, sino que ha arrojado luz para conocer el funcionamiento de la peor representada unidad superior (UTS 3) y con gran probabilidad, podrá ser utilizado en estudios futuros para un mejor entendimiento de la dinámica de funcionamiento de muchas otras depresiones continentales en el entorno de las Cordilleras Béticas.

En este punto se muestra el esquema estratigráfico que se deduce y se da un repaso a los principales argumentos en los que se basa. Finalmente se tratan las relaciones genéticas que existen entre los diferentes conjuntos que componen la arquitectura estratigráfica de esta unidad.

3.6.1. ESQUEMA ESTRATIGRAFICO

La arquitectura estratigráfica de la UTS 2 es resultado de la interrelación de varios sistemas sedimentarios con características sedimentológicas particulares.

Esquemáticamente, aparece un sistema de drenaje principal, que será llamado sistema longitudinal o axial, por disponerse cartográficamente con una orientación aproximadamente paralela al eje de cada uno de los sectores principales en que puede subdividirse la cuenca (ver apartado 5.2), un sistema de drenaje transversal a este primero y junto a él, responsable del depósito de los sedimentos de la Formación Guadix, y un sistema de sedimentación lacustre que corresponde a la parte de la Formación Gorafe-Huélago que aparece en esta unidad (fig 3.13).

Dentro del sistema de drenaje transversal es interesante, debido al carácter distinto que se detecta en cuanto al modelo sedimentario, diferenciar entre el sistema transversal situado al O y NO del drenaje longitudinal, y el sistema transversal situado al SE. El primero se referirá como sistema transversal subbético, por tener en la zona subbética su área fuente esencial (además de en la Dorsal Bética) y el segundo como sistema transversal bético, por alimentarse esencialmente de los relieves metamórficos de la Zona Bética s.s.

Los lugares con predominio de sedimentación lacustre ocupan áreas geográficas coincidentes aproximadamente con el espacio ocupado por el sistema fluvial longitudinal (fig. 3.13).

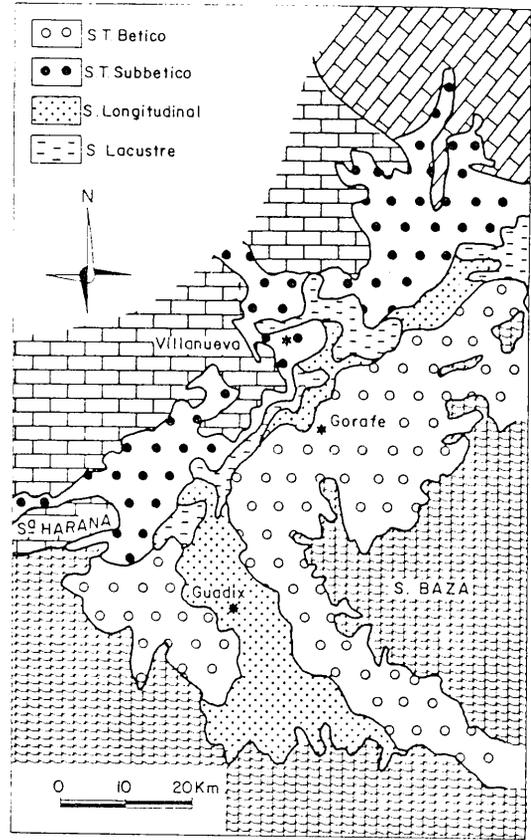


Figura 3.13. Distribución cartográfica esquemática de los distintos sistemas sedimentarios.

Cada uno de los sistemas definidos está compuesto por los sedimentos resultantes de la actuación de un importante número de aparatos sedimentarios con características parecidas y que se suceden en toda la extensión de la cuenca y a lo largo de todo el período de desarrollo de esta unidad. Así, los sistemas transversales se componen de diversos abanicos aluviales de características específicas, el sistema longitudinal consiste en ambientes fluviales que sufren algunas transformaciones a lo largo del tiempo, así como el sistema lacustre, al que corresponden áreas de sedimentación geográficamente desconectadas entre sí y que presentan características sedimentarias netamente distintas. Es por esto, que en cartografía se han llegado a diferenciar dentro de los sedimentos lacustres de esta segunda unidad hasta

cuatro términos según se trata de áreas lacustres con dominio de sedimentación margosa (2m), calizas y margocalizas (2c), sedimentación esencialmente lutítica (2l) o con dominio de precipitación evaporítica de yesos (2y).

La diferenciación entre los distintos sistemas de drenaje transversales y el longitudinal, al que se superponen las áreas de sedimentación lacustre, tiene un interés no solo desde el punto de vista del estudio estrictamente sedimentológico. En el análisis de cuenca, este esquema va a facilitar el conocimiento de la evolución espacio temporal del eje de la depresión (marcado por el sistema longitudinal y las áreas lacustres), que va a ser reflejo de la influencia relativa desde el punto de vista de aporte de sedimentos de cada uno de los sistemas transversales, con las consiguientes implicaciones en términos de relaciones aportes/subsistencia en los márgenes de cuenca, de actividad tectónica o fenómenos climáticos en las respectivas áreas fuente, etc.

En el apartado 6.1 se hace un tratamiento exhaustivo de la evolución que se detecta en las superficies de cambio de facies entre los distintos conjuntos. Se debe no obstante aquí adelantar que en el sector septentrional, donde la tendencia evolutiva de desplazamiento del eje de la cuenca es más evidente, se advierte a lo largo del tiempo Rusciniense un claro desplazamiento de la línea axial de la cuenca en un sentido SE-NO, es decir hacia posiciones cada vez más próximas a los relieves subbéticos y alejándose paulatinamente de la Sierra de Baza (Zona Bética s.s.) (fig. 3.14).

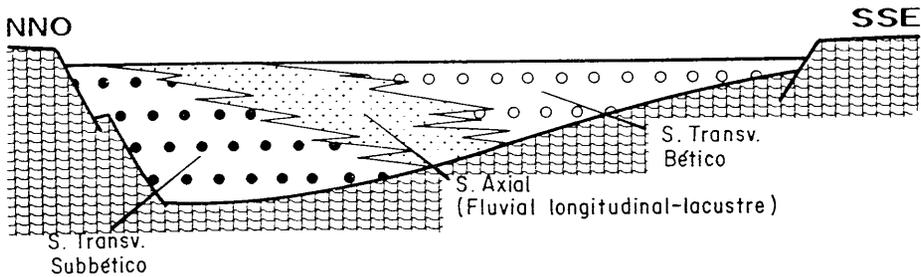


Figura 3.14. Evolución del eje de la cuenca y posible geometría para la UTS 2.

Los datos de mineralogía de arcillas y más concretamente la distribución espacio-temporal de paligorskita y paragonita, conducen a Sebastián *et al.* (1975) a una conclusión equivalente. En afloramientos que permiten una buena observación se ha podido determinar una tendencia similar de desplazamiento lateral del eje de los canales del sistema

longitudinal.

Las causas de una evidente progresiva mayor influencia de los sistemas transversales béticos sobre los subbéticos a lo largo del tiempo, serán tratados en capítulos sucesivos.

La delimitación cartográfica del sistema longitudinal permite detectar además que en un sentido de evolución proximal-distal (de S a N) se pueden diferenciar al menos tres direcciones principales en su orientación NO,NNE y N-60-70-E, lo que va a permitir especular sobre el papel jugado por la tectónica en el control de la sedimentación, la posibilidad de compartimentación en la cuenca, etc. (capítulo 5).

3.6.2. DIFERENCIACION DE SISTEMAS DE DRENAJE

La mayoría de los trabajos previos que abordan la paleogeografía de la región, han considerado a la Cuenca de Guadix como una depresión fundamentalmente endorréica (Vera, 1970a, Peña, 1975, 1979, 1985, García Aguilar, 1986, Fernández *et al.*, 1986-1987, Arribas *et al.*, 1988, etc.).

En este trabajo se aporta por tanto una hipótesis nueva, que considera la existencia de un sistema fluvial longitudinal, bien diferenciado de los sistemas transversales bético y subbético, y que puede ser responsable, en determinados momentos de un drenaje externo (o parcialmente externo) hacia la subcuenca de Baza.

La idea ha sido ya adelantada en otros trabajos (Viseras y Fernández, 1989), si bien en esta investigación considero ineludible el dar un repaso a los principales argumentos que contribuyen a soportar la hipótesis.

Esquemáticamente se pueden subdividir tales argumentos en dos grandes grupos, que corresponden, por un lado, a características puramente sedimentológicas y, por otro, a rasgos composicionales de los sedimentos fluviales y lacustres, tanto de los clastos como del material fino.

3.6.2.1. Rasgos sedimentológicos

Un importante volumen de datos que corresponden al campo de la sedimentología pueden ser utilizados como argumentos en favor de la subdivisión que se ha comentado. De este modo, en el capítulo de sedimentología se ha tratado de manera independiente cada uno de los distintos sistemas aluviales. Por tanto, el lector podrá apreciar allí detalladamente las notables diferencias sedimentológicas entre cada uno de los conjuntos.

No obstante, cabe comentarse aquí brevemente el tipo de parámetros cuya distribución espacial ha contribuido a elaborar y argumentar la subdivisión.

Existen, por ejemplo, datos de tipo textural, como la distribución del Máximo Tamaño de Partícula (MTP) y el grado de redondeamiento de los clastos cuyo análisis resulta muy interesante. Al estudiar la evolución del MTP en una sección transversal al eje principal de la cuenca y para un mismo intervalo de tiempo, se advierte como claramente desde los márgenes al centro se da una disminución progresiva de MTP, que sin embargo, localmente sufre un aumento brusco en el sector axial de la cuenca (fig. 3.15).

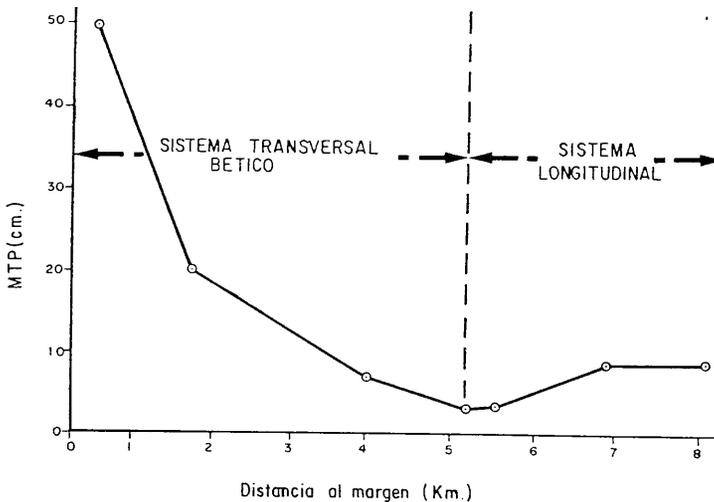


Figura 3.15. Distribución del máximo tamaño de partícula (MTP) para un mismo nivel estratigráfico según una sección transversal (Arroyo de Gor) al eje de la cuenca.

Este aumento es interpretado, con la ayuda de otros datos, como el resultado de la actuación del sistema longitudinal en este sector, con capacidad tractiva en su canal principal probablemente superior a la de los canales distales de los sistemas transversos.

Además, existe una disminución progresiva de MTP, más suave que la correspondiente a los sistemas transversales, pero también muy constante, a todo lo largo de la región axial de la cuenca y desde las posiciones más meridionales hacia el N. Si se compara el grado de redondeamiento sobre clastos de idéntica litología, se advierte como igualmente existe una evolución de menor a mayor redondeamiento en los clastos en la región axial con una cierta independencia en relación a la que se produce en sentido transversal. Ambos datos son indicativos de la existencia de un transporte importante de sedimentos hacia el N, según el eje principal de la cuenca.

Cuando se analiza la distribución de los distintos tipos de litofacies diferenciados, resulta muy significativo atender a la proporción con que estos se presentan a lo largo de toda la extensión de la cuenca. Una vez más, en la región axial aparecen con mayor frecuencia determinados tipos de litofacies, algunos de los cuales van a ser casi exclusivos de este área. Esta característica, traducida en términos de procesos, es indicativa de la existencia de un sistema fluvial axial con régimen de funcionamiento particular.

En este mismo sentido debe ser interpretado el hecho de que en la región central, la escala de los cuerpos sedimentarios originados por el funcionamiento de canales fluviales (rellenos de canal, barras) sea mucho mayor.

Finalmente, el análisis de paleocorrientes (apartado 4.5.1) confirma inequívocamente las dos tendencias generales de drenaje (transversal y longitudinal), además de aportar algunos datos interesantes sobre la diferencia en el estilo sedimentario en cada uno de los tres sistemas diferenciados.

Rasgos de la naturaleza de los que se han indicado han permitido establecer en toda la extensión de la cuenca estudiada una distribución cartográfica de ambientes sedimentarios, que contrastada con la argumentación derivada del estudio de composición de clastos y sedimento fino, conduce a la elaboración de la tesis que aquí se defiende.

3.6.2.2. Rasgos Composicionales

La particular posición que ocupa la Cuenca de Guadix, jalonando el contacto entre distintos dominios geodinámicos, condiciona que la litología de los macizos montañosos que rodean la cuenca varíe radicalmente de unos sectores a otros. El análisis de la distribución de litologías en los sedimentos fluviales que rellenan la cuenca, va a contribuir a establecer la procedencia de los principales sistemas de drenaje.

Siendo la litología de los materiales que rodean la cuenca tan extraordinariamente variada, y con la intención de no realizar un análisis, que por detallado pudiese llegar a ser confuso, y al mismo tiempo para facilitar la asignación de un sedimento a una determinada área fuente, se ha estimado oportuno simplificar según grandes conjuntos que presenten una cierta homogeneidad (fig. 3.16).

Se agrupan en un mismo conjunto los materiales correspondientes a la zona Subbética y Dorsal Bética, por su afinidad litológica. Por otro lado se trata al conjunto Alpujárride, y por otro al Nevado-Filábride, con la diferenciación entre los mantos del Veleta y del Mulhacén (esta última unidad es reinterpretada con otra terminología por García Dueñas *et al.*, 1988). Finalmente se distingue el substrato Maláguide, que aparece muy minoritariamente representado en el basamento.

Las ventajas de establecer esta subdivisión del substrato van a ser importantes si se considera que un drenaje axial o longitudinal de cierta envergadura sería capaz de transportar materiales del complejo Nevado-Filábride hasta posiciones muy septentrionales de la cuenca, y que serían sedimentos distinguibles de los originados por la actuación de posibles sistemas transversales de origen Alpujárride (Bético) o Subbético.

Datos muy importantes se derivan de los análisis que se comentan a continuación.

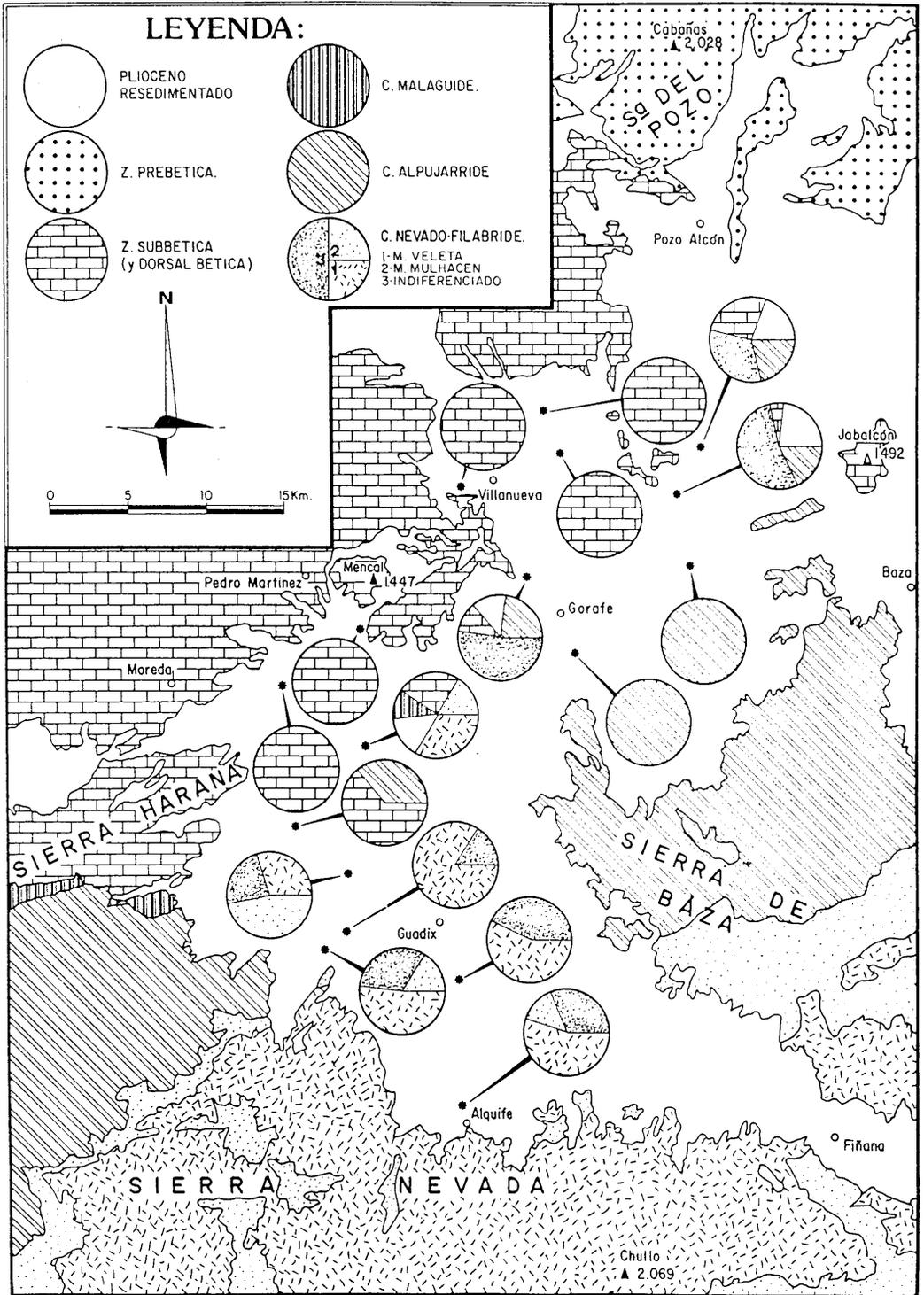


Figura 3.16. Distribución de litologías en los clastos del sedimento aluvial.

3.6.2.2.1. Mineralogía de finos

No ha sido preciso llevar a cabo nuevos análisis mineralógicos sobre los sedimentos, pues se dispone de un volumen muy importante de datos objetivos aportados por Sebastián (1979) y Sebastián *et al.* (1975, 1980, 1981). Información complementaria puede encontrarse en Bonadonna y Leone (1989), Andrés *et al.* (1990) y García Aguilar (1986). Sebastián (1979), por ejemplo, realiza un muestreo detallado en un total de siete columnas dispersas por el área de estudio. El análisis de un importante número de muestras en cada una de las columnas aporta información suficiente para el propósito que aquí se persigue.

Este autor analiza en cada muestra de sedimento la mineralogía global, así como separadamente, la composición mineralógica de las fracciones limo (2-20 μ) y arcilla (menor de 2 μ) además de determinados parámetros cristalográficos en algunas de las especies. Remito al lector a los trabajos citados para el conocimiento exhaustivo de todos los datos. Aquí simplemente voy a destacar aquellos caracteres que diferencian a los análisis de las muestras tomadas sobre sedimentos atribuibles a lo que en este trabajo se denomina sistema longitudinal de las que corresponden a sistemas transversales.

Las diferencias composicionales entre los materiales de los sistemas transversales bético y subbético son tan evidentes que no merece detenerse a comentarlos. Muy interesante resulta intentar discernir especialmente en sectores septentrionales de la cuenca entre los sedimentos de origen bético procedentes directamente de los relieves de Sierra Nevada y aquellos que proceden del complejo Alpujárride (sector septentrional de Sierra de Baza, en este caso). En este punto principalmente baso mi discusión, para lo cual, muestreos como el correspondiente a la columna de Gorafe, donde se interdigitan ambos sistemas, van a presentar un interés especial. Para la nueva interpretación de estos datos analíticos se ha contado con la colaboración del Dr. Sebastián, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada.

Los sedimentos que han sido asignados al sistema longitudinal presentan, en cuanto a datos de mineralogía global y respecto a los correspondientes al sistema transversal bético un porcentaje en dolomita muy bajo. Este rasgo es indicativo claro de una menor influencia alpujárride.

En cuanto a la fracción menor de 2 μ , es destacable que las muestras correspondientes al área del drenaje longitudinal presentan, en general, proporciones importantes de montmorillonita y clorita (originada en la destrucción de cloritoesquistos

Nevado-Filábrides), inexistencia o bajas proporciones de óxidos de Fe (normalmente presentes en sedimentos de origen Alpujárride) y porcentajes de paragonita bajos, mineral que según Sebastián (1979) es de origen fundamentalmente Alpujárride.

La fracción entre 2 y 20 μ muestra igualmente una proporción importante de montmorillonita, así como la presencia de interstratificados illita-clorita, inexistentes en los sedimentos del sistema transversal con los que se interdigitan.

Los espaciados basales de illita y paragonita para la reflexión (0010), según los análisis de Sebastián (1979), por comparación con los valores establecidos por Martín Ramos (1976), ponen de manifiesto como por ejemplo en la columna de Gorafe, para los sedimentos asignados al sistema transversal bético se debe concluir un origen en filitas Alpujárrides (con la posibilidad, descartable por otros criterios sedimentológicos, de que pertenecieran al manto del Veleta, del complejo Nevado-Filábride), en tanto que para los que corresponden al sistema longitudinal indican una procedencia inequívoca en las unidades Nevado-Filábrides de Caldera o Sabinas.

El alto valor del parámetro (*cuarzo + laminares*) / *carbonatos* en los análisis de mineralogía global, así como la existencia de tan solo indicios de paragonita (mineral fácilmente destructible en un proceso largo de transporte) en la fracción menor de 2 μ y la importante proporción de cuarzo, que llega a superar el 60 % de la fracción entre 2 y 20 μ en algunas muestras, son indicios claros de la existencia de un proceso de transporte mucho más importante sobre los sedimentos asignados al sistema longitudinal que sobre los del sistema transversal con el que se interdigitan.

En resumen, los datos de mineralogía de sedimento fino indican, por un lado, que existe un conjunto de materiales, situado en la región axial de la cuenca y que, siendo de naturaleza fundamentalmente metamórfica, presenta importantes rasgos composicionales comunes al comparar entre sí puntos diferentes de la cuenca y apuntan hacia un origen en la destrucción de materiales Nevado Filábrides, frente a otro conjunto, nutrido también de materiales metamórficos, con indicios claros de origen Alpujárride. Además, se deriva de los datos composicionales un proceso de transporte más largo para el primer conjunto que en definitiva va a corresponder al sistema longitudinal.

La existencia de este sistema de drenaje axial permite además interpretar datos que Sebastián (1979) aporta sin disponer en ese momento de una explicación. Tales son por ejemplo, la presencia de sedimentos que teóricamente tienen su origen en la destrucción de materiales del Complejo Nevado-Filábride, en sectores geográficamente tan alejados de este

área fuente como Gorafe o Cuevas del Campo (localidad situada ligeramente al NE del área cartografiada, en la prolongación del drenaje longitudinal del sector de Guadix hacia el de Baza).

3.6.2.2. Petrología de los clastos

El análisis de la composición petrológica de los clastos en toda la extensión de la cuenca fluvial se ha llevado a cabo mediante la realización de un importante número de muestreos puntuales, estratégicamente situados (diecisiete de los cuales están representados en la figura 3.16). Además, algunos lugares estimados como de interdigitación de sistemas transversales y longitudinales han sido objeto de sucesivos muestreos a lo largo de todo el perfil vertical, con la intención de confirmar la interdigitación con datos composicionales. Se ha contado con la inestimable colaboración de los Drs. Velilla y Díaz de Federico, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada.

La figura 3.16 es tan expresiva que precisa poco comentario. Flanqueando los relieves Alpujárrides de Sierra de Baza y Subbéticos se distribuyen sedimentos que proceden directamente del desmantelamiento de estos, sin embargo, existe un sector axial en la cuenca donde se localizan clastos procedentes del Complejo Nevado-Filábride (situado al Sur) y que a medida que nos desplazamos a sectores más septentrionales están acompañados en mayor proporción de sedimentos de origen Alpujárride y Subbético, consecuencia de los aportes laterales.

Los resultados en favor de la existencia de un drenaje principal longitudinal son tan evidentes como los que aporta la mineralogía del sedimento fino.

3.6.3. RELACION GENETICA ENTRE SEDIMENTOS FLUVIALES Y LACUSTRES

La coexistencia en el tiempo para el ámbito de la Cuenca de Guadix de áreas de sedimentación fluvial y sectores dominados por procesos de sedimentación lacustre es un hecho incuestionable. Es necesario, por consiguiente proponer un modelo global para la integración de todos los ambientes sedimentarios en un mismo esquema.

El importante desarrollo que pueden alcanzar los aparatos sedimentarios (abanicos aluviales) de los sistemas fluviales transversales, como se deduce del estudio sedimentológico, pudo en determinados momentos obstruir localmente al menos de modo parcial el drenaje del sistema longitudinal hacia el sector de Baza. De este modo el valle axial de la cuenca quedaría localmente convertido en un área de sedimentación bajo lámina de agua, esto es, en un lago. De esta manera podrían aparecer uno o más lagos interconectados por el sistema longitudinal (fig 3.17).

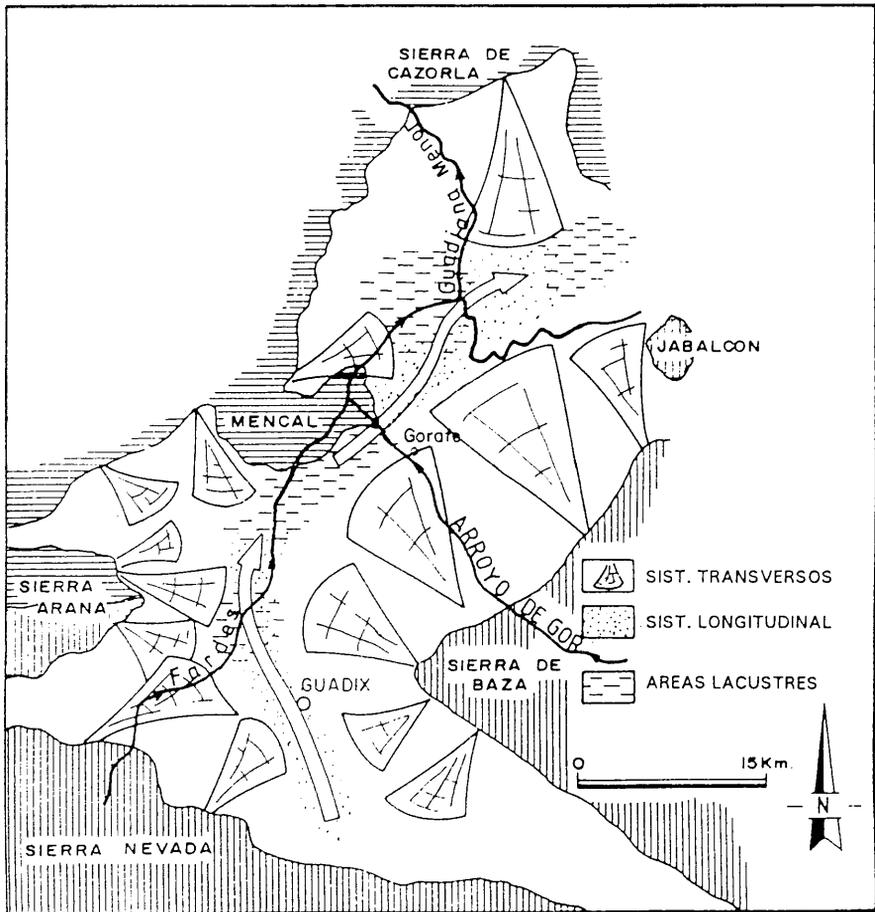


Figura 3.17. Distribución esquemática de los sistemas diferenciados en la cuenca continental (UTS 2).

Un simple proceso siguiente de mayor acumulación de sedimentos en el sector axial que en los transversales podría ser responsable del restablecimiento de las condiciones iniciales, reactivando de nuevo el drenaje longitudinal. Sin embargo, a partir del análisis de facies, secuencias y geometría de cuerpos sedimentarios (ver capítulo de sedimentología), se deduce que si bien los ascensos del nivel lacustre son un proceso paulatino y continuado, las situaciones de descenso se producen de una manera más brusca, por lo que se plantea la posibilidad de su relación con fenómenos de tipo tectónico como se refiere en capítulos sucesivos.

En definitiva, por lo tanto, se puede presentar un esquema general de la cuenca en el que se diferencien dos áreas de sedimentación transversa al eje principal, ocupadas esencialmente por ambientes de tipo aluvial, y un área axial de sedimentación aluvial y/o lacustre, según se ha indicado.

Esta concepción general de relación entre ambientes fluviales y lacustres permite explicar una serie de hechos que de otro modo tendrían difícil interpretación. Algunos de ellos son:

- Coincidencia cartográfica entre los materiales de origen lacustre y los sedimentos del sistema fluvial longitudinal (fig. 3.13). Esta coincidencia debe ser interpretada teniendo en consideración la dinámica de desplazamiento lateral del eje de la cuenca.
- Disposición elongada de algunos afloramientos de materiales lacustres, como es el caso del que se puede continuar desde el NO de Gorafe hasta las inmediaciones de Fonelas, y que constituye el afloramiento más típico de la Formación Gorafe-Huélago. Esta geometría se interpreta como el resultado de la ocupación por un ambiente lacustre de un valle fluvial (el del sistema longitudinal) según la mecánica anteriormente expuesta.
- Aparición de calizas lacustres como clastos en los sedimentos del sistema longitudinal, esencialmente en tramos medios y distales (fig 3.16).
- Existencia de canales del sistema longitudinal fuertemente encajados mediante marcadas superficies erosivas sobre materiales carbonatados de origen lacustre. Este hecho, al igual que el anterior, se interpreta como el resultado del descenso repentino del nivel del lago, que implica el encajamiento brusco de los canales del sistema longitudinal en búsqueda del nuevo perfil de equilibrio de acuerdo a un nivel de base

más bajo, y con la consecuente erosión, a veces parcial y a veces generalizada, de los sedimentos lacustres recientemente depositados.

Existencia de fenómenos de karstificación incipiente en algunos paquetes calizos, como otra evidencia de la exposición subaérea temporal durante un período de nivel lacustre muy bajo o drenaje externo (de manera que las calizas lacustres quedarían expuestas sin sedimentación, por dominar un régimen fluvial erosivo).

Otros rasgos dentro de los materiales calizos, tales como acanalamientos con orientaciones propias del sistema longitudinal y tendencias concretas de desplazamiento lateral, o desarrollo de cuerpos sedimentarios (barras) construidos exclusivamente con clastos de origen lacustre y que son similares en dimensiones y características sedimentológicas a los correspondientes al sistema longitudinal. Ambos fenómenos son más propios del ambiente fluvial que del lacustre, y son indicativos de la superposición relativamente común de procesos de uno u otro tipo en un mismo punto.

Amplia profusión de procesos de tipo oxidación-reducción e incluso aparición de áreas de pequeña extensión con dominio de procesos de precipitación química bajo lámina de agua en los sedimentos correspondientes a la llanura de inundación del sistema longitudinal, como consecuencia de la existencia en el sector axial de un nivel piezométrico muy próximo a la superficie, y eventualmente por encima de ella.

Sebastián (1979) establece la razón entre paligorskita y montmorillonita como representativa de la importancia de los procesos de neoformación de minerales en los ambientes lacustres. Según el citado autor, para el área lacustre correspondiente al sector de Baza, el valor de este parámetro es tres veces superior al que se deduce de los sedimentos de la Formación Gorafe-Huélago, lo cual indica que los lagos de la subcuenca de Guadix son mucho más inestables y están sujetos a una dinámica mucho mayor que el lago del sector de Baza, a donde tiende finalmente a desembocar el sistema longitudinal.

La escasa precipitación de sulfatos en los lagos del sector de Guadix frente al gran lago de Baza es igualmente un indicativo de la existencia de una lámina de agua mucho más inestable en los primeros.

En definitiva, los rasgos enumerados, además de la mayor parte de las características sedimentológicas de los materiales de los sistemas longitudinal y lacustres, encajan con

bastante lógica en el esquema que aquí se ha presentado y argumentado y que, aunque no constituye un modelo definitivamente establecido, sino que debe ser perfilado y probablemente modificado, se trata de un esquema coherente para llevar a cabo una interpretación global del volumen de sedimentos continentales acumulados en la Cuenca de Guadix al menos durante el desarrollo de la UTS intermedia.

3.7. UNIDAD SUPERIOR (UTS 3)

Finalmente, se pasa a describir algunos de los caracteres estratigráficos de la unidad más alta, que abarca parte del Plioceno superior (Villafranquiense) y el Pleistoceno. Dentro de ella, por consiguiente estaría contenido el límite Plioceno-Cuaternario, que en la Cuenca de Guadix no vendría representado por un evento tectónico especialmente significativo.

Dentro de esta unidad se incluyen parte de las Formaciones Guadix y Gorafe-Huélogo, el denominado nivel de la Solana (Comas *et al.*, 1973) y la unidad expansiva terminal de Soria y Durán (1988).

3.7.1. DISTRIBUCION Y ESQUEMA ESTRATIGRAFICO

La aparición de la UTS 3 supone un salto brusco en la tendencia de solapamiento expansivo que progresivamente aparecería a lo largo de la UTS anterior. De esta manera, esta unidad se extiende en general por un área más amplia que la anterior, disponiéndose bien sobre ella, bien directamente sobre el basamento de la cuenca, e incluso localmente sobre la UTS 1 (fig. 3.2).

Este carácter expansivo se presenta mucho más marcado sobre el margen bético de la cuenca aunque, dado el carácter particular de unidad de compensación (al menos en parte) que ya ha sido discutido, pueden existir puntos en la cuenca que fueron ocupados por la UTS 2 y donde el desarrollo de esta tercera unidad fue muy poco potente, o incluso inexistente.

Es digno de mención el hecho de que ocupa un intervalo de tiempo aproximadamente equivalente a la unidad intermedia y sin embargo está representada por un volumen de sedimentos mucho menor. Este dato será considerado en capítulos sucesivos a la hora de establecer el análisis global de la cuenca.

Resulta ineludible el plantearse la aplicabilidad o no a esta unidad del esquema estratigráfico descrito para la UTS 2. Aparentemente, las transformaciones que se producen en el ámbito de la cuenca y que dan origen a la aparición de esta última unidad, no son de una envergadura tal que condicionen un cambio radical en la paleogeografía del área respecto al período anterior.

El estudio de esta unidad presenta el problema del considerable volumen de sedimentos que han sido erosionados por las corrientes fluviales actuales, que han eliminado en gran parte el sector por donde debió transcurrir el sistema fluvial longitudinal.

A pesar de los escasos afloramientos en el sector axial de la cuenca, existen algunos datos que permiten suponer un esquema paleogeográfico en parte equivalente al descrito para la unidad anterior.

Desde el punto de vista de la sedimentología siguen existiendo ambientes fluviales y lacustres. Los datos de paleocorrientes tomados en los escasos afloramientos que aparecen en el sector central de la cuenca son poco indicativos. Sin embargo, en el área más meridional, donde la extensión de los afloramientos de esta unidad en el centro de la cuenca es más importante se advierten tendencias a una dirección de corriente aproximadamente orientada según el sistema longitudinal, en contraste con áreas marginales claramente transversales.

De igual modo se perciben tendencias más exageradas aún que en la UTS anterior de incremento de tamaño de grano en el sector central, que podría corresponderse con la existencia de un drenaje axial.

Los datos composicionales muestran también que la mayor parte de los afloramientos corresponden a los sistemas transversales bético y subbético aunque aparecen materiales Nevado-Filábrides en sectores por ejemplo como la Solana del Zamborino o las inmediaciones de Belerda, para cuyo transporte será necesario invocar la existencia de un drenaje axial hacia el N.

Como consecuencia del carácter expansivo de esta unidad sobre la anterior, la pendiente de los abanicos de los sistemas transversales sería bastante más suave debido a la mayor anchura de la cuenca, lo cual facilitaría que el valle longitudinal tuviese unos márgenes menos marcados con lo cual y en definitiva, el área de actuación de un posible sistema axial sería una banda más ancha. De este modo se explica la dispersión tan importante de los sedimentos de origen Nevado-Filábride en esta unidad, en contraposición a la anterior, donde se restringen a una banda de anchura mucho más reducida. Un valle longitudinal muy amplio y con un fondo poco pendiente sería idóneo para la aparición de numerosas áreas deprimidas, susceptibles de ser asiento de pequeños lagos. Efectivamente en la cartografía de esta unidad se delimitan muchos afloramientos de sedimentos lacustres, con una distribución muy amplia, aunque preferentemente más desplazados hacia el margen Subbético que en la unidad anterior y con características sedimentarias que indican que se trata de lagos de poca profundidad y relativa inestabilidad.

La existencia de un valle axial más amplio y de baja pendiente puede también condicionar que el sistema longitudinal transcurriese con un trazado general más sinuoso que en el caso anterior.

En cualquier caso, como se deduce de la cartografía, en esta unidad se acentúa el carácter asimétrico en cuanto a la envergadura de los aparatos sedimentarios correspondientes a los dos sistemas transversales. El débil desarrollo del sistema transversal subbético respecto al bético, condiciona que el eje de cuenca esté aún más desplazado hacia el margen occidental y noroccidental. De este modo se explica la existencia de sedimentos lacustres en varios puntos muy próximos al margen Subbético así como la presencia de sedimentos que composicionalmente son atribuibles al complejo Alpujarride.

La importante altitud de Sierra Nevada implicaría que se trató sin lugar a dudas, del relieve más directamente afectado por las precipitaciones de los períodos glaciares, lo cual induce a pensar en la existencia de un drenaje importante hacia la cuenca, que implicaría la aparición de un sistema longitudinal desarrollado de manera diferente según el período climático.

Por consiguiente, es lógico pensar en la existencia de un drenaje principal en la cuenca durante el desarrollo de la tercera UTS que, si bien no es posible de delimitar en cartografía con el detalle de la unidad anterior, se puede indicar que comprendería el término 3g del sector meridional de la cuenca y parte del término 3a en el resto de la depresión.

Además de cuanto se ha expuesto, antes de perfilar el esquema paleogeográfico de esta unidad no se pueden pasar por alto las importantes variaciones sujetas a los cambios climáticos acaecidos durante su desarrollo, y que se tratan en el punto siguiente.

3.7.2. INFLUENCIA DE LOS CAMBIOS CLIMATICOS

Los rasgos globales que acaban de presentarse no dejan de tener carácter genérico, puesto que se debe considerar que las variaciones climáticas derivadas de la alternancia de períodos glaciares e interglaciares durante el tiempo de desarrollo de esta tercera unidad debieron ser responsables también de rápidas y numerosas transformaciones en el esquema paleogeográfico de la cuenca.

Los datos de paleontología de vertebrados indican que, aún cuando probablemente los fríos de los períodos glaciares pudieron no afectar directamente con un descenso brusco de temperaturas en el ámbito de la cuenca, se determinan especies propias de ambientes de distinta humedad según el intervalo de tiempo considerado. Resulta incuestionable el plantearse la importancia de las alternancias de períodos de precipitaciones muy distintas sobre la dinámica de los procesos erosivos en el área fuente y el relleno sedimentario en la cuenca.

Además, las diferencias en el volumen de precipitaciones durante los períodos húmedos entre los distintos márgenes de la cuenca como consecuencia de las diferencias topográficas contribuye a acentuar las diferencias entre el volumen de sedimentos aportados a la cuenca desde cada margen. Así, se constatan momentos donde los sistemas transversales béticos llegan al menos localmente a extenderse sobre toda la anchura de la cuenca, debido a la menor actividad sedimentaria de los sistemas de origen subbético, en parte como consecuencia de la menor disponibilidad de agua.

En definitiva, se plantea la idea de la existencia de dos situaciones climáticas radicalmente distintas, que implicarían configuraciones paleogeográficas muy diferentes:

- Los períodos húmedos serían de gran actividad en los sistemas de drenaje y gran aporte de agua a la cuenca. La suave topografía de un amplio sector central, permitiría en estos momentos el desarrollo de una gran extensión de las áreas lacustres. Soria *et al.* (1987) determinan la mayor extensión del lago del sector de

Baza para este período, hecho que perfectamente puede tener su reflejo en la subcuenca de Guadix, dada la estrecha relación genética entre ambas. Los datos químicos de Bonadonna y Leone (1989) indican que la mayor parte de los lagos transgresivos en el sector de Guadix corresponden a períodos fríos.

- Los períodos más secos corresponderían a momentos de actividad sedimentaria más reducida, con desarrollo de suelos y superficies erosivas, por actuación del sistema longitudinal como agente más erosivo que sedimentario.

Por consiguiente, los cambios climáticos durante el desarrollo de esta unidad van a ser responsables de la aparición de rupturas sedimentarias, que van a tener rango cuencal, aunque no sean consecuencia de la actuación de procesos tectónicos. Estas superficies, como se ha indicado en apartados anteriores van a constituir límites de unidades climatosedimentarias.

3.7.3. SOBRE EL NIVEL DE COLMATACION

El término "nivel de colmatación" fue introducido por Vera (1970a) para hacer alusión al nivel estratigráficamente más alto del conjunto del relleno de la cuenca. Constituye el último depósito generalizado previo a la profunda transformación que sufre la cuenca sedimentaria para pasar a ser un ámbito eminentemente erosivo. Con posterioridad se ha utilizado el término por parte de distintos autores.

Según la concepción clásica, se trata de una unidad extendida por toda la cuenca, con potencias medias entre 2 y 5 m, aunque alcanza valores de más de 30 m en sectores marginales de la cuenca y menos de 1 m hacia el centro, y que se interpretó como depósitos de pie de monte. Su edad correspondería al Würmiense, por situarse por encima del yacimiento Pleistoceno medio de la Solana del Zamborino (Casas *et al.* 1975, Martín Penela, 1987) y presentar industria lítica atribuible al Paleolítico medio en las inmediaciones de la estación de Gorafe (Peña, 1979).

El concepto de nivel de colmatación merece ser revisado ahora, e integrado dentro del esquema de división del relleno de la cuenca continental en unidades tectosedimentarias.

En mi opinión, y a la luz de los nuevos datos, el denominado nivel de colmatación consiste en una unidad de las que se han aludido como climatosedimentarias, correspondiente a la glaciación Würm (aunque no puede determinarse con los datos actuales si comprende al Würm completo). Se trata por consiguiente de uno más de los niveles que aparecen en la UTS 3 con un significado climático concreto, con la diferencia de que no ha sufrido erosión inmediatamente posterior.

El éxito de su preservación debe estar ligado al hecho de que tras el último período glacial (würmiense) el ámbito de la cuenca pasó a estar bajo el dominio de condiciones climáticas de escasa humedad, con precario funcionamiento de las redes fluviales antiguas. De esta manera, la costra calcárea ligada al glacis que se le superpone garantizó su preservación. En todo el relleno de la UTS superior pudieron desarrollarse unidades equivalentes a este nivel que fueron erosionadas en parte debido a reactivaciones posteriores de la red de drenaje, por lo que hoy no son reconocibles como un nivel de tanta continuidad lateral como éste.

Se trata de una unidad muy extensa y que arrastra clastos de Zonas Internas hasta las proximidades de los relieves Subbéticos. El carácter tan expansivo de los aparatos sedimentarios del sistema transversal bético puede ser en parte también consecuencia de unas condiciones de subsidencia muy baja o inexistente.

La relación localmente erosiva de este nivel respecto a los sedimentos infrayacentes, es una prueba más de la existencia de fenómenos erosivos ligados a la reactivación de las redes de drenaje durante la UTS 3. Esto implica la posibilidad de procesos de reciclado de sedimentos.

Este último nivel de relleno de la cuenca tiene, fundamentalmente origen fluvial, aunque presenta equivalentes laterales de clara génesis lacustre. Se trataría de áreas lacustres muy desplazadas hacia el margen subbético de la cuenca.

Este nivel es muy claramente visible y delimitable cuando se superpone sobre sedimentos de origen lacustre o fluvial de baja energía, como es el caso de la localidad de la Solana de Zamborino (fig 3.18), sin embargo, en áreas muy marginales de la cuenca, como por ejemplo el afloramiento del Arroyo de Gor desde el núcleo de Gor hasta las proximidades de Villa María Luisa, el nivel de colmatación pasa a estar perfectamente amalgamado con el resto de los niveles conglomeráticos pertenecientes a la UTS 3, haciéndose difícilmente distinguible de ellos (fig. 3.18). Este es el motivo probablemente de que algunos autores hayan atribuido un espesor importante de sedimentos a este nivel

en áreas marginales.

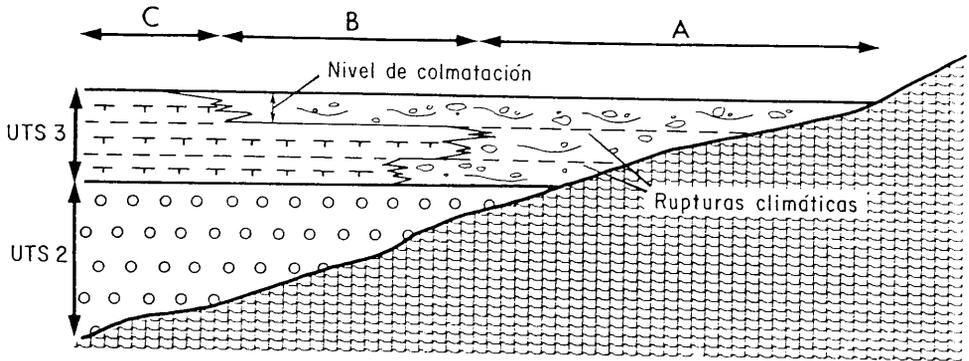


Figura 3.18. Relación del nivel de colmatación con el resto de la UTS 3. A: área donde el NC aparece irreconocible por su amalgamación con otros niveles conglomeráticos de la UTS 3 (p.e. Arroyo de Gor). B: área donde NC es claramente diferenciable del resto de la UTS 3 (p.e. Solana del Zaborino). C: área donde NC se presenta bajo facies lacustres (p.e. Mencal).

La relación existente entre este nivel y las superficies de glaciares desarrolladas en la cuenca es tratada en el punto 3.8.1.

3.8. DEPOSITOS Y RASGOS MORFOLOGICOS RECIENTES

Finalmente, existe un conjunto de depósitos que no corresponden exactamente a la historia eminentemente deposicional de la cuenca, sino que están ligados a la etapa Holocena en la que se produce el cese de la sedimentación generalizada y se inicia el encajamiento de la red fluvial actual. Algunos de estos rasgos van a presentar un especial interés a la hora de conocer la dinámica de los procesos que contribuyen a la profunda transformación en la cuenca.

Estos depósitos pueden ser agrupados en dos niveles principales de glaciares que serán referidos como "glaciares antiguos" y "glaciares recientes" (con el único objetivo de establecer su

cronología relativa), depósitos travertínicos, derrubios de ladera y conos aluviales recientes, terrazas fluviales y materiales ligados al depósito de las principales corrientes actuales.

Aparecen acumulaciones de tobas y travertinos ligadas a la surgencia de aguas termales en los alrededores del Balneario de Alicún. Otra acumulación de depósitos de la misma naturaleza se conoce en la cabecera del Arroyo de Huélago. Por su posición estratigráfica en ambos casos se les puede asignar una edad más reciente que el glacis antiguo, siendo en la actualidad todavía activa la precipitación de carbonatos.

Entre los depósitos de pie de monte y abanicos recientes se pueden establecer dos grupos. Por un lado existen depósitos ligados a abanicos que tienen sus ápices directamente en los relieves del substrato que rodea la cuenca y otros situados en sectores interiores de la cuenca. Estos últimos, corresponden a acumulaciones de escaso volumen originadas por el importante desnivel topográfico provocado por el encajamiento de la red fluvial bajo la cota de las principales superficies de glacis. Se trata por consiguiente de un rasgo ligado a la destrucción de los propios sedimentos de la cuenca. La orientación de estos pequeños conos es aproximadamente perpendicular a la de los principales valles. Con una génesis en cierto modo común y en posiciones geomorfológicas equivalentes aparecen numerosos deslizamientos de ladera.

El otro grupo de abanicos, que se presentan como un sistema más evolucionado suelen tener mayores dimensiones. El inicio de su historia deposicional puede estar ligado al origen del primer glacis, aunque la actividad sedimentaria continuada desde entonces hace que se dispongan actualmente sobre la costra calcárea del glacis antiguo. Son activos en la actualidad, pudiéndose determinar que su dinámica sedimentaria está ligada a la actuación de corrientes efímeras (ramblas), y en algunos puntos donde se puede estudiar el funcionamiento de sus canales (Barranco de la Longuera, por ejemplo) se detectan rasgos muy similares al modelo inferido para el sistema transversal bético del Plioceno, si bien los procesos parecen desarrollarse a una escala menor. Probablemente se trata de los relictos del antiguo sistema de drenaje transversal, que continúa actuando de manera menos generalizada en la situación actual de la cuenca bajo condiciones climáticas y tectónicas más desfavorables para la acumulación de grandes volúmenes de sedimentos. Los ejemplos mejor desarrollados aparecen en el sector meridional en relación con los relieves de Sierra de Baza y Sierra Nevada.

A continuación se muestran algunas de las características de los principales niveles de glacis y aterrazamiento. Los rasgos fundamentales de la red fluvial actual, en la que se incluyen los conos aluviales que se acaban de describir, y su relación con la dinámica de

la antigua cuenca sedimentaria son ampliamente discutidos en 6.3.

3.8.1. EL GLACIS ANTIGUO Y SU RELACION CON EL RELLENO DE LA CUENCA

El denominado aquí glacis antiguo (en cartografía G-1) ha sido referido en la literatura con distintos nombres: superficie del Cuaternario Antiguo (Fallot *et al.*, 1967), Cuaternario Antiguo (Vera, 1970a), Glacis Würmiense (Cano García, 1975), Glacis Antiguo (López Garrido y Vera, 1974, Peña, 1979), Glacis terminales (Alonso Diago, 1989), etc.

Se trata de una superficie de perfil parabólico extendida por todo el ámbito de la cuenca teniendo sus puntos más altos en cotas próximas a 1.400m alrededor de la Sierra de Baza. En el área cartografiada, el punto más bajo corresponde a la Mesa de Bacaire, donde aparece a 967 m, si bien en sectores más septentrionales, fuera de la cartografía realizada, se reconoce a cotas más inferiores.

Su pendiente, en las zonas próximas a los macizos montañosos alcanza el 6,6% aunque en la mayor parte de la cuenca presenta valores del 3.5-4% y del 2% en amplias extensiones centrales.

A pesar de estar hoy erosionado en gran parte, se puede estimar con certeza, que existe un área central más deprimida y que presenta también una inclinación suave hacia el norte del 3.4%, valor muy próximo al 2.7% que muestra el lecho del río Fardes para la misma extensión. El glacis superior, por consiguiente, preserva un área central deprimida según la orientación e inclinación, tanto del antiguo sistema longitudinal, como del actual río Fardes.

El rasgo más característico asociado a esta superficie lo constituye una costra calcárea tipo costra de exhumación que localmente tapiza a un nivel conglomerático de espesor variable, con valores más frecuentes entre 0.5 y 1.5 m., originado por la removilización parcial de los sedimentos infrayacentes durante el desarrollo de esta superficie fundamentalmente erosiva.

Su génesis ha sido relacionada por muchos de los autores con la del anteriormente citado nivel de colmatación.

En mi opinión, el glacis antiguo constituye un rasgo morfológico genéticamente independiente del resto del relleno de la cuenca, incluso de toda la UTS 3 y su unidad final o nivel de colmatación. Los argumentos que me inducen a pensar esto son:

- Entre el depósito del último nivel de la UTS 3 y el desarrollo de la costra calcárea, transcurre un tiempo suficiente como para que se den procesos tectónicos que afectaron al relleno de la cuenca y no al glacis. Así, por ejemplo, en las inmediaciones de Belerda, se reconocen fallas que afectan a toda la UTS 3 y son fosilizadas por la costra. En el lugar conocido como Solana del Mediodía (frente a Beas de Guadix), la UTS 3 aparece fallada y erosionada en el labio levantado de un accidente que no afecta al glacis (fig. 3.19a). En la Solana del Zamborino, el conocido yacimiento arqueológico y paleontológico, se encuentra situado en el labio hundido de una falla (que pertenece a un juego muy extendido, como se puede apreciar en la cartografía). Sobre los niveles del yacimiento se desarrolla bien el último depósito de la UTS 3 (nivel de colmatación), que ha sido erosionado por el glacis en el labio levantado de la falla (fig. 3.19b). Una actuación más reciente del mismo accidente ha desplazado unos metros la propia costra del glacis. El hecho de que el salto de la falla sea más importante sobre los sedimentos de la cuenca que sobre la superficie de enrasamiento es una prueba de la doble actuación de esta fractura. Así, mientras que el citado nivel de colmatación es un fenómeno claramente deposicional, el desarrollo del glacis implica procesos fundamentalmente erosivos.

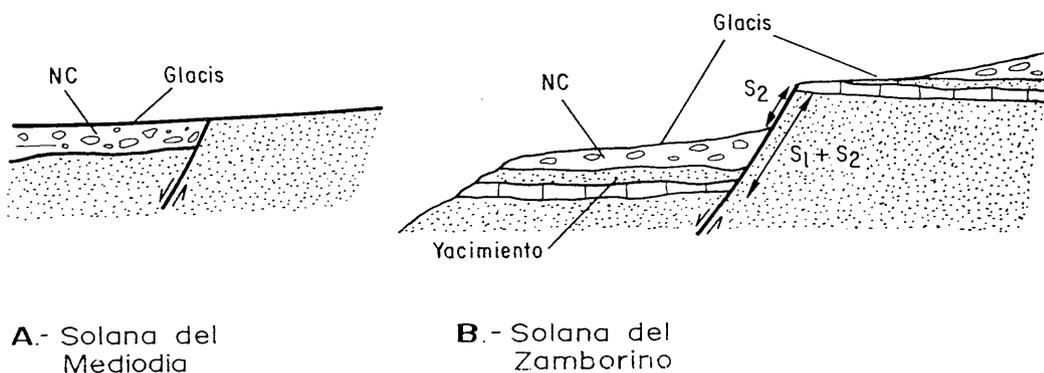


Figura 3.19. Relación entre el glacis antiguo (G-1) y el relleno de la cuenca.

- La superficie del glacis corta ligeramente a los sedimentos más altos del relleno de la cuenca, incluso al citado nivel terminal, puesto que presentan una inclinación hacia el centro de la depresión más suave que la costra calcárea del glacis. Esta situación, ya puesta de manifiesto por Vera (1970a) y Peña (1979), es visible en afloramientos extensos paralelos a la línea de máxima pendiente del glacis (Arroyo de Gor, por ejemplo) y es un hecho más que probado cuando se observa el glacis desarrollado sobre materiales más antiguos que el último nivel de la UTS 3.
- Ya se ha planteado que en algunos sectores de la cuenca se piensa que posiblemente no llegó a depositarse la UTS 3, que ocupó áreas deprimidas. En estos puntos sin embargo, si se reconoce el glacis desarrollado sobre los sedimentos de la UTS 2.
- El glacis consiste en un rasgo desarrollado fundamentalmente en el ámbito de la cuenca, pero extendido por un área más amplia que la que ocupó el nivel de colmatación y toda la UTS 3. Así, el caliche se reconoce desarrollado sobre amplias extensiones del basamento Subbético y Bético que rodean a la cuenca.

Desde el punto de vista sedimentológico, existen también algunas precisiones que merecen destacarse:

- El desarrollo de una costra de exhudación importante es explicable en un ambiente sedimentario de tipo abanico aluvial en clima subárido. Lo que no es comprensible es que se desarrolle también sobre las áreas que permanecieron bajo lámina de agua. La existencia del caliche indiscriminadamente sobre los depósitos fluviales y calizas lacustres del final de la UTS 3 (Huélago, Belerda, etc.) es otra prueba más en favor de la desconexión genética entre ambos.
- El nivel de colmatación se entiende como un sedimento depositado en un ambiente con abundancia de agua, como lo prueba el intenso funcionamiento de la red fluvial que se deduce y el desarrollo distal de áreas lacustres. La aparición de la costra de exhudación, sin embargo, corresponde a condiciones de importante aridez.

En definitiva, se concluye que existen argumentos para pensar que el glacis antiguo debió ser un proceso erosivo que tuvo lugar en la cuenca en el momento inmediatamente posterior al último período frío (Würmiense), con el cual si estaría relacionado el nivel de colmatación (último depósito de la UTS 3). De este modo, y si el citado nivel de colmatación comprendiese a todo el Würm, debería pensarse en el glacis como un fenómeno desarrollado hace unos 10.000 años, y en cualquier caso, genéticamente independiente de la historia sedimentaria de la cuenca.

3.8.2. EL GLACIS RECIENTE

Con el término glacis reciente se hace alusión a la superficie descrita por Vera (1970a) como "Cuaternario Reciente", por Peña (1979) como "Glacis Reciente" y por Estévez *et al.* (1976) como "glacis modernos". En la cartografía de este trabajo se simboliza con G-2.

Aunque se trata de una superficie mejor preservada en la subcuenca de Baza, en el sector analizado se reconocen retazos suficientes como para pensar que tuvo también un desarrollo generalizado, aunque haya sido posteriormente erosionado. Así, se reconoce una amplia banda jalonando el margen NE de los valles de las Ramblas de Fiñana y del Agua entre el Atascadero y Benalúa de Guadix; es visible en numerosos puntos del valle del Fardes, y muy especialmente en la margen oriental entre el Cortijo de Alamos Negros (frente a Fonelas) y la Loma del Quemado (al NE de la Mesa de Bacaire) y se pone de manifiesto en el tramo del valle del Fardes entre Benalúa de Guadix y Fonelas, puesto que las crestas entre todas las cárcavas tienen la misma cota máxima que dibuja la superficie de este glacis. Su desarrollo es reconocible también en los valles de otros ríos que surcan la cuenca, como es Rambla Becerra (donde el glacis se desarrolla desde la Mesa de Bacaire hacia el Este, donde se sitúa la rambla), o Rambla de Guajar, Rambla del Aguila, Río Alicún (retazos bien preservados al SO de Dehesas de Guadix) y también en el sector septentrional, al SO de Bátor Olivar, en el área de los Albardinales-Rambla Balata.

En la totalidad de los puntos donde este glacis está preservado se reconoce un sedimento brechoide poco cementado con espesor variable entre unos decímetros y 1.5 m. Algunos rellenos de cárcavas en posiciones topográficamente bajas, visibles por ejemplo en los alrededores de Purullena, están probablemente relacionados con el desarrollo de este glacis.

Localmente llega a afectar al glacis antiguo, que puede estar ligeramente erosionado como se observa en el sector de la Calerilla, por ejemplo (fig. 3.20).

Normalmente se presenta con una pendiente mucho más acusada que el glacis antiguo. Los valores son muy variables, pero llegan a alcanzar el 24%. Este hecho, es una evidencia más de que su desarrollo se dio en un momento en el que el encajamiento de la red fluvial actual estaba bien avanzado. En los puntos donde existe menor diferencia de cotas entre el glacis moderno y el lecho actual de los principales ríos, aquel aparece a unos 60-70 m por encima.

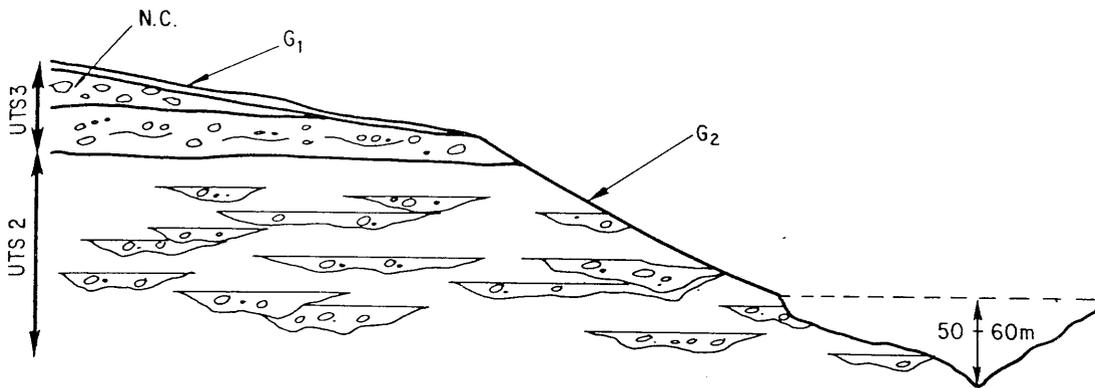


Figura 3.20. Relación entre glacis antiguo (G-1), glacis reciente (G-2), relleno de la cuenca y red fluvial.

Sobre su edad de formación existen pocos datos. Peña (1974) describe la existencia de utillaje lítico indicativo de una cultura Argárica arrastrado en el sedimento asociado a este glacis. Sin embargo, la situación que Wise *et al.* (1982) indican para el yacimiento arqueológico Argariense de Cerro del Gallo, al N de Benalúa de Guadix, según ha podido ser comprobado, estaría topográficamente por debajo del glacis reciente, que aparece bien desarrollado en las proximidades; esto es, el yacimiento estaría ligado a un relieve más moderno. Si ambas dataciones son correctas se podría asignar perfectamente el desarrollo de este glacis a un espacio de tiempo intra-Argar. No obstante, considero que se precisa un volumen mayor de datos para asegurar esta asignación.

El origen de este glacis debe corresponder a un momento de detención o ralentización en la velocidad de encajamiento de la red fluvial sobre los sedimentos de la cuenca. Una datación exacta contribuiría al establecimiento detallado de los valores de la tasa de erosión para tiempos muy recientes.

Se reconocen en el ámbito de la cuenca otras superficies de allanamiento peor desarrolladas, aparentemente posteriores al glacis moderno y cuya génesis puede corresponder al momento de desarrollo de algunos de los niveles de aterrazamiento reconocibles en los valles de los principales ríos.

3.8.3. LAS TERRAZAS FLUVIALES

Existen diversos niveles de aterrazamiento en los valles de los principales ríos de la cuenca. Así por ejemplo, en el tramo final del río Fardes, en las proximidades de su desembocadura en el Guadiana Menor, se reconocen además de los depósitos prácticamente enrasados con el río actual, tres niveles de terrazas cuyas superficies más altas se sitúan a 85, 45-50 y 25-30 m aproximadamente sobre el cauce actual, siendo cada una más moderna que la anterior. Cabe la posibilidad de que estas terrazas correspondan a los tres niveles principales desarrollados en el Valle del Guadalquivir, hacia donde drenan las corrientes que surcan la Cuenca de Guadix.

Precisamente en estos puntos donde mejor se preservan los niveles de terrazas más altos, el glacis reciente está erosionado, por lo cual, en la Cuenca de Guadix es difícil establecer una relación genética entre la superficie de este glacis claramente formado en los valles actuales y alguno de los principales niveles de aterrazamiento. La terraza más visible en el valle del Fardes en el sector al S de Diezma y que probablemente corresponde al nivel más bajo de los descritos en la desembocadura, es interpretada por Wise *et al.* (1982) como un depósito más moderno que el glacis reciente e incluso que el yacimiento arqueológico de Cuesta del Negro, atribuido a la edad del bronce (3.095-3.160 años *B.P.*). Esto no excluye una relación genética entre el nivel de terraza más antiguo y el glacis reciente.

Las terrazas reconocidas llegan a representar importantes acumulaciones de sedimentos fluviales, como se advierte en geología de campo y datos de subsuelo (así por ejemplo, en algunos sondeos realizados por el ITGE sobre el nivel de terraza más visible del río Alicún, se ha estimado una potencia próxima a 70 m). Su depósito, por consiguiente, supone la existencia dentro de la historia erosional de la cuenca, de momentos en los que los sistemas fluviales vuelven a ser sedimentariamente activos, situaciones claramente abortadas como se deduce de los posteriores encajamientos de los ríos. Sería muy interesante profundizar en el tema para conocer los factores que pudieron dar lugar a estas momentáneas inversiones en el régimen de la cuenca. La existencia de tres períodos fríos (Dryas I, II y III) durante el último postglaciar (Bertolani, 1985) induce a pensar en la responsabilidad de factores climáticos; sin embargo no debe descartarse la posibilidad de la contribución de factores geológicos como ralentización momentánea en la velocidad de levantamiento del área o incluso momentos donde la cuenca puede a volver a ser un ámbito subsidente, etc.

3.9. CORRELACION ESTRATIGRAFICA CON OTRAS CUENCAS

Desafortunadamente no se dispone por el momento de síntesis estratigráficas detalladas de gran parte de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias de las Cordilleras Béticas para el período de tiempo que aquí se estudia. El hecho deriva en parte de la dificultad de datación paleontológica en los materiales continentales. Las aproximaciones de edad más precisas se concentran en las depresiones béticas más orientales, donde el evento de retirada del mar es en la mayoría de los casos posterior, con lo cual existe equivalencia en facies marinas de parte de los sedimentos continentales que rellenan la Cuenca de Guadix. Sin embargo, aún en esos casos aparece la dificultad que entraña la comparación de escalas bioestratigráficas continentales y marinas, lo cual contribuye a complicar la correlación con exactitud de eventos registrados en los respectivos rellenos sedimentarios.

Las posibilidades de correlación precisa inter-cuenca más fiables, se centran por consiguiente en aquellas depresiones ocupadas por ambientes sedimentarios continentales aproximadamente en el mismo tiempo que lo estuvo la de Guadix. Por el momento, la posibilidad se reduce a la subcuenca de Baza y Cuenca de Granada, teniendo en cuenta que el volumen de dataciones realizadas en sus respectivos episodios continentales han sido integrados por autores previos en esquemas estratigráficos de conjunto similares al que se presenta en este trabajo para la Cuenca de Guadix.

Soria *et al.* (1987) realizan un análisis estratigráfico en el sector de Orce (Cuenca de Baza) basándose en una metodología en muchos aspectos similar a la que se adopta en este trabajo. Ello les lleva a subdividir la Formación Baza en tres miembros, que se superponen estratigráficamente y están separados por discordancias. Si bien la atribución de edad para el miembro inferior se realiza de manera indirecta, en principio este podría ser correlacionable con la Unidad 1 del sector de Guadix. No se da coincidencia, sin embargo cuando se considera la separación entre los miembros medio y superior así como el momento de fin de la sedimentación. Esta aparente disarmonía puede derivar del hecho de que el estudio de Soria *et al.* (1987) se centra en un sector de la cuenca, con lo cual se desconocen las posibilidades de extrapolación de los límites de los miembros diferenciados al conjunto de la cuenca. Aún en el caso de que efectivamente se tratase de unidades de rango cuencal, sería muy interesante llevar a cabo una revisión desde el punto de vista de asignación cronoestratigráfica, a la luz del volumen importante de datos de carácter

bioestratigráfico aparecidos con posterioridad a aquel trabajo. Existen en mi opinión interesantes posibilidades de correlación con la estratigrafía propuesta para la Cuenca de Guadix.

Martín Suárez (1988) comenta la existencia de tres rupturas en el relleno continental detectadas en base al estudio de paleontología de micromamíferos en el conjunto de la depresión de Guadix-Baza (aunque principalmente concentrado en el sector de Baza). La ruptura más antigua, difícil de situar en el tiempo, aparece bajo el yacimiento Botardo C atribuido a la MN13. En principio se puede pensar que coincida con el límite entre las Unidades 1 y 2 de Guadix. Una segunda ruptura basándose en datos de otros autores, se sitúa en torno al límite Rusciniense-Villafranquiense, momento estimado para la aparición del límite UTS 2- UTS 3 en este trabajo. Finalmente se comenta la existencia de otra ruptura hacia el Villafranquiense final, que la citada autora no hace coincidir con ningún cambio faunístico importante. Una vez más, considerando la filosofía de este trabajo, para elevar una ruptura a la categoría de límite de UTS tendrá que cumplir una serie de características que no son analizadas para las rupturas enumeradas por Martín Suárez (*op. cit.*). No obstante, en principio pienso que la citada ruptura del Villafranquiense final puede corresponder a un límite entre unidades climatosedimentarias, tratándose por consiguiente de una ruptura intra UTS 3.

El intento de correlación más interesante resulta con la Cuenca de Granada, puesto que la similar posición geológica así como la proximidad a la Cuenca de Guadix, considerando sin embargo, que no existió transferencia de sedimentos entre ellas (como si ocurrió entre los sectores de Guadix y Baza), induce a pensar que los eventos tectónicos de mayor envergadura debieron quedar registrados de una u otra forma en la estratigrafía continental de ambas cuencas. Ruiz Bustos *et al.* (1990a) proponen una asignación de edades basada en datos paleontológicos para el conjunto del relleno continental, sobre el esquema de arquitectura estratigráfica de Rodríguez Fernández *et al.* (1989).

Estos últimos autores diferencian tres secuencias deposicionales en el conjunto continental de Granada a las que denominan 3^a, 4^a y 5^a por integración en el esquema estratigráfico global de la cuenca. Tales secuencias están delimitadas por superficies reconocibles en geología de superficie y en perfiles sísmicos. Rodríguez Fernández *et al.* (1989) sitúan la tercera secuencia sobre los materiales marinos del Tortoniense terminal (subzona *G. suteræ*) y por encima de ella, la datación más antigua corresponde a la MN13 (yacimiento de Cerro Limones, Estévez *et al.*, 1982). Su posición estratigráfica es, por consiguiente, similar a la que se plantea en este trabajo para la UTS 1 de la Cuenca de Guadix. El yacimiento más antiguo dentro de la cuarta secuencia en Granada, sería por tanto

equivalente por ejemplo a Abla en Guadix (Cuevas *et al.*, 1984), situado también como el más antiguo en la UTS 2 de esta última cuenca. Las dataciones más antiguas en la quinta y última secuencia corresponden al Pleistoceno inferior (yacimientos de Cerro Parejo y Cortijo de las Nieves), lo que invita a Ruiz Bustos *et al.* (1990) a situar su base en torno al límite Plioceno-Pleistoceno. No obstante, según Ruiz Bustos (1990, com. pers.) ambos yacimientos citados no se encuentran completamente a la base de la secuencia. Por consiguiente, y considerando que tampoco se conocen yacimientos en el techo de la cuarta secuencia, creo más acertado en este caso extrapolar los datos más concluyentes de la Cuenca de Guadix y correlacionar el paso entre las secuencias cuarta y quinta de Granada con el mejor acotado límite UTS 2 - UTS 3 de Guadix, de edad en torno al Villafranquiense inferior (ver discusión más extensa en 3.4.3). Ruiz Bustos *et al.* (1990) extienden la duración de la quinta secuencia hasta el Pleistoceno medio, aunque no descartan que comprenda en parte el Pleistoceno superior, edad atribuida al yacimiento de las Majolicas (situado en una cavidad kárstica en los travertinos que aparecen a techo de la secuencia).

De esta manera, resulta muy tentador ensayar una correlación entre las secuencias tercera, cuarta y quinta de Ruiz Bustos *et al.* (1990) y las Unidades 1, 2 y 3 del relleno continental de la Cuenca de Guadix.

No se puede dejar pasar en este apartado la oportunidad de intentar establecer la relación entre las rupturas definidas para la Cuenca de Guadix y el análisis global del Neógeno continental español que llevan a cabo López-Martínez *et al.* (1985). Para los citados autores existe una ruptura reconocida en las cuencas de Cabriel (sector de Levante), Fortuna, Alicante-Murcia (Cordilleras Béticas Orientales) y dudosamente en determinados sectores de la Cuenca del Tajo, situada en torno al límite Tortoniense-Messiniense (para estos autores intra-MN12), que podría coincidir con la base de todo el relleno continental de Guadix. Una segunda ruptura intra MN13, reconocida en los sectores de Hellín, Cabriel, Vallés-Penedés, Calatayud-Teruel y Tajo puede encajar perfectamente con el límite UTS 1 - UTS 2 de Guadix. La ruptura descrita en las Cuencas del Ebro, Tajo, Calatayud-Teruel y Levante, situada hacia la parte basal del Villafranquiense, coincidiría en el tiempo con la ruptura descrita entre las Unidades 2 y 3 de Guadix. Se trata por consiguiente de una ruptura intrapliocena, que con gran probabilidad se corresponde con la descrita en muchos sectores, tanto marinos como continentales de todo el área mediterránea y perimediterránea.

Por último, la ruptura señalada por López-Martínez *et al.* (1985) para el límite Plioceno-Pleistoceno en mi opinión debe corresponder en Guadix en caso de existir, a un fenómeno de tipo climático intra-UTS 3, como anteriormente se ha comentado.

4. SEDIMENTOLOGIA DE LOS CONJUNTOS ALUVIALES

4. SEDIMENTOLOGIA

4.1. ANALISIS DE FACIES SIMPLES

Un primer paso en el estudio sedimentológico ha sido el análisis de facies simples. Este se ha llevado a cabo de manera particular para cada uno de los conjuntos diferenciados, sin embargo, se presenta aquí de un modo global, puesto que, dado el origen en procesos aluviales de todos los sedimentos que se han analizado, existen muchos litotipos que van a repetirse en los distintos conjuntos.

Tres razones fundamentales justifican la amplia variabilidad de litofacies que se registran en los sedimentos aluviales de la Cuenca de Guadix.

En primer lugar, hay que considerar que todo el relleno continental ocupa un intervalo de tiempo relativamente extenso, y a lo largo del cual, la cuenca se ve sometida a condiciones climáticas y tectónicas muy distintas. De este modo, el comportamiento sedimentario de los sistemas aluviales va a ser también variable a lo largo del tiempo, y consiguientemente, lo va a ser también su registro.

En segundo lugar, se debe considerar que, incluso para cada unidad de tiempo o UTS, se han diferenciado distintos conjuntos (sistemas transversales y longitudinal) y que esta diferenciación se debe en parte a las particularidades cualitativas y cuantitativas que existen entre ellos, en cuanto a litofacies y asociaciones de litofacies se refiere.

Finalmente, contribuye a incrementar la variabilidad el hecho de que por tratarse de un área donde coexisten en gran parte del tiempo ambientes fluviales y lacustres, dentro de las dimensiones de la cuenca los sistemas fluviales evolucionan en su estilo de manera

TABLA 4.1.- Litofacies simples en los sedimentos aluviales de la Cuenca de Guadix.

	CODIGO	TEXTURA Y FABRICA	ESTRUCTURAS SEDIM. y otros caracteres	POT. SETS Y ESTRAT.	INTERPRETACION	SUBAMBIENTE
FACIES DE GRAVAS Y BLOQUES	Gms	1 - 50 cm Soportada por matriz	Masivo (* Gradación normal o inversa (* Imbricación débil	(20)-150-(300) cm	Debris flow	Abanico proximal subaéreo
	Goa	2 - 10 cm Angulosidad alta Selección baja Trama abierta	Masivo	40 - 80 cm	Depósitos Scree Debris flow no cohesivos	Cono de deyección
	Gos	5 - 15 - (20) cm Subred. a redondeado Trama abierta (* Esterilidad media (* Selección media	(* Imbricación	50 - 150 cm	Lavado por aguas claras de la matriz de flujos masivos	Abanico aluvial proximal Línea de costa lacustre (abanico detráico)
	Gmm	Gran - 25 cm Soportada por clastos	(* Masivo (* Imbricación débil (* Gradación normal o inversa	15 - 100 cm	Lag Cabeza o núcleo de barra Desbordamiento	Canal Llanura de inundación muy póxima al canal
	Gmh	Gran - 30 cm Soportada por clastos	Imbricación Gradación (princip. normal) Estratificación horizontal Estr. cruz. plan. muy bajo áng.	20 - 150 cm	Flujos laminares Cabeza de barra (plataforma de point bar)	Abanico aluvial (princip. medio) Canal proximal-medio
	Gi	25 - 40 cm 2 - 3 clastos aislados	Imbricación	No forman	Transverse Clast Dams	Canal proximal (alta pendiente)
	Gla	Gran - 10 cm Soportada por clastos	Estratificación cruzada epsilon Imbric. clastos (contra pend.) (* Gradación (* Ripples (contra pendiente)	50 - 200 cm	Depósitos acreción lateral (a) backsets de barras margen-adosadas (b) supraplataforma de point bar	Canal medio-distal
	Gp	Gran - 2 cm Soportada por clastos	Estratificación cruzada planar	10 - 50 cm	Cola de barra (barras de chute)	Canal (proximal-medio)
	Gt	Gran - Peble Soportado por clastos	Estratificación cruzada artesa	15 - 25 cm	Relleno de canales	Canal (medio - distal)

FACIES ARENOSAS	Sm	Arena fina - media	Masiva (* Granules y pebles flotantes (* Gradación normal	20 - 150 cm	Desbordamiento Relleno canal por pérdida flujo	Llanura inundación próxima a canal Canal distal
	Sla	Arena gruesa- muy gruesa	Estratificación cruzada epsilon	15 - 180 cm	Depósitos de acreción lateral (a) barra lateral (b) point bars	Canal distal
	Sp	Arena gruesa- muy gruesa	Estratificación cruzada planar	15 - 50 cm	Cola de barra	Canal medio - distal
	St	Arena media - gruesa	Estratificación cruzada artesa	10 - 150 cm	Migración de dunas Relleno de canal	Canal distal Canal secundario proximal
	Sh	Arena fina-muy gruesa	Laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo Parting lineation	20 - 50 cm	Desbordamiento (lóbulo crevasse) Relleno canal (flujos laminares)	Llanura inundación próxima a canal Canal (Abanico proximal)
	Sr	Arena fina - media	Ripples pequeña escala	25 - 50 cm	Migración ripples	Canal Llanura inundación próxima a canal
	So	Arena fina	Masiva Oxidos de Fe Huellas de raíces	50 - 100 cm	Arenas de desbordamiento afectadas por procesos Oxidación - Reducción	Llanura inundación con vegetación abundante y encharcamiento (a) nivel freático alto (b) proximidad a canal
FACIES DE LUTITAS	Fm	Arcilla, limo	Masiva (* Gran-Peb-(Cob) flotantes (* Grietas de desecación	30 - 250 cm	Desbordamiento (lamin. horiz. destruida)	Llanura de inundación (Canal abandonado)
	Fl	Limo, arcilla	Laminación horizontal Laminación ondulada Ripples aislados muy pequeños	30 - 250 cm	Desbordamiento de poca energía	Llanura de inundación (Canal abandonado)
	Fr	Limo, arcilla	Huellas de raíces abundantes Nódulos de carbonatos	15 - 100 cm	Pedogénesis sobre depósitos de desbordamiento	Llanura de inundación edafizada
	Fo	Limo, arcilla	Masiva Oxidos de Fe Huellas de raíces	30 - 200 cm	Lutitas de desbordamiento afectadas por procesos redox	Llanura inundación en zona distal con encharcamiento temporal
	C	Arcilla oscura	Masiva Restos vegetales Restos de carbón (* Dientes de roedores	5 - 15 - 70 cm	Decantación en agua estancada	Charca en llanura de inundación distal
FACIES CARBONATADAS	P	Carbonato cálcico	Laminación ondulada Huellas de raíces	5-50-(100) cm	Pedogénesis (paleosuelos y costras de exudación)	Llanura inundación prox-media alejada del canal Abanico subaéreo
	Mr	Caliza - margocaliza compacta	Huellas de raíces Oxidos de Fe Malacofauna Travertinos	5 - 150 cm	Precipitación química carbonato sobre vegetales	Orla palustre Laguna en llanura inundación distal
	M	Margocaliza poco compacta	Restos de carbón	5 - 150 cm	Precipitación química y decantación	Lago Laguna en llanura inundación distal

importante, con lo cual dentro de cada uno, van a poder diferenciarse un variado número de subambientes caracterizados por el dominio de procesos diferentes y responsables de la aparición de litofacies distintas.

Sin embargo, considero interesante, con la intención de hacer más inteligible el estudio, llevar a cabo una síntesis, en el sentido de aunar bajo una misma definición a litotipos que aunque sean ligeramente distintos, puedan responder a la actuación de un proceso sedimentario similar.

Así, siguiendo criterios del tipo de los propuestos por Cant y Walker (1976), Miall (1977, 1978) y Rust (1978) se han llegado a diferenciar un total de 24 tipos de litofacies simples, esencialmente caracterizados por los rasgos texturales del sedimento y por las estructuras sedimentarias, factores indicativos de procesos genéticos concretos (tabla 4.1).

Muchas de las litofacies que se utilizan corresponden a los tipos de Miall (1978) (quien recoge a su vez los datos de los otros autores citados), aunque, en algunos casos ha sido necesario establecer subdivisiones dentro de ellos. Finalmente también se han propuesto algunos tipos nuevos que no están considerados en el citado trabajo.

Para nombrar con un código a los litotipos resultantes de la subdivisión de otros y a aquellos propuestos como nuevos, se han considerado las mismas normas que sigue Miall (1978). Así, la primera letra, que va en mayúscula, indica el tamaño de grano. A continuación se añaden una o dos letras minúsculas que aluden a algún rasgo textural o estructural característico de este tipo de facies.

De esta manera, el tipo Gm de Miall (1977) se ha subdividido en Gmm y Gmh en función del carácter masivo o presencia de estratificación horizontal en el sedimento. Los tipos Goa y Gos se caracterizan ambos por la trama abierta de la fábrica (*openwork*), correspondiendo el primer tipo a clastos muy angulosos y el segundo a cantos subredondeados o redondeados (aparte de otras características diferenciadoras que se resumen en la tabla 4.1). Del tipo Gi destaca el rasgo de que se trata de un número pequeño (2-4) de clastos aislados (*isolated*), Gla y Sla presentan como rasgo más característico estructuras de acrección lateral de barras y So y Fo presentan abundantes nódulos ferruginosos. Los tipos M y Mr corresponden a margocalizas (el segundo, con profusa bioturbación por raíces) y aunque no están ligados directamente a la actuación de procesos característicos del ambiente fluvial, he considerado interesante el incluirlos pues se presentan con cierta frecuencia en determinados subambientes fluviales distales.

Soy consciente de que, con la simplificación de todo el enorme elenco de litofacies que podrían describirse en solo 24, se corre el riesgo de caer también en una simplificación de los procesos sedimentarios. Sin embargo, pienso que este riesgo desaparece, al plantearse el análisis de facies simples no como un fin sino como un paso intermedio e ineludible para analizar las asociaciones de facies simples, sobre las cuales se aborda principalmente el análisis de los procesos sedimentarios. El estudio de estas asociaciones de facies se va a llevar a cabo mediante el análisis de los cuerpos de geometría tridimensional en que se organizan las facies simples, técnica que ha sido utilizada desde hace tiempo por distintos grupos de investigadores, y que Miall (1985, 1988) concretiza como el "análisis de elementos arquitecturales".

De entre los 24 tipos de facies simples diferenciados en los sedimentos aluviales de la Cuenca de Guadix, 9 corresponden a gravas, 7 a arenas, 5 a facies lutíticas y 3 a sedimentos de naturaleza carbonatada. Considero redundante el describir en el texto las características de cada litofacies, por cuanto remito al lector a la tabla 4.1, donde se recoge de forma resumida los rasgos definitorios de cada tipo y se pueden visualizar de modo rápido los caracteres que lo diferencian de otros. Además, en el estudio pormenorizado de cada uno de los ambientes sedimentarios se van a describir también algunas características no incluidas en la tabla.

4.2. CATEGORIAS DE SECUENCIAS Y DE ELEMENTOS ARQUITECTURALES

Tradicionalmente, el estudio sedimentológico de cuencas fluviales antiguas ha mantenido el análisis secuencial como uno de sus pilares básicos.

Sin embargo, en los últimos años se advierte entre distintos grupos de investigadores el interés por recurrir al análisis de la geometría tridimensional de los cuerpos sedimentarios como una metodología que permite un acceso más eficiente al conocimiento de los procesos sedimentarios relacionados con el ambiente fluvial. En este sentido aparecen entre otras, las contribuciones de Puigdefábregas y Van Vliet (1978), Nijman y Puigdefábregas (1978), Friend *et al.* (1979), Allen (1983), Friènd (1983), Ramos y Sopeña (1983), Miall (1985). Sin embargo, las metodologías propuestas y los ejemplos descritos, se basan en análisis que

no superan la escala del afloramiento asequible al geólogo de campo. Así, Miall (1985) propone una serie de criterios para identificar superficies de cuatro órdenes de magnitud, y que pueden estar contenidas dentro de lo que se denomina un elemento arquitectural (Allen, 1983).

Un elemento arquitectural es un litosoma caracterizado por su geometría, composición de facies y escala, representando un proceso particular o conjunto de procesos que ocurren dentro de un sistema deposicional (Miall, 1985). En mi opinión, resulta un tanto forzado el establecer el límite superior del análisis tridimensional de cuerpos sedimentarios en la escala del sistema deposicional, puesto que en una misma cuenca pueden y, de hecho, suelen coexistir distintos sistemas deposicionales, y los procesos que controlan la sedimentación en uno, pueden también reflejarse en los demás, si son de carácter alocíclico. De este modo, parece interesante ampliar la aplicabilidad del concepto a una escala mayor.

En este sentido, aunque bajo un punto de vista absolutamente distinto, se han desarrollado metodologías de análisis geométrico de cuerpos sedimentarios de grandes dimensiones, sobre la base de datos de estratigrafía sísmica y sondeos profundos (Megías, 1982, Posamentier *et al.*, 1988, Posamentier y Vail, 1988, Vail *et al.*, 1990, etc.). En estos casos, por el contrario, se permanece en una escala de trabajo que queda muy lejos de la metodología utilizada por el geólogo de campo.

Recientemente se ha cuestionado la validez de la metodología clásica de estudio de perfiles verticales (Miall, 1985, 1988, 1989); sin embargo, ¿como si no es por comparación de perfiles verticales en distintos puntos, se puede establecer la geometría de cuerpos sedimentarios de gran escala y cuyas dimensiones imposibilitan la observación de afloramiento continuo?.

Por consiguiente, pienso que en un estudio como el que aquí se plantea, se hace necesario la integración de las escalas de trabajo que podríamos llamar "estratigráfica" y "sedimentológica" para obtener una escala continua en la que se puedan relacionar todos los procesos, sea cual sea su categoría. La metodología adoptada, además va a permitir compaginar los análisis secuenciales sobre perfiles verticales, con las más recientes técnicas de estudios de geometría tridimensional de cuerpos sedimentarios.

En este sentido, resultan interesantes las contribuciones de Robles (1982, 1984), donde se plantea para un ejemplo concreto de cuenca aluvial, un espectro continuo de categorías de secuencias, que van a corresponder a cuerpos sedimentarios de distinta magnitud. Así mismo, Miall (1988, 1989) modifica el análisis de elementos arquitecturales,

con la inclusión de dos nuevas categorías de mayor escala.

En definitiva, parece evidente la tendencia a que el análisis de facies en sedimentos fluviales se lleve a cabo con el énfasis especial en la determinación de cuerpos de geometría tridimensional, que pueden ser llamados elementos arquitecturales. Quiero resaltar además lo interesante de considerar elementos arquitecturales de muy distinto rango. En este trabajo se plantean hasta seis categorías distintas, a las que corresponden determinadas categorías de secuencias en la escala de Robles (1984) pero que, para mayor simplificación, podrán ser nombradas con el mismo número que el del elemento al que corresponden (tabla 4.2). La organización es tal, que cada elemento arquitectural de un determinado orden está compuesto por un número variable de elementos del orden inmediatamente inferior, y que se suceden en la horizontal o se superponen verticalmente, de modo que la génesis de todos puede interpretarse como un período concreto de actuación de un proceso, que no afecta o que actúa en otro momento para la aparición de otro elemento arquitectural de la misma categoría.

En una primera aproximación, los elementos arquitecturales pueden ser divididos en dos grupos. A un primer grupo corresponderían aquellos elementos que puedan deber su origen y desarrollo tanto a la actuación exclusiva de los agentes propios del medio sedimentario, es decir, a procesos de carácter autocíclico, como por supuesto a fenómenos de carácter alocíclico. Por otro lado, los elementos de mayores rangos y dimensiones serán el resultado de procesos alocíclicos exclusivamente.

Dentro del primer grupo se pueden diferenciar hasta tres ordenes (1, 2 y 3 de menor a mayor) cuya escala de desarrollo será progresivamente mayor y cuyo registro va a originar la aparición de secuencias simples, múltiples y complejas, respectivamente, en el sentido de Robles (1984), o secuencias de orden 1, 2 y 3. Así, una particular duna o una determinada unidad de barra (*unit bar*), que van a ser identificadas como facies simples, constituirán elementos arquitecturales de orden 1, que se unirán a otros de similar categoría para formar un elemento arquitectural de orden 2, por ejemplo una barra (*bar complex*), que aparecerá como una asociación de litofacies simples. Por último, un elemento arquitectural de orden 3, tendrá una extensión sobre todo el aparato sedimentario. Será por ejemplo en el caso de la Formación Guadix, todo el conjunto de sedimentos tanto de canal, como de llanura de inundación, que hayan quedado depositados como consecuencia de un recorrido completo del canal principal sobre la superficie del abanico que forma, o la secuencia resultante en los sistemas aluviales como consecuencia de un período de ascenso del nivel lacustre desde que se inicia hasta que termina.

TABLA 4.2.- Categorías de secuencias y elementos arquitecturales

CARACTER	orden	EXTENSION	SIGNIFICADO	EJEMPLOS C. GUADIX
normalmente AUTOCICLICO (posible alocíclic.)	1	bedform	litofacies y secuencias simples	duna, ripple, unidad de barra
	2	subambiente	asociación de litofacies simples y secuencia múltiple	relleno de canal, complejo de barra
AUTOCICLICO O ALOCICLICO	3	aparato sedimentario	secuencia compleja	Sedimentos en un período completo de migración de canal sobre el abanico Sedimentos en período completo de regresión- transgresión lacustre
exclusivamente ALOCICLICO	4	sector de cuenca	macrosecuencia básica	abanico aluvial multiépisódico completo
	5	cuenca	macrosecuencia principal	UTS o secuencia deposicional
	6	varias cuencas	macrosecuencia de ciclo	ciclo tectosedimentario

Los elementos de primer y segundo orden son el resultado en la mayor parte de los casos de procesos autocíclicos. Los elementos de orden tres tienen según los tipos, un origen autocíclico o alocíclico.

Los elementos arquitecturales de origen exclusivamente alocíclico (órdenes 4, 5 y 6), normalmente van a presentar una escala inabarcable para una observación directa completa.

Para el establecimiento de sus límites, y por tanto de su geometría, será necesario recurrir al análisis secuencial. Así, los elementos de orden 4 van a estar representados por macrosecuencias básicas (Robles, 1984) o de orden 4 y serán en nuestro caso, por ejemplo, todo el conjunto de sedimentos correspondientes al desarrollo de un abanico aluvial concreto. El volumen de sedimentos registrado en la totalidad de la cuenca durante el desarrollo de una UTS, va a constituir un cuerpo tridimensional, que puede ser llamado elemento arquitectural de orden 5. En el análisis estratigráfico (capítulo 3) se ha propuesto la inclusión de todo el conjunto sedimentario continental en una misma unidad. De esta manera, el ciclo tectosedimentario continental correspondería a un elemento arquitectural de orden 6, que puede ser reconocido en distintas cuencas. La secuencia de orden 6 resultante de su desarrollo podría ser llamada macrosecuencia de ciclo.

En la exposición de los caracteres sedimentológicos de cada uno de los conjuntos aluviales diferenciados en las sucesivas UTSS, se va por consiguiente a abordar el análisis de facies y asociaciones de facies, bajo la perspectiva del estudio de los elementos arquitecturales de órdenes 2, 3 y 4 que integran. Los elementos de quinto y sexto orden (UTS y CTS) ya han sido analizados en el capítulo de estratigrafía.

4.3. ANALISIS DE PALEOCORRIENTES. CUESTIONES PRELIMINARES

El análisis de la distribución de paleocorrientes ha sido una técnica tradicionalmente muy utilizada en el estudio de cuencas continentales. No obstante, algunas investigaciones sobre sedimentos recientes ponen de manifiesto que no todos los criterios de medida propuestos deben ser considerados con el mismo peso. A continuación se muestra cuales han sido los criterios seleccionados, así como el tipo de análisis realizado en esta investigación.

Los datos que se van a mostrar en el análisis de paleocorrientes proceden esencialmente de dos criterios principales: imbricación de clastos y marcas de muro. Según los estudios en sistemas fluviales actuales, la medida a partir de la orientación de clastos imbricados resulta bastante aproximada a la realidad y será más indicativa de la dirección principal de la corriente, cuanto mayor es el tamaño de los clastos analizados. Cuando se puede diferenciar entre el sedimento que corresponde a una barra y el relleno del *thalweg*,

más interesante resulta el análisis de este último, puesto que sobre la barra los clastos de menor tamaño pueden imbricarse respondiendo a flujos locales a menudo oblicuos a la corriente principal. Así, indicadores excepcionales de la dirección principal de corriente serán estructuras sedimentarias del tipo *transverse clast dams* (Bluck, 1987). Las marcas de muro son también indicadores precisos. Especial atención se ha prestado a *tool marks*, que se van a desarrollar preferentemente en condiciones de alta descarga, mientras que las *scour marks* pueden ocasionalmente corresponder a rasgos erosivos, consecuencia de la excavación de corrientes residuales sobre los propios sedimentos fluviales en momentos de baja descarga. Tales corrientes residuales, con escaso poder tractivo, transcurren con orientaciones muy diversas, adaptándose a las zonas deprimidas que existen entre formas del lecho y barras desarrolladas en estado de descarga alta.

Las medidas sobre estratificaciones cruzadas en facies arenosas, criterio que resulta de bastante utilidad en sistemas fluviales arenosos, se ha desestimado totalmente en este ejemplo a la hora de obtener la dirección principal de corriente. La razón es que se trata de sistemas fundamentalmente gravosos, con lo cual las estratificaciones cruzadas en arenas, corresponden en unos casos a colas de barras que se desplazan frecuentemente hacia uno de los márgenes y por tanto, oblicuamente a la orientación del canal y en otros son el resultado de la migración de formas del lecho de menor energía, desarrolladas en momentos de baja descarga, en los canales residuales, que transcurren dentro del lecho del canal de descarga alta, aunque, como se ha explicado, con orientaciones diversas.

Las estratificaciones cruzadas en gravas resultan igualmente un criterio para utilizar con cuidado. Gran parte de las facies groseras con estratificación cruzada de bajo ángulo en la Cuenca de Guadix han sido interpretadas como *backsets* de barras. Así, su línea de máxima pendiente sería oblicua a la orientación del canal principal, y en algunos casos indicaría incluso una dirección similar a la real y una orientación aproximadamente contraria a la del flujo.

Muy difíciles de utilizar para obtener valores exactos resultan los datos basados en la evolución de parámetros texturales. Así, la disminución de tamaño de grano desde sectores proximales a distales y dentro de una barra en particular, así como la distribución de clastos discoidales en sectores de cabeza de barra y esféricos preferentemente en la cola son únicamente utilizables para aproximaciones muy orientativas como criterios de proximalidad-distalidad en los sistemas fluviales.

Los datos recogidos han sido tratados de tal manera que se van a analizar dos parámetros distintos. En primer lugar, lógicamente se presta atención a la orientación del

vector principal en cada punto, como indicativo de la dirección dominante de flujo. En segundo lugar, se analiza el valor que presenta el ángulo de dispersión de los datos recogidos en cada sector. El primer tipo de análisis va a contribuir principalmente a la configuración paleogeográfica general de la cuenca en cada momento, mientras que a partir del segundo, van a obtenerse interesantes resultados, que contrastados con otros datos de naturaleza sedimentológica van a ser de un considerable valor a la hora de la interpretación de los diversos estilos fluviales reconocibles en la cuenca.

Los datos se han representado utilizando el diagrama circular clásico de Potter y Petijhon (1963) en lugar del estereograma equiareal de Nemeç (1988). Se ha optado por aquel, precisamente porque proporciona un efecto visual distorsionado de la realidad, que se ha considerado interesante de cara a destacar tendencias existentes que podían aparecer poco marcadas. Los datos representados en cada clase suponen valores en tanto por ciento.

Los resultados obtenidos del análisis de paleocorrientes para cada unidad se muestran en apartados sucesivos.

4.4. UNIDAD INFERIOR (UTS 1)

4.4.1. ELEMENTOS ARQUITECTURALES DE ORDEN 2

La combinación vertical y horizontal de litofacies simples para formar conjuntos de mayor categoría en la Formación Río Gor permite diferenciar hasta un total de nueve elementos arquitecturales de orden 2, algunos de los cuales son muy parecidos entre sí.

En base a la distribución con que estos se presentan en los afloramientos se han podido establecer hasta cuatro asociaciones de facies, o más bien asociaciones de elementos arquitecturales de orden 2 que serán llamadas A, B, C y D que corresponden a las unidades diferenciadas en cartografía (salvo la asociación D que no se presenta en afloramientos cartografiados).

TABLA 4.3.- Elementos arquitecturales de segundo orden en la UTS 1.

ASOC. ELTOS.	DEFINICION ELTO. 2º ORDEN	GEOMETRIA	DIMENSIONES Extensión lateral Potencia	LITOFAC. SIMPLES	% EN ASOC.	INTERPRETACION
A	Lentes biconvexas de flujos masivos	Base irregular no erosiva y techo convexo hacia arriba	20 - 50 - (80) m 1 - 3 m	Gms, Goa, P	75	Debris flow
	Capas pseudotabulares de brechas de trama abierta	Techo plano, base ligeramente erosiva y potencia aproximadamente constante	Variable (dm - Hm) 20 - 50 cm	Goa, P	25	Depósitos de Scree Flash flood (?)
B	Capas tabulares de gravas y arenas	Techo y base planos y potencia constante	> 50 - 60 m 20 - 30 - (50) cm	Gmh, Sm	30	Depósitos laminares
	Cuerpos de flujos masivos	Irreconocible	~ 10 m 1 - 1.5 m	Gms, Fm	40	Debris flow Mud flow
	Cuerpos canaliformes	Techo plano, base convexa hacia abajo ligeramente erosiva	8 - 10 m < 1 m	Gmm, Gmh	15	Corrientes de agua interlobulares
	Capas pseudotabulares de desarrollo edáfico	Irreg. con tendencia a tabular Límites mal definidos	Variable (m - Hm) ≤ 2 m	Fr, P	15	Bioturbación por raíces
C	Acumulaciones de depósitos de alta densidad	Irreconocible Límites poco precisos	> 20 m (?) 4 - 5 m (?)	Gms	60	Debris flow cohesivos y no cohesivos Mud flow
	Cuerpos canaliformes	Techo plano y base claramente erosiva	5 - 6 m 70 - 80 cm	Gmm, (Sm) litol. diferen. al resto de la asociación)	10	Canales procedentes de conos más altos
	Horizontes de encostramiento calcáreo	Techo plano	km	P	30	Calchificación en períodos o zonas de no sedimentación
D	Base muy irregular	2 m	100			

A continuación se describen los principales rasgos de los elementos que aparecen en cada una de las asociaciones, y que se esquematizan en la tabla 4.3.

4.4.1.1. Asociación A

Se incluyen en esta asociación los afloramientos del Cerro de Juan Canal, Minas del Marquesado, cuenca alta del Río Gor (sector Gor-Las Juntas-Casas de Don Diego), Cortijo Carrasca , Pulpite y Fuente de los Calderones.

Aparecen dos elementos arquitecturales de orden 2, integrados por la combinación de tres tipos de facies simples, Gms, Goa y P.

Lentes biconvexas de flujos masivos

Se trata de cuerpos de base irregular, aunque típicamente no erosiva. Su irregularidad se debe a la adaptación a la topografía infrayacente, que frecuentemente es el techo de cuerpos similares. La parte superior se presenta con una morfología convexa hacia arriba, que con frecuencia desciende bruscamente hacia los márgenes, provocando un acuñamiento rápido.

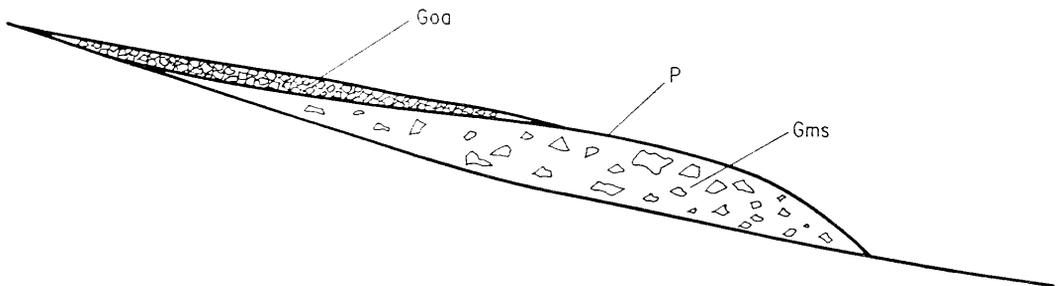


Figura 4.1. Lentes de flujos masivos, UTS 1, asociación A

Las dimensiones de estos elementos son variables. Su anchura más frecuente oscila entre 20 y 50 metros, alcanzando excepcionalmente valores algo más altos (70-80 m). La dimensión mayor, que corresponde a la línea de máxima pendiente, cuando ha sido posible de estimar sobrepasa cuando menos en 2 o 3 veces a la anchura. La potencia máxima varía

entre 1 y 3 m y se desarrolla en las proximidades de los sectores más distales del elemento, lo que confiere a estos cuerpos una geometría claramente asimétrica (fig. 4.1).

Típicamente están integrados por facies Gms y coronadas por un horizonte de 2 a 5 cm de encostramiento carbonatado (facies P), que marca el límite entre sucesivos elementos arquitecturales. Las facies Gms aquí consisten en clastos muy angulosos soportados por una matriz normalmente arcillosa (a veces arenoso-microconglomerática) que llega a suponer el 60-70% del total del sedimento. Tal como muestra la figura 4.1, la distribución más típica de tamaños de clastos en sentido proximal distal dentro de estos elementos, consiste en un incremento *quasi*-progresivo hasta la mitad del último tercio (donde se dan las potencias máximas) para volver a descender al final. Los tamaños máximos se sitúan normalmente en torno a 25-30 cm, llegando a veces a superar 1 m. Con frecuencia no se percibe organización secuencial alguna, si bien a veces se desarrollan poco marcadas secuencias, tanto positivas como negativas, especialmente visibles una vez más en los puntos de máxima potencia. En algunos casos, las facies Gms y P están acompañadas del litotipo Goa, que se concentra en la parte proximal del elemento arquitectural. Se incluye dentro del mismo por presentarse las facies Goa y las Gms coronadas por un mismo horizonte P (fig. 4.1).

El conjunto se interpreta como el depósito de un lóbulo de flujo de sedimentos por gravedad (tipo *debris flow*) que detiene su movimiento de manera rápida por un mecanismo de congelación de flujo (facies Gms). La pendiente más suave que se ha creado en la parte trasera del lóbulo, como consecuencia de su depósito, puede ser el área de acumulación de clastos angulosos de trama abierta (Goa) que a veces se depositan en un período no muy posterior a las facies Gms. Un tiempo importante de no sedimentación permite la aparición de un horizonte carbonatado, que corona las facies Gms y las Goa cuando aparecen, con anterioridad al depósito de un nuevo lóbulo.

Capas pseudotabulares de brechas de trama abierta

Se trata de cuerpos sedimentarios de geometría mal definida aunque parecen corresponder a capas mucho más extensas que en el caso de los elementos anteriores y con un relieve menor, con lo cual constituyen cuerpos casi tabulares. La base es en algunos casos ligeramente erosiva, si bien en la mayoría de los ejemplos se respeta prácticamente la superficie superior de los cuerpos infrayacentes. De este modo, el muro es algo más irregular que el techo, que se presenta como una superficie más plana.

La extensión lateral es muy variable, en tanto que presenta potencias entre 20 y 50

cm. A veces ocupan depresiones entre dos elementos del tipo anteriormente descrito, en cuyo caso la morfología tabular es menos manifiesta.

Desde el punto de vista de facies simples, son elementos ocupados por el litotipo Goa y en menor proporción P. Se trata de clastos de tamaños entre 5 y 10 cm (a veces 20 cm), texturalmente muy angulosos, que normalmente no se organizan en ningún tipo de secuencia y que muestran el rasgo característico de no presentar matriz, o muy escasa entre los clastos. Los cantos a veces aparecen cubiertos por una película de carbonato cálcico correspondiente a la precipitación a partir de aguas que circulan por el sedimento con posterioridad a su depósito.

La parte superior de cada cuerpo, cuando éste va sucedido por un depósito de *debris flow*, aparece rellena por un material lutítico o arenoso, correspondiente a la matriz del flujo masivo que penetra en el sedimento de trama abierta. Este fenómeno puede inducir a la interpretación errónea de un paso gradual entre estos depósitos y los *debris flow*.

Los límites entre sucesivos elementos arquitecturales a veces van marcados por irregulares horizontes carbonatados (facies P) cuyo espesor no supera los 5 cm. Cuando no existen estos horizontes, o no alternan estos elementos con las lentes biconvexas anteriormente descritas, se pueden dar acumulaciones de estos depósitos de hasta 10 m de potencia sin que puedan reconocerse bien los límites entre sucesivos elementos arquitecturales.

Su depósito se interpreta como el resultado de procesos de tipo *flashy flooding* (Nemec y Steel, 1984) o bien depósitos de materiales transportados sin agua (*scree deposits*), pudiendo estar presentes ambos fenómenos. Estos procesos alternarían con momentos de no depósito (horizontes P) y con desarrollo de cuerpos del tipo lentes biconvexas de flujos masivos.

4.4.1.2. Asociación B

Esta asociación se presenta en afloramientos situados en sectores más centrales de la cuenca. Es característica en los afloramientos de Peña Hendía (Arroyo de Gor) y Lopera (Valle del Fardes).

Se pueden llegar a diferenciar un total de 4 elementos arquitecturales de orden 2.

Capas tabulares de gravas y arenas

Se trata de cuerpos con base y techos planos, con una extensión lateral en la mayor parte de los casos superior a 50 o 60 m, y una potencia (constante en toda la capa) en torno a 20 - 30 cm (a veces llegan a 50 cm).

Cada uno de estos elementos se construye por la acumulación vertical de alternancias de litofacies Gmh y Sm. No se aprecia un patrón constante de organización secuencial. Los tamaños de grano máximos no suelen superar los 10 - 12 cm, siendo los más frecuentes de tamaño *pebble* o algo superior (*cobble*).

Se interpretan como cuerpos construidos por el depósito de sucesivos flujos laminares (*sheet flows*).

Cuerpos de "flujos masivos"

Este elemento consiste en cuerpos de geometría difícil de reconocer (en parte por causa de la profusión de procesos edáficos). Por analogía de facies así como por las características visibles de techo y muro, se piensa que pueden corresponder a lentes del tipo de las desarrolladas en la asociación A. En cualquier caso, parecen elementos de menores dimensiones, puesto que las potencias máximas se sitúan en torno a 1-1.5 m y la continuidad lateral raramente supera 10 m.

Están integrados por facies simples Gms y Fm. El tipo Gms se presenta aquí normalmente con secuencia positiva, con tamaños de grano mayores hacia la base, alcanzando hasta 20 - 25 cm. La matriz suele ser más abundante también a la base. El tipo Fm consiste en arcillas con algunos clastos flotantes de tamaño centimétrico. Con frecuencia aparecen encima de las facies Gms aunque con un contacto neto. El techo de las facies Fm a veces aparece afectado por procesos edáficos, de manera que hacia el techo pueden llegar a aparecer texturas clastosoportadas con litofacies Gmm.

Un rasgo muy característico no solo de este elemento arquitectural, ni tan siquiera de esta asociación de elementos, sino de toda la formación, es que los clastos de naturaleza carbonatada situados en el techo de las secuencias, muestran su cara superior parcialmente disuelta. La aparición de procesos microkársticos de este tipo, es un indicio de la existencia de prolongados períodos de exposición subaérea sin sedimentación.

En el conjunto de la asociación representan un volumen mucho menor que sus equivalentes en la asociación A.

Se interpretan como pequeños lóbulos contruidos por flujos de alta densidad (*debris flow* y *mud flow*).

Cuerpos canaliformes

Se trata de cuerpos de techo plano y base convexa hacia abajo y ligeramente erosiva. Suelen aparecer ubicados en las suaves depresiones que existen entre dos cuerpos lobulares, si bien erosionan ligeramente la parte superior de éstos. La ubicación particular probablemente es responsable de la suave pendiente de sus márgenes.

De esta manera, su extensión lateral no supera los 8-10 m con una potencia máxima en el centro inferior a 1 m (dimensiones aproximadas que presenta el hueco que queda entre dos lóbulos de sedimentos de alta densidad).

Dentro de cada uno de estos cuerpos pueden distinguirse varias secuencias simples de carácter positivo integradas por la acumulación de litotipos Gmm y Gmh.

Su origen se debe al relleno resultante de la actuación de corrientes de aguas claras que ocupan las pequeñas depresiones entre los lóbulos de alta densidad con depósito en varias fases. Constituyen por tanto elementos que podrían ser llamados canales incipientes. Su actividad sedimentaria finaliza cuando la depresión ha sido rellena.

Capas pseudotabulares con desarrollo edáfico

Es un elemento arquitectural muy representado en esta asociación. Se trata de cuerpos de morfología irregular y límites mal definidos, aunque se les puede estimar una geometría a *grosso* modo tabular. Las dimensiones son muy variables. Llegan a alcanzar hasta 2 m de potencia.

Desde el punto de vista de las litofacies simples se podrían enclavar dentro de los tipos Fr y P.

Se interpretan como sedimentos de *debris flow* y *mud flow* que tras su depósito se

han visto sometidos a la actuación de procesos pedogenéticos durante prolongados períodos de tiempo.

En definitiva, los rasgos definidos en la asociación B, hacen pensar en que en estos sectores más centrales de la cuenca el tiempo transcurrido sin sedimentación ha sido mucho mayor que en los afloramientos asignados a la asociación A.

4.4.1.3. Asociación C

Esta asociación de elementos aparece en los afloramientos del sector de la Peza, en los parajes conocidos como Campillo y Loma de Santa Lucía. Corresponde a la asociación de facies D de Viseras y Fernández (1988b). Desde el punto de vista de su posición estratigráfica, hay que destacar que todos los afloramientos de esta asociación aparecen sobre materiales sedimentarios del Mioceno medio y superior.

Se pueden diferenciar tres tipos de elementos arquitecturales de orden 2.

Acumulaciones de depósitos de alta densidad

La uniformidad en las facies y los procesos diagenéticos condicionan el que no se puedan establecer en este tipo de materiales límites entre distintos cuerpos sedimentarios.

Son acumulaciones de hasta 4 - 5 m de potencia y continuidad lateral importante. Se trata de depósitos de alta densidad y se pueden establecer dos tipos de facies aparentemente distintas, que responderían en ambos casos al litotipo Gms, si bien en el segundo también aparece Sm:

- El primer tipo, consiste en clastos muy heterométricos (2 a 50 cm) subredondeados, flotando en una matriz arcillosa o arenosa. La litología de los clastos es principalmente de areniscas y la matriz un lodo procedente de la destrucción de sedimento margoso de los conjuntos miocenos infrayacentes.
- El segundo tipo, está formado por clastos que presentan menor heterometría, con tamaños más abundantes entre 5 y 7 cm y matriz mucho más escasa, hasta el punto de que, con frecuencia, se trata de texturas clasto-soportadas. La práctica totalidad

de los cantos son margocalizas (procedentes del substrato infrayacente), aunque se han reconocido algunas rocas metamórficas. El tamaño de clastos bastante uniforme, y la naturaleza carbonatada de éstos, así como la escasez de matriz, confieren a estas facies un aspecto de caliza nodulosa, que puede inducir a errores en la interpretación de su depósito en términos de procesos. La existencia de clastos de rocas metamórficas y areniscas miocenas, así como de matriz procedente de la destrucción de esquistos de claro origen en la zona bética y el aparecer en alternancia con el elemento arquitectural que se describe a continuación (cuerpos canaliformes), induce a concluir que se trata igualmente de depósitos de *debris flow*, en este caso pudiendo darse la situación de *debris flow* no cohesivos. No se puede descartar sin embargo, que la actuación de procesos pedogénicos haya podido contribuir a acentuar el aspecto nodulosos de estas facies.

En mi opinión, la diferencia en el aspecto entre ambos tipos de facies tiene un claro control litológico (como también lo tiene la diferencia en el aspecto de las facies en general, entre los afloramientos de esta asociación y los situados sobre materiales del basamento bético y subbético). En el primer tipo, que aparece preferentemente en el afloramiento de Loma de Santa Lucía, el substrato corresponde al miembro detrítico gris de la Formación La Peza, integrado en gran parte por conglomerados y arenas (Rodríguez Fernández, 1982). La destrucción de este sedimento litificado proporciona clastos de tamaños muy variables que son incorporados a los nuevos procesos sedimentarios de la Formación Río Gor. El segundo tipo de facies, sin embargo, domina en el afloramiento suroriental de Campillo, y se sitúa sobre un substrato margoso de la Formación Morollón.

Una vez más, como sucede en todos los afloramientos de la Formación Río Gor, la litología de los clastos induce a pensar en procesos de transporte corto.

Cuerpos canaliformes

Es un elemento mucho menos representado que el anterior. Se trata de morfologías de base erosiva y techo plano, de extensión lateral entorno a 5-6 m y potencias máximas que no superan 70-80 cm.

Desde el punto de vista de litofacies simples, aparecen rellenos por varias secuencias de orden 1 mal definidas de los litotipos Gmm y Sm. Los clastos no superan 10-12 cm.

Estos canales presentan una característica muy curiosa y es que todo el sedimento de

su relleno tiene naturaleza metamórfica, en brusco contraste con el resto de depósitos (el elemento arquitectural anteriormente descrito), cuya naturaleza es claramente miocénica.

Además, las características sedimentológicas sugieren que se trata de un depósito de carácter más distal. Hay por tanto que concebir un esquema que permita integrar la coexistencia de elementos arquitecturales que se interpretan como depósitos muy proximales, nutridos por materiales miocenos del substrato directamente infrayacente y sedimentos de naturaleza metamórfica, que representan procesos sedimentarios en un ambiente aluvial más evolucionado.

Una posibilidad, consistiría en la existencia de un margen de cuenca escalonado, con desarrollo de conos aluviales en distintas posiciones topográficas. Así, en sedimentos proximales de conos ubicados sobre materiales miocénicos podría aparecer contaminación procedente de sedimentos distales de otros aparatos aluviales situados a cotas más elevadas (sobre el substrato metamórfico de la Zona Bética s.s., fig. 4.2).

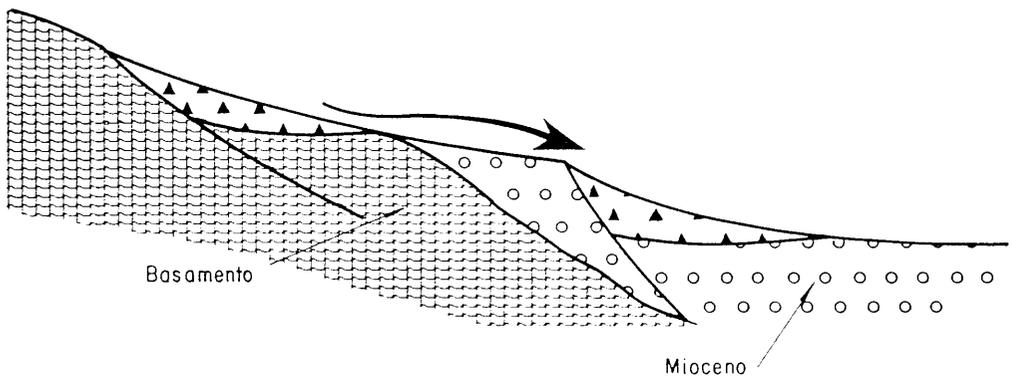


Figura 4.2. Contaminación entre distintos depósitos de la Formación Rfo Gor.

Horizontes de encostramiento calcáreo

Son elementos de extensión muy importante (puede superar el kilómetro) que son continuos a lo largo de todo un afloramiento, en esta asociación C e incluso en la B.

La parte superior es una superficie aproximadamente plana, en tanto que la base es

extraordinariamente irregular. Pueden alcanzar potencias próximas a 2 m, aunque son muy variables como consecuencia de la irregularidad de la base.

Desde el punto de vista de litofacies simples, están formados por la superposición vertical de sucesivos horizontes del litotipo P.

Localmente se observan pequeñas cavidades de claro origen kárstico, rellenas por arcilla roja, y de paredes a veces recubiertas por encostramientos carbonatados. Tales desarrollos kársticos son fosilizados por nuevos horizontes P de los que componen el elemento arquitectural.

La existencia de un desarrollo importante de estos elementos, sobre todo en esta asociación (aunque también en otros depósitos de la Formación Río Gor), implica la existencia de prolongados períodos de no depósito, durante los cuales se puede dar karstificación incipiente de los propios depósitos calichificados.

4.4.1.4. Asociación D

En determinados puntos de la cuenca, a la base del relleno continental de la Formación Guadix aparece una capa tabular de potencia variable integrada exclusivamente por el último elemento arquitectural descrito en la asociación anterior (horizontes de encostramiento calcáreo). Este rasgo, imposible de ser cartografiado a la escala del mapa, fue llamado por Viseras y Fernández (1988b) asociación de facies C y pone de manifiesto, una vez más, la existencia de zonas con tasas de sedimentación mínimas, donde dominan exclusivamente los procesos descritos para este elemento arquitectural.

4.4.2. ELEMENTOS ARQUITECTURALES DE ORDEN SUPERIOR

En esta unidad, existen una serie de problemas particulares que dificultan el establecimiento de elementos arquitecturales de órdenes superiores al 2, e incluso, cuando se reconocen, la asignación de éstos a las categorías 3 o 4.

Por un lado, aparecen problemas derivados de la no conexión física entre distintos

afloramientos, lo que dificulta el conocer la extensión que tiene, y en definitiva la categoría, de un determinado elemento, o de la secuencia que lo representa. En segundo lugar, hay que considerar que a veces los depósitos de la Formación Río Gor responden a fenómenos alocíclicos pero que pueden ser de carácter muy local. Finalmente, los procesos erosivos que se constata que eliminan parte del depósito de esta unidad, antes del inicio de la sedimentación de la UTS 2, dificultan también el conocimiento de una sucesión completa, que permita establecer una jerarquía clara de elementos arquitecturales.

No obstante, se reconocen en algunos afloramientos unidades geométricas formadas por la combinación de distintos elementos arquitecturales de orden 2 y que con gran probabilidad corresponden a elementos de orden 3. Así en el afloramiento de Cortijo Carrasca (asociación A), se reconocen sucesivos cuerpos de escala hectométrica, con geometría sigmoideal, y que están formados por la acumulación de elementos de orden 2 de los tipos "lóbulos de flujos masivos" y "capas pseudotabulares de brechas de trama abierta". En el afloramiento de Campillo se reconocen, más difícilmente, superficies que pueden ser interpretadas como límites entre sucesivos cuerpos de la misma naturaleza.

En algunos afloramientos del valle del Río Fardes, aparecen rellenos de la Formación Río Gor sobre materiales marinos del Tortoniense superior. La pequeña depresión erosiva es rellenada por una secuencia estratodecreciente de 2 - 3 m de potencia construida por la acumulación sucesiva de unidades de flujos masivos que en conjunto pueden construir un elemento de orden 3.

Elementos de orden 4 pueden ser reconocidos en algunos afloramientos por la existencia de secuencias estratodecrecientes, de espesor variable entre 50 y 100 m. Tales secuencias se reconocen claramente por ejemplo en Pulpite-Aldeaquemada, Cortijo Carrasca y Cerro de Juan Canal. Este último afloramiento permite observar como cada una de estas secuencias corresponde al desarrollo de un abanico que tiene su ápice situado en posiciones desplazadas respecto al anterior. De esta manera, cada secuencia se interpreta como el resultado del depósito completo de un abanico como respuesta a un pulso tectónico. Otra pulsación posterior origina la aparición de un nuevo abanico (elemento arquitectural de orden 4) cuyo ápice está situado más hacia el área fuente que en el caso anterior. En los tres afloramientos citados se reconocen exactamente dos secuencias del tipo descrito. Sin embargo, considero arriesgado asegurar que exactamente estas dos secuencias sean resultado de fenómenos que afectaron en el mismo momento a la totalidad de la cuenca.

4.4.3. ANALISIS DE PALEOCORRIENTES

4.4.3.1. Distribución del vector principal de paleocorrientes

La característica más remarcable parece ser la amplia variabilidad en la distribución del vector principal (fig. 4.3), incluso entre afloramientos muy próximos. Tal anomalía debe corresponder en parte a la afectación tectónica posterior al depósito, y en parte a que esta formación se adapta a rasgos paleotopográficos de detalle como se indica en el apartado 3.5.

Es digno de mención también el que las paleocorrientes no siguen en muchos casos una orientación acorde con la fisiografía de la cuenca Pliocena (fig. 4.3).

En algunos afloramientos se observan diferencias no muy acusadas entre el vector de máxima pendiente en las capas y las paleocorrientes que indican los clastos imbricados en ellas. Este hecho encaja con la posibilidad de retoques tectónicos posteriores a la sedimentación de la Formación Río Gor.

En definitiva, la distribución de paleocorrientes en la Formación Río Gor se adapta bastante bien a un modelo de sedimentación simultánea a la configuración de la cuenca continental, que tiende a rellenar depresiones en el basamento y que localmente ha podido ser afectada por los últimos movimientos tectónicos que contribuyen a la configuración de la gran depresión subsidente que constituirá la cuenca del Plio-Pleistoceno.

4.4.3.2. Análisis del ángulo de dispersión

Los valores oscilan entre 90 y 200° con una media próxima a 150. La distribución relativamente dispersa se debe principalmente a que esta formación está ampliamente dominada por procesos de flujo de sedimentos por gravedad que sufren un transporte relativamente corto antes de detenerse por un mecanismo de congelación de flujo. Este transporte corto, provoca que la corriente que indiquen los sedimentos corresponda a la primera adaptación de las capas a una morfología del substrato bastante irregular a escala local.

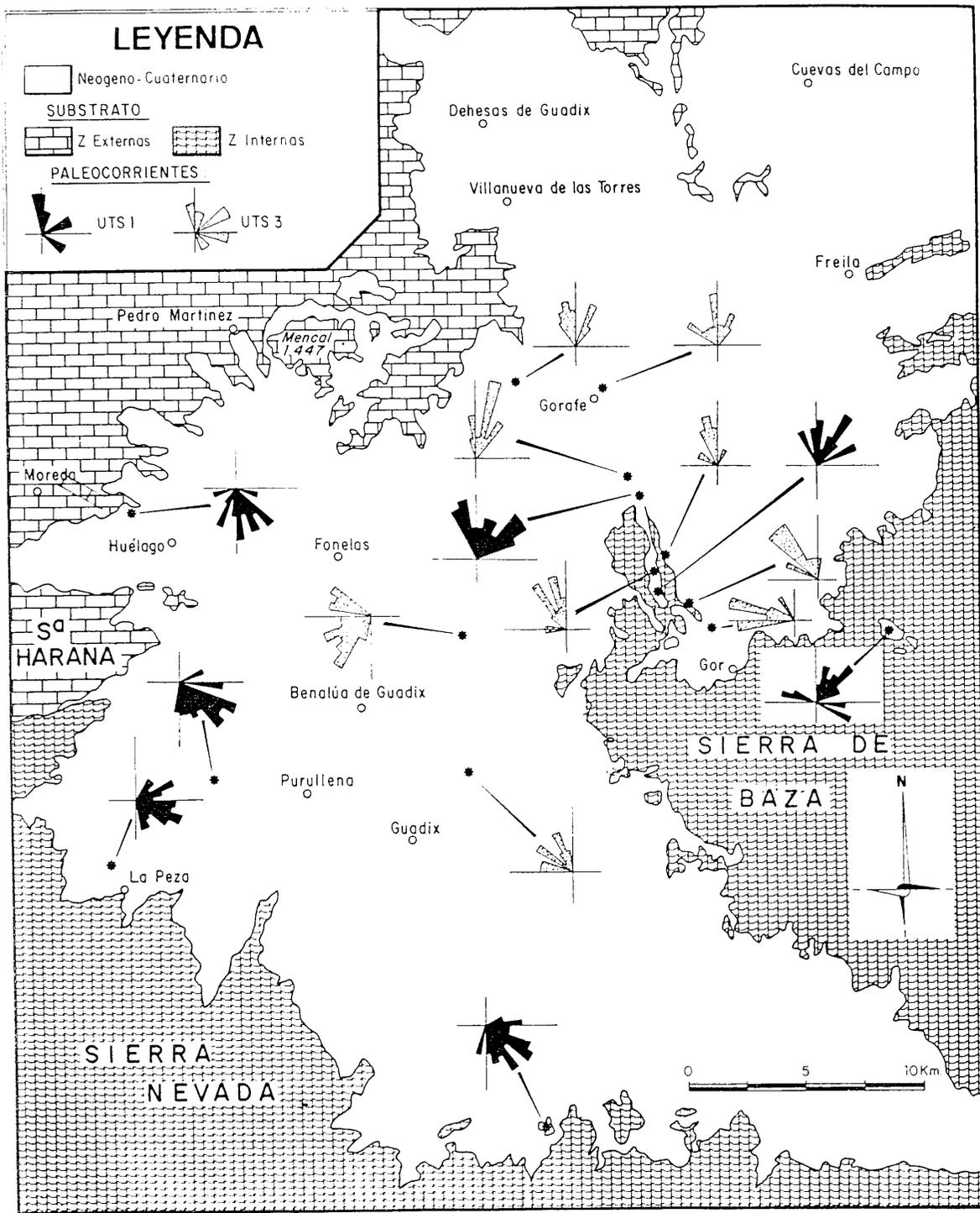


Figura 4.3. Mapa de paleocorrientes para las UTSs 1 y 3.

4.4.4. MODELO SEDIMENTARIO

Los rasgos sedimentológicos descritos sobre los distintos afloramientos de esta unidad, condicionan a proponer un modelo sedimentario que explique:

- que en las áreas donde se dan las mayores acumulaciones de sedimentos, éstos han sufrido un transporte mínimo, como lo prueban la alta angulosidad de los clastos (salvo cuando su naturaleza litológica corresponde a sedimentos miocénicos, más fácilmente moldeables que las rocas metamórficas de la Zona Bética), la fuerte heterometría de los clastos y el bajísimo grado de selección, la existencia de clastos de gran tamaño en algunos casos, la estrecha relación existente entre la litología del substrato más próximo y la de los clastos y matriz del sedimento y el predominio de procesos sedimentarios tipo *debris flow*, *mud flow*, *sheet flow* (en menor proporción) y movimiento gravitatorio de gravas sin agua,
- que se dan períodos prolongados de exposición sin sedimentación, como se pone de manifiesto por la importancia de los procesos edáficos que conducen a la aparición de potentes encostramientos de caliche, así como por la karstificación incipiente de los clastos de naturaleza carbonatada expuestos en superficie, y del propio sedimento calichificado, y
- que existen áreas probablemente muy extensas, y situadas hacia sectores centrales, que parecen haber estado sometidas principalmente a estos procesos de no sedimentación.

De esta manera se propone un modelo según el cual existirían una serie de conos de deyección de pequeñas dimensiones, localizados a lo largo del margen de la cuenca, y muy especialmente en el borde bético y cuyo depósito sería la respuesta inmediata a la creación de diferencias topográficas significativas como consecuencia de movimientos tectónicos distensivos.

Estos pequeños aparatos cónicos tendrían poca capacidad de progradación hacia el centro de cuenca, como lo prueba la existencia de secuencias de cuarto orden únicamente estratodecrecientes. Cada secuencia de este tipo se interpreta como la respuesta a un pulso tectónico brusco cuyo efecto se va amortiguando a medida que se asciende en la secuencia.

Los procesos tectónicos creadores de un área localizada de subsidencia importante

podrán darse a distintas alturas en el substrato, con lo cual podrán aparecer eventuales contaminaciones en determinadas áreas procedentes de sistemas similares topográficamente más altos.

Los amplios sectores a donde no alcanzase la progradación de los pequeños aparatos sedimentarios serían áreas sometidas a procesos de enrasamiento, pedogénesis y eventualmente karstificación incipiente.

Así, la asociación A corresponde a los depósitos más proximales, de ahí que esté representada por afloramientos situados a elevadas cotas en el basamento, de modo que son áreas que no llegaron después a ser ocupadas por la sedimentación de las UTSs 2 y 3. En una posición más distal, hacia sectores más centrales de la cuenca aparece la asociación B. La denominada asociación C correspondería a un depósito aproximadamente intermedio entre A y B (quizás algo más afín a este último), pero con la particularidad de que corresponde a conos de deyección ubicados sobre sedimentos miocenos más antiguos, en lugar de tener su basamento en los materiales de las Zonas Bética o Subbética. Finalmente, las áreas dominadas por la asociación D son los sectores más hacia el centro de la cuenca, con dominio de no sedimentación durante el tiempo de desarrollo de esta UTS.

4.5. UNIDAD INTERMEDIA (UTS 2)

En el capítulo de estratigrafía se han presentado los argumentos que inducen a subdividir el relleno aluvial de esta unidad en tres conjuntos, dos de ellos correspondientes a sistemas de drenaje transversales llamados bético y subbético y uno axial o sistema fluvial longitudinal. El distinto comportamiento tectónico de ambos márgenes de cuenca, así como sus características topográficas, van a ser responsables de la existencia de importantes diferencias en el volumen de aportes y el modo en que estos queden acumulados en la cuenca. Se reconocen por consiguiente dos estilos sedimentarios netamente diferentes en el drenaje transversal de la cuenca y a ellos se alude con las denominaciones de bético y subbético. La mayor parte de los aportes laterales del margen bético van a ajustarse al esquema que se describe para el sistema transversal bético e igual sucede con los subbéticos. Esto no quiere decir que no existan excepciones.

El análisis sedimentológico va a enfocarse con el estudio en particular de cada uno de los tres sistemas. Más concretamente, para cada sistema se ha seleccionado un ejemplo concreto, que se ha tomado como "modelo piloto" y sobre el cual se analiza la evolución en sentido proximal-distal de los elementos arquitecturales de orden 2, así como la naturaleza y significado de elementos arquitecturales de ordenes superiores, todo ello encaminado a la elaboración de un modelo sedimentario lo más completo posible y que sea compatible con la existencia del resto de sistemas fluviales coetáneos.

Estos ejemplos piloto se han seleccionado atendiendo fundamentalmente a tres tipos de criterios:

- Que se trate de ejemplos realmente representativos del sistema fluvial en estudio.
- Que gocen de una situación estratégica en la cuenca respecto a los otros sistemas, con la intención de poder establecer la interrelación entre unos y otros y conseguir una reconstrucción más fiel de la evolución sedimentaria de la cuenca.
- Que los afloramientos sean de una calidad suficiente como para garantizar la obtención de un volumen de datos que permita la elaboración de un modelo sedimentario lo más completo posible.

4.5.1. ANALISIS DE PALEOCORRIENTES

El análisis de paleocorrientes sí se ha realizado sobre la extensión total de la cuenca (fig. 4.4). Se expone previamente a la descripción de cada uno de los sistemas porque no se ha basado únicamente en ejemplos concretos y permite establecer comparaciones muy interesantes entre los distintos sistemas sedimentarios.

4.5.1.1. Distribución del vector principal

En la distribución de paleocorrientes se marca una clara diferencia entre tres grupos de datos, que corresponderán a los sistemas de drenaje longitudinal y transversales de procedencia bética y subbética.

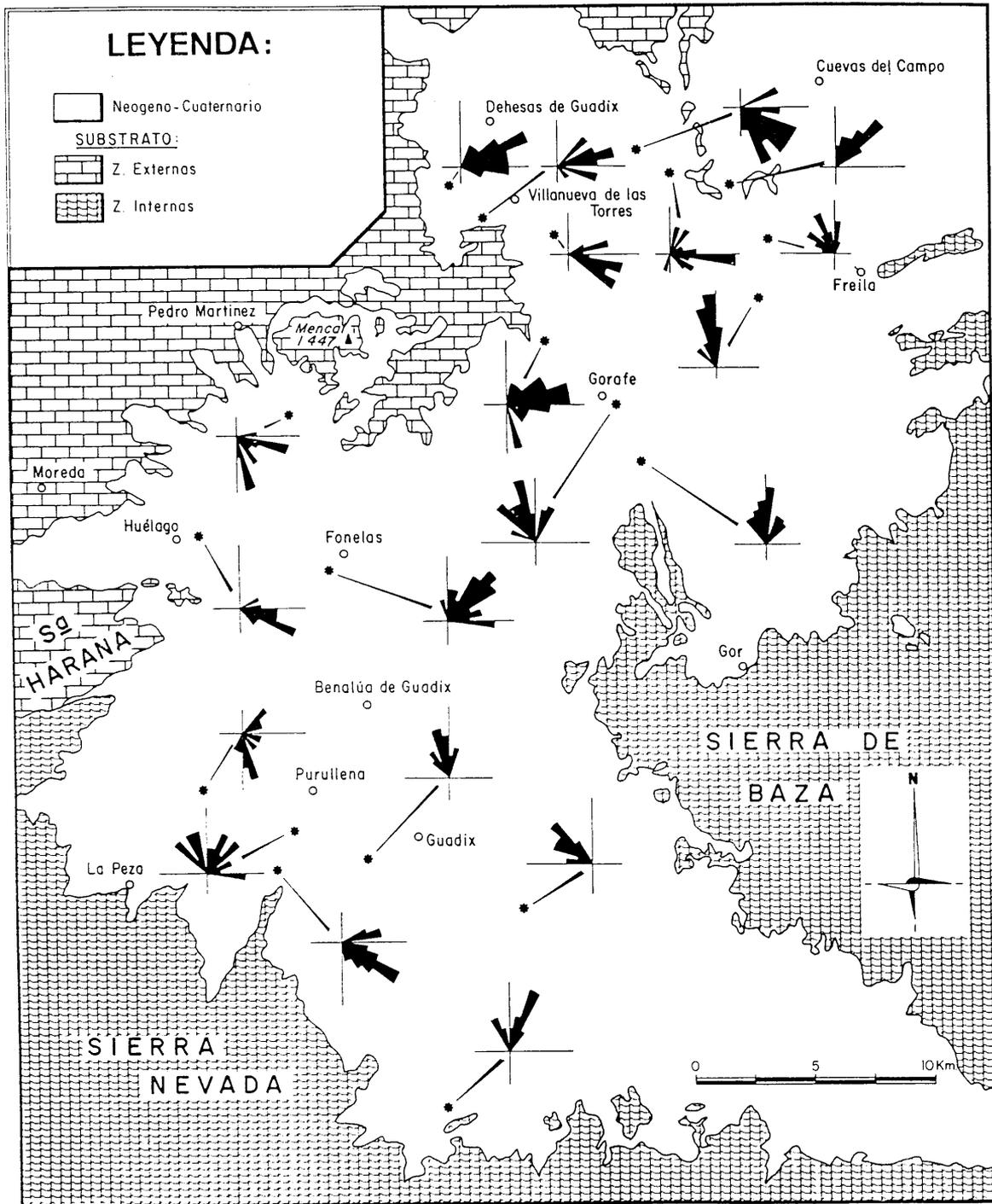


Figura 4.4. Mapa de paleocorrientes para la UTS 2.

Es digno de mención también el hecho de que el vector principal en los sistemas transversales tiende a orientarse de modo aproximadamente perpendicular al margen de cuenca a partir del que se desarrollan, en tanto que en el sistema longitudinal tiende a seguir direcciones coincidentes con los principales sistemas de fracturas que atraviesan la cuenca (apartado 5.2).

Así, por ejemplo, en el sector más meridional (salvo el área directamente conectada al margen de cuenca, donde el sistema longitudinal presenta características de abanico aluvial) existe una tendencia de drenaje hacia el N-NO que pasa a transformarse en N-NE en el sector de Fonelas, para finalmente transcurrir con una dirección próxima a N-50-70-E desde la transversal de Gorafe hasta el embalse del Negratín. La coincidencia de las direcciones de drenaje con sistemas de fracturas de similar orientación detectados incluso en imagen Landsat, es un argumento más a favor de la interpretación del sistema fluvial longitudinal como un sistema con un fuerte control tectónico.

En ámbito correspondiente a los sistemas transversales, en algunos diagramas pueden reconocerse datos que se interpretan como el resultado de la confluencia de dos aparatos cónicos colindantes (p.e. sector de Lopera).

Si se analiza cuidadosamente una sección a todo lo ancho de la cuenca se detecta como, a medida que se trata de sedimentos más modernos, las paleocorrientes que marcan el drenaje axial de la cuenca, van apareciendo paulatinamente desplazadas hacia el margen subbético, al tiempo que los sistemas transversales de procedencia bética se expanden hacia el centro de la cuenca y los subbéticos se retraen.

Un rasgo muy interesante a destacar es el hecho de que en el sector más nororiental del área de estudio, los datos de paleocorrientes tomados, indican sentidos aproximadamente contrarios a las direcciones actuales de flujo en el río Guadiana Menor, tanto en el tramo que fluye hacia el N, como en el que lo hace hacia el O-SO (fig. 6.11). Los datos de paleocorrientes, junto a los de composición del sedimento, indican que el área que ahora ocupa el tramo de orientación N-S del Guadiana Menor, fue el asiento de la sedimentación de un aparato correspondiente al sistema transversal procedente de Zonas Externas y con un drenaje claro hacia el S. Además, el tramo E-O del actual río erosiona sedimentos depositados por corrientes fluyentes hacia el NE, presumiblemente correspondientes al sistema longitudinal. Las razones de esta inversión del drenaje entre los sedimentos antiguos y el río actual pueden tener una relación importante con el inicio del dismantelamiento erosivo de los depósitos de la cuenca, problemática que será abordada en capítulos sucesivos.

4.5.1.2. Análisis del ángulo de dispersión

Analizando el total de datos de que se dispone para sistemas longitudinal y transversales, se aprecia un valor más alto del ángulo de dispersión (134° frente a 99°) en el primero, que se interpreta en base al carácter de alta sinuosidad que presenta en gran parte de su trazado el sistema axial, frente a las corrientes de baja sinuosidad de los tributarios transversales.

Este modelo de alta sinuosidad, con equivalente proximal en abanico aluvial es claramente manifiesto si se comparan sectores próximos al inicio del trazado (76°) con áreas distales del sistema longitudinal (177°).

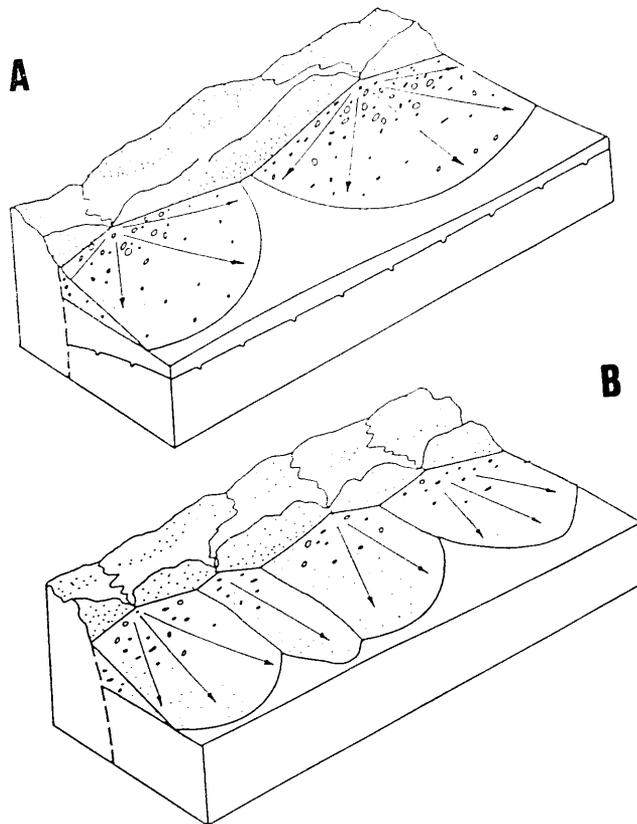


Figura 4.5. Diferentes distribuciones teóricas de paleocorrientes, según se trate de abanicos aislados (A) o abanicos coalescentes (B). Simplificada de Haughton (1986).

Comparando globalmente los valores obtenidos en los sistemas transversales de ambos márgenes de la cuenca se obtienen valores del ángulo de dispersión de paleocorrientes muy similares; sin embargo, analizando separadamente cada sistema existen curiosas diferencias.

En el sistema transversal de procedencia bética, con un valor global del ángulo de dispersión de 85°, en zonas proximales este vector alcanza hasta 113° de media y en áreas distales se sitúa en torno a 65°. Si se considera que, contrariamente a lo que aquí podría deducirse, el carácter en sentido proximal distal es claramente hacia un aumento progresivo aunque no muy brusco de la sinuosidad, este "anómalo" dato, ha de interpretarse como muestra la figura 4.5. Los datos de área proximal corresponderían a los valores obtenidos en la zona de expansión de los abanicos y los de área distal en el sector en que se da coalescencia entre abanicos contiguos, con una cierta tendencia a la "paralelización" en las corrientes de cada uno de ellos, en lugar de seguir expandiéndose radialmente desde el ápice.

Tendencia contraria se percibe en el sistema transversal sobre el margen subbético, donde en sectores proximales se dan valores de ángulo de dispersión próximos a 70°, en tanto que en áreas distales se obtienen valores medios de 120°. Por integración con el conjunto de los datos sedimentológicos se interpreta que la elevada pendiente del lecho de las corrientes en áreas proximales conduce a una dispersión baja de datos, que serán más diversos cuando aquellas corrientes penetren en la llanura lutífica, temporalmente inundada, expandiéndose según un modelo de canales distributarios (ver 4.5.4).

4.5.2. EL SISTEMA TRANSVERSAL BETICO

Corresponden a este sistema esencialmente los aparatos sedimentarios situados hacia el E del eje de la cuenca, así como los del sector meridional. Por sus características sedimentarias, se debe incluir también en este modelo al denominado sistema transversal mixto (2x en cartografía) que aparece en el sector de Lopera-Belerda.

El ejemplo seleccionado para el análisis detallado corresponde al afloramiento del Arroyo de Gor, situado aproximadamente en el sector central del área (fig. 1.1). Se trata de sedimentos procedentes del relieve bético de Sierra de Baza y se esquematiza en la figura 4.6.

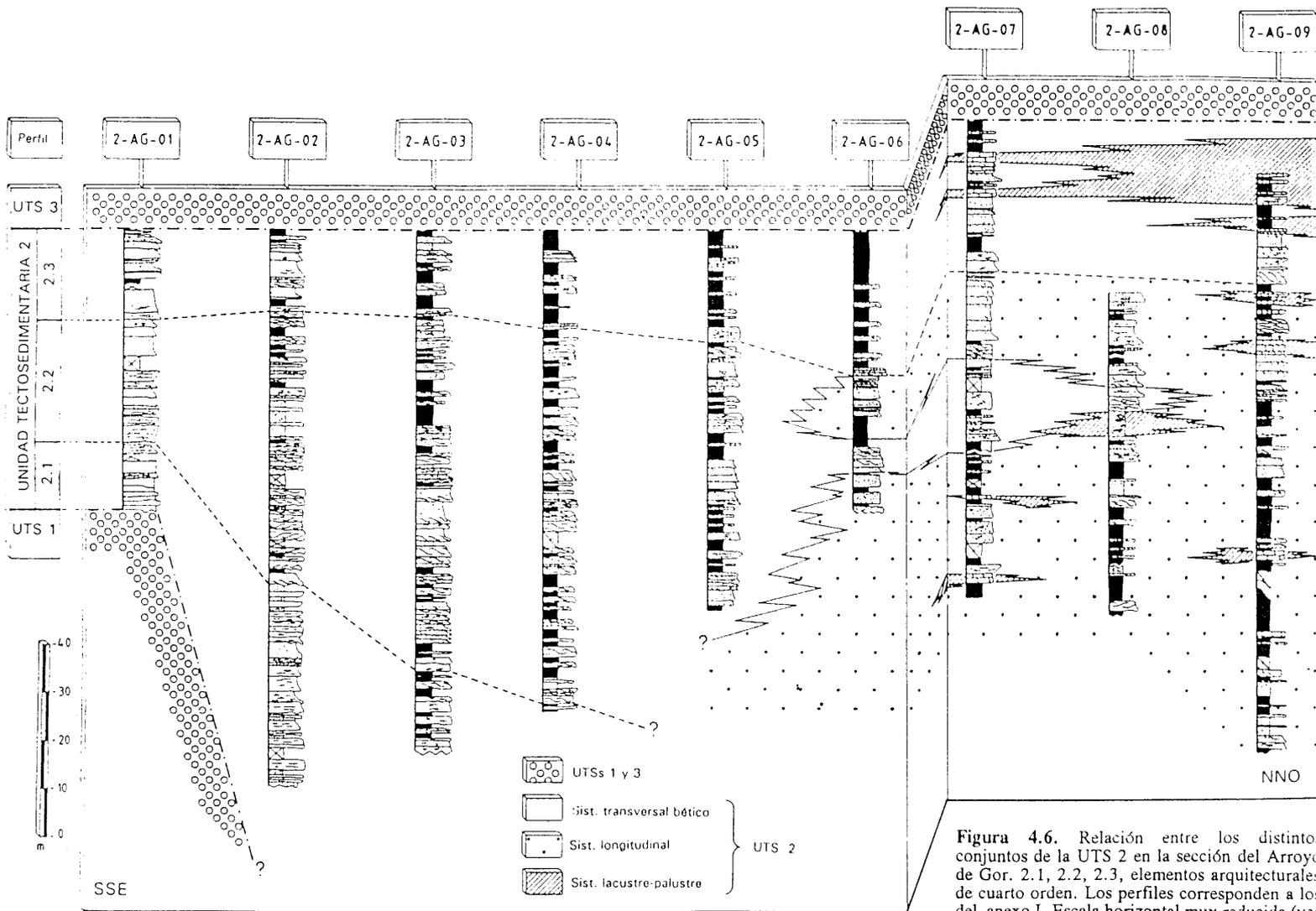


Figura 4.6. Relación entre los distintos conjuntos de la UTS 2 en la sección del Arroyo de Gor. 2.1, 2.2, 2.3, elementos arquitecturales de cuarto orden. Los perfiles corresponden a los del anexo I. Escala horizontal muy reducida (ver figura I.1).

4.5.2.1. Elementos arquitecturales de orden 2

La excepcional calidad del afloramiento del sistema transversal bético que se analiza, ha permitido diferenciar hasta un total de tres niveles estratigráficos que corresponden a unidades de tiempo y que serán interpretados como elementos arquitecturales de cuarto orden (fig 4.6).

La división del afloramiento en niveles estratigráficos sucesivos va a permitir llevar a cabo un análisis muy preciso de la evolución en sentido proximal-distal del estilo y características de los elementos arquitecturales de orden 2 para un determinado nivel estratigráfico.

Así, se ha establecido también una división en sectores según su proximalidad o distalidad dentro del sistema sedimentario. Digamos que la descripción de cada sector corresponde a lo que podríamos llamar un miembro-extremo. Se debe aclarar que existen todas las transiciones graduales que se quieran establecer entre dos sectores consecutivos. A continuación se describen los elementos arquitecturales de orden 2 exponiendo los sectores desde proximales a distales.

4.5.2.1.1. Sector 1

En el sector más proximal visible en el afloramiento se pueden diferenciar tres elementos arquitecturales de orden 2 (tabla 4.4).

Lentes de flujos masivos

Son cuerpos de geometría lenticular, con techo convexo y base plana o convexa hacia abajo dependiendo de la superficie sobre la que se instalen. No erosionan al depósito infrayacente. La máxima potencia se da en la parte central, (1.5-2.5 m) y tienen una extensión lateral entre 10 y 20 m.

TABLA 4.4.- Elementos arquitecturales de segundo orden en el sistema transversal bético, UTS 1.

SECTOR	DEFINICION ELTO. 2º ORDEN	GEOMETRIA Y DIMENSIONES	LITOFACIES Y ORG. SECUENCIAL INTERNA	% EN SECTOR	INTERPRETACION
1	Lentes de flujos masivos	Lenticular, plano-convexa o biconvexa 1.5 - 2.5 m potencia 10 - 20 m extensión lateral	(Gmh/Sh) → Gms → P Secuencias FU, CU → FU	80	Lóbulos de debris flow
	Rellenos de compensación	Convexo-plana (de compens.) 50 - 70 cm potencia ≤ 2 m extensión lateral	Gmh Secuencia FU	15	Depósitos de aguas claras en depresiones interlóbulo
	Canales con Transverse Clast Dams	Canaliforme ≤ 2 m potencia 3 - 8 m extensión lateral	Gmh, Gi (espac. 1.20 - 1.45 m)	5	Canales interlobulares en zona de elevada pendiente
2	Canales con Transverse Clast Dams	Canaliforme 1 - 2 m potencia 5 - 10 m extensión lateral	Gmh, Gi (espac. 2 m)	20	Canales en zona de elevada pendiente
	Barras de bajo relieve	Lenticular plano-convexa 50 - 70 cm potencia 5 - 10 m longitud	[Gp/Sp] → Gmh → (Gmm) Secuencia CU	20	Barras longitudinales
	Capas tabulares de gravas	Tabular 0.5 - 1.5 m potencia < 20 - 30 m extensión lateral	Gmh Secuencias FU de 1º orden	40	Acumulación de flujos laminares
	Capas arenoso-arcillosas	Tabular 0.5 - 1.5 m potencia Hm extensión lateral	Sm → Sr → (Fl) Secuencia FU	10	Depósitos de llanura de inundación
	Pequeños lóbulos gravosos	Lenticular plano-convexa 15 - 30 cm potencia 1 - 2.5 m extensión lateral	Gmm Secuencia CU	10	Lóbulos de crevasse

3	Complejos canaliformes pseudotabulares	Canaliforme pseudotabular 1.5 - (4) m potencia ≤ 250 m extensión lateral	Gla, Gp/Sp, Gt/St Secuencias (ver figura)	40	Canal migrante relleno por complejos de barras digitadas (canal principal)
	Canales de pequeñas dimensiones	Canaliforme, pseudotabular ≤ 50 cm potencia 25 - 100 m extensión lateral	Gla → Gmh → Sm → (FI) Secuencia FU	25	Canal de cortejo
	Capas arcillosas	Laminar Dimensiones muy variables	Sm → FI → Fr Secuencia FU	20	Finos de llanura de inundación
	Pequeños lóbulos gravosos	Lenticular, plano-convexa ≤ 40 - 50 cm potencia ≤ 5 m extensión lateral	Gmm Secuencia CU	15	Lóbulos de crevasse
4	Complejos canaliformes asimétricos escalonados	Canaliforme, escalonada 1.5 - 3 m potencia Hm extensión lateral	(Gmm) → Gla	30	Canal migrante y avulsivo con barras digitadas y laterales y llanura de inundación de crecim. rápido
	Canales de pequeñas dimensiones	Canaliforme, pseudotabular < 50 cm potencia 15 - 50 m extensión lateral	Gla → Gmh → Sm → (FI) Secuencia FU	20	Canal de cortejo
	Capas arenoso-arcillosas	Laminar Dimensiones muy variables (potencia algo mayor que en el sector 3)	Sm → FI → Fr Secuencia FU	40	Finos de llanura de inundación
	Pequeños lóbulos gravosos	Lenticular, plano-convexa 15 - 50 cm potencia 2 - 10 m extensión lateral	Gmm Secuencia CU	10	Lóbulos de crevasse
5	Canales acintados	Canaliforme, acintada 1 - 1.5 m potencia 2 - 5 m extensión lateral	(Gla) → Sla → [St/Sh] → (Mr) Secuencia FU	30	Relleno de canal de alta sinuosidad abandonado
	Capas arenoso-arcillosas	Laminar Dimensiones muy variables (algo más potentes que en el sector 4)	Sm → FI → Fr Fr Secuencia FU	60	Finos de llanura de inundación
	Canales en V con alas de desbordamiento	V escalonada 1 - 3 m potencia 2 - 5 m extensión lateral	Gmm/Gmh Secuencias CU en alas y canales	10	Canal distal en contexto transgresivo

En la figura 4.7 se muestran las distintas secuencias dentro de un cuerpo de este tipo, según una sección transversal a la línea de máxima pendiente. El litotipo Gms domina la mayor parte de cada elemento sin una organización secuencial clara, aunque en el sector central, donde se concentran las partículas de mayor tamaño, en algunos ejemplos se advierte una secuencia granodecreciente poco clara. Sin embargo, la base del elemento está constituida por un paquete de unos 10 cm de facies Gmh/Sh de tamaño de grano mucho menor. Este tramo se interpreta como el producto del efecto cizalla por el desplazamiento del flujo masivo sobre un substrato consolidado. El carácter episódico del depósito es responsable del desarrollo de un horizonte de caliche (P) de 5-8 cm a techo de cada elemento.

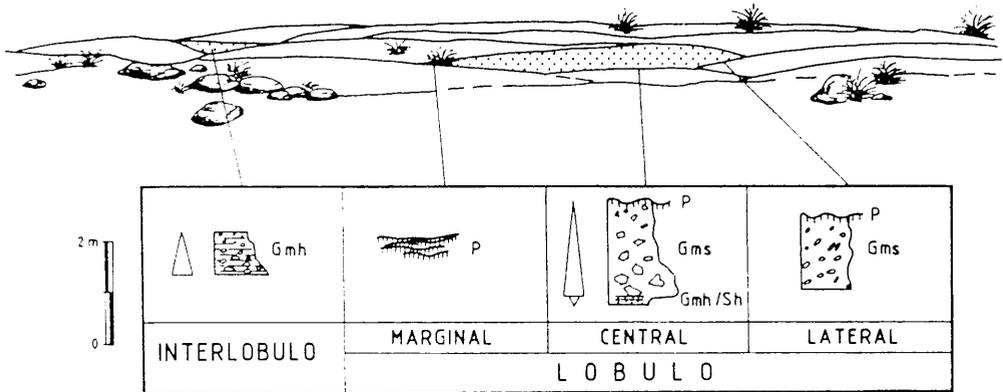


Figura 4.7. Secuencias asociadas a elementos arquitecturales de segundo orden en el sector 1 del sistema transversal bético, UTS 2.

Rellenos de compensación

El área deprimida que queda entre dos lóbulos de los que se acaban de describir, en la mayor parte de los casos es ocupada por un nuevo elemento del mismo tipo, pero en otros constituye el asiento de un elemento diferente, que suele presentar secuencia positiva y litofacies simple Gmh.

Es un elemento que no puede ser llamado realmente un canal, sino más bien un relleno que tiende a compensar desniveles sin llegar a erosionar. Su potencia oscila entre 50-70 cm y su extensión lateral suele ser inferior a 2 m (fig. 4.7).

Canales con *transverse clast dams*

En los sectores más distales de este sector se desarrollan, también preferentemente en los espacios interlobulo, unos cuerpos claramente más erosivos que los elementos que se acaban de describir, integrados fundamentalmente por facies Gmh con secuencia mal definida.

Alguno de estos canales aparece según una sección aproximadamente paralela a la dirección de corriente y en la base se puede reconocer el litotipo Gi, con espaciamentos variables entre 1.20 y 1.45 m y que recuerdan a estructuras de *transverse clast dams* (presas transversas de clastos, Bluck, 1987) o *boulder steps* (escalones de bloques, Grant *et al.*, 1990), lo cual sería indicativo de que se trata de canalizaciones cuyo lecho tendría una pendiente elevada.

4.5.2.1.2. Sector 2

Corresponde a un sector inmediatamente más distal que el sector 1. Se pueden diferenciar cinco elementos arquitecturales de orden 2, algunos de los cuales, se representan en la figura 4.8.

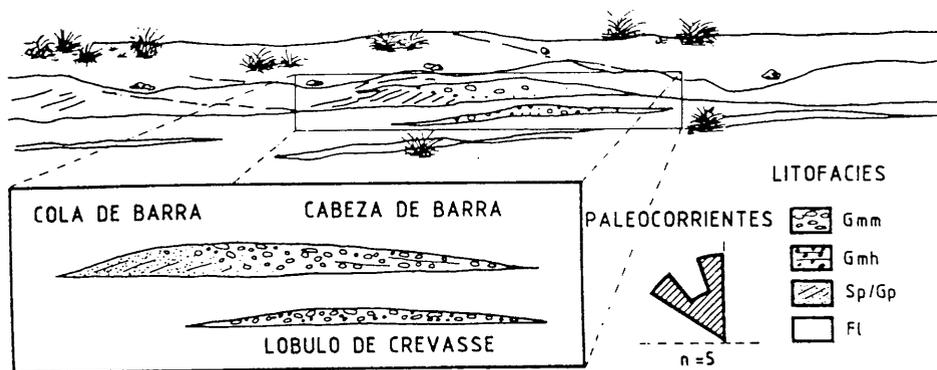


Figura 4.8. Elementos arquitecturales de segundo orden y litofacies asociadas en el sector 2 del sistema transversal bético, UTS 2.

Canales con *transverse clast dams*

Corresponden al mismo elemento descrito con este nombre en el sector 1. La diferencia es que en este caso no ocupan espacios interlóbulos y el espaciamiento entre litofacies Gi es algo mayor (en torno a 2 m).

Barras de bajo relieve

Se trata de cuerpos de los que se muestran en la figura 4.8, con base plana y techo convexo. Sus dimensiones oscilan entre 5 y 10 m de longitud y 50-70 cm de altura. Su anchura es muy difícil de estimar. La distribución de litofacies Gmm, Gmh y Gp/Sp según aparece en la figura 4.8 induce a clasificar a estos elementos como pequeñas barras de tipo longitudinal (atendiendo además a otros criterios que se detallan en 4.5.2.4).

Capas tabulares de gravas

Son elementos de morfología tabular, con base y techo planos y muy netos, de extensión lateral que supera los 20 - 30 m y potencias entre 0.5 y 1.5 m (a veces algo más).

Se componen de facies simples Gmh (que localmente presenta estratificación cruzada de muy bajo ángulo) y se interpretan como depósitos laminares (*sheet flows*).

Capas arenoso-arcillosas

Se trata de elementos de extensión muy importante y potencias variables entre 0.5 y 1.5 m.

Se componen de litofacies Sm (arena fina a media), Sr (en menor proporción) y que a veces terminan en el tipo F1, organizándose en secuencias positivas.

Corresponden a depósitos de llanura de inundación.

Pequeños lóbulos gravosos

Son cuerpos de base plana y techo ligeramente convexo de extensión lateral entre 1 y 2.5 m y potencia máxima en la zona central entre 15 y 30 cm. Aparecen intercalados en las facies arenoso-arcillosas (fig. 4.8).

Se componen de litofacies simple Gmm que en muchos de los casos muestra una secuencia negativa.

Se interpretan estos depósitos gravosos como producto de desbordamientos muy localizados sobre la llanura de inundación. Su morfología hace pensar que podrían corresponder a pequeños lóbulos de *crevasse*.

4.5.2.1.3. Sector 3

En este área, algo más distal, las litofacies simples se pueden llegar a agrupar en cuatro elementos arquitecturales de orden 2.

Complejos canaliformes pseudotabulares

Se trata de cuerpos de base erosiva, con extensión lateral muy importante en relación a su potencia (hasta 250 m frente a 1.5 o excepcionalmente 3 -4 m), de manera que pueden ser clasificados como *sheet bodies* (Friend, 1983).

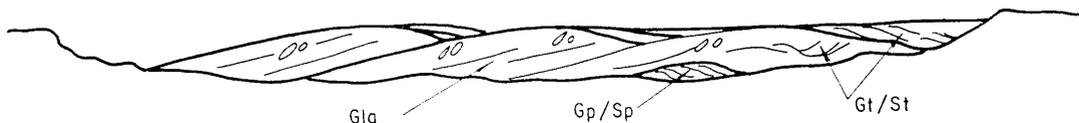


Figura 4.9. Complejos canaliformes pseudotabulares. Sistema transversal bético, sector 3.

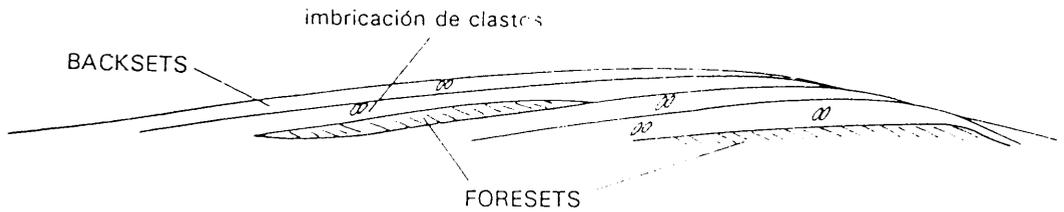


Figura 4.10. Relación entre *backsets* y *foresets* en barras digitadas. Sistema transversal bético, UTS 2.

El litotipo más representado es Gla, con estratificación cruzada de muy bajo ángulo (10 - 15°) y tamaño de grano máximo de 12 cm, presentando típicamente imbricaciones de clastos pendiente arriba de las superficies de estratificación cruzada. Se relacionan de la forma que se muestra en la figura 4.9 con facies Gp/Sp (tamaños de grano entre arena muy gruesa y 1 cm y estratos cruzados planares con buzamientos de unos 30°) y Gt/St (tamaños de grano menores de 0.5 cm).

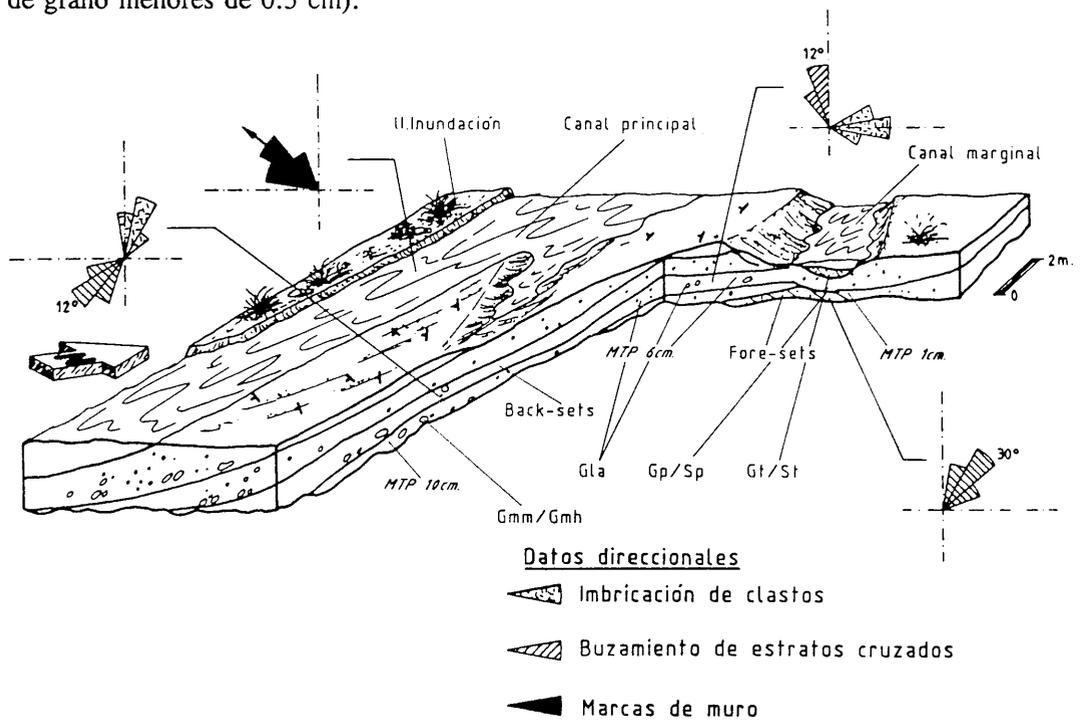


Figura 4.11. Reconstrucción sobre datos reales de un complejo canaliforme pseudotabular en el sistema transversal bético, UTS 2.

El conjunto se interpreta como la sedimentación en el margen de un canal que se desplaza lateralmente por la sucesiva acumulación en uno de los márgenes de barras de tipo digitado (apartado 4.5.2.4). Las facies Gla representan los *backsets* de este tipo de barras, y sus *foresets*, corresponden al tipo Gp/Sp (fig. 4.10). Los cuerpos de base convexa hacia abajo, ocupados por facies Gt/St corresponden al relleno del canal interno que queda entre la barra y el margen de acreción. Una interpretación completa, donde se incluyen datos de paleocorrientes de un ejemplo concreto, aparece en la figura 4.11.

Cuando se dan acumulaciones verticales de este tipo de elemento, alcanzándose potencias de hasta 4 m, sin que entre cada paquete aparezcan facies de llanura de inundación, se interpretan como los depósitos de una zona de canal principal, o lo que es lo mismo, el sector donde se da mayor densidad de canales, como se explicará en el modelo.

Canales de pequeñas dimensiones

Son cuerpos parecidos al tipo anterior, en los que la parte donde dominan facies gravosas (Gla y Gmh) no suele superar 50 cm y pasa gradualmente a facies de llanura de inundación. La extensión lateral es variable entre 25 y 100 m.

Suelen presentar secuencia positiva con sucesión de tipos Gla → Gmh → Sm → (Fl), que se interpreta como el depósito en un canal secundario o de cortejo (ver modelo general), en el que, en su etapa activa, se desarrollan barras margen-adosadas de las descritas para el caso anterior y cuya etapa final de relleno es consecuencia de la desactivación del canal por un proceso de *cut-off*.

Capas arcillosas

Corresponden a las facies finas de llanura de inundación. El litotipo es Fl con la parte superior afectada por procesos de bioturbación (Fr), si bien a veces se registran secuencias de tipo positivo Sm → Fl → Fr, con paso gradual desde las facies canalizadas anteriormente descritas.

Pequeños lóbulos gravosos

Son depósitos del mismo tipo que sus homónimos del sector anterior. La extensión

lateral no suele superar los 5 m y la potencia máxima que alcanzan es de 40-50 cm. Se trata de facies Gmm con secuencia negativa que se intercalan entre los depósitos finos de llanura de inundación.

4.5.2.1.4. Sector 4.

En este sector, algo más distal, se presentan esencialmente los mismos elementos de orden 2 que en el caso anterior. No obstante, existen algunas particularidades que conviene resaltar.

Complejos canaliformes asimétricos escalonados

Equivalen a los complejos canaliformes pseudotabulares del sector 3.

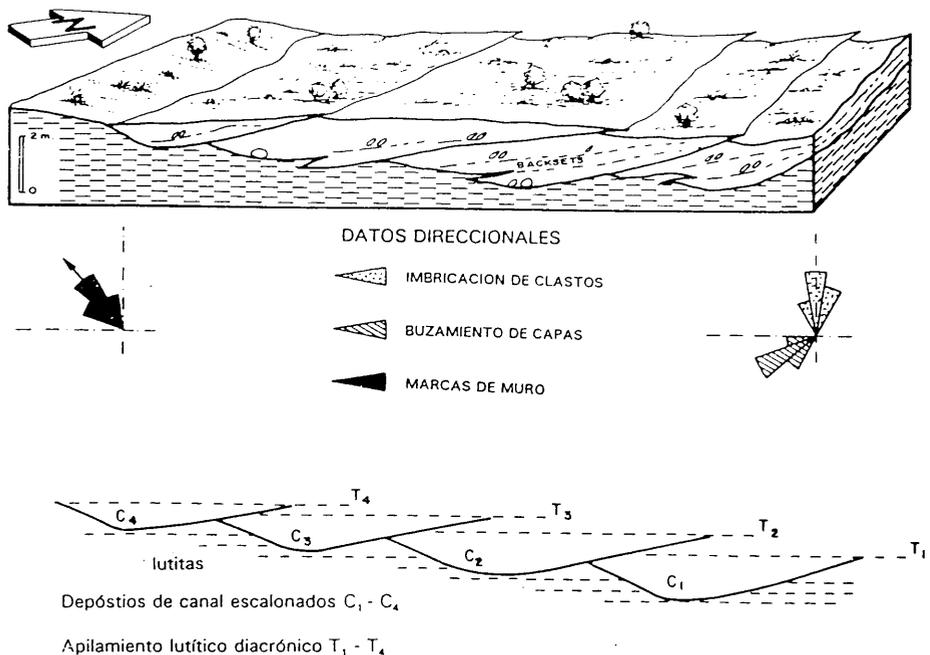


Figura 4.12. Complejos canaliformes asimétricos escalonados, sistema transversal bético, UTS 2. Los datos direccionales corresponden a un ejemplo real.

Son cuerpos de base erosiva canaliforme pero cuyas bases siguen un patrón constante de escalonamiento, de manera que se encuentran más altas a medida que son más recientes, y esto siempre sucede al desplazarse de E a O.

Al igual que en el caso anterior se trata de canales que se desplazan lateralmente y en un sentido constante por acumulación de barras en un margen determinado. La tasa de crecimiento de la llanura de inundación debe ser tan importante, que en cada fase de desplazamiento del canal, éste pasa a ocupar una posición ligeramente más alta (fig. 4.12 y 4.13).

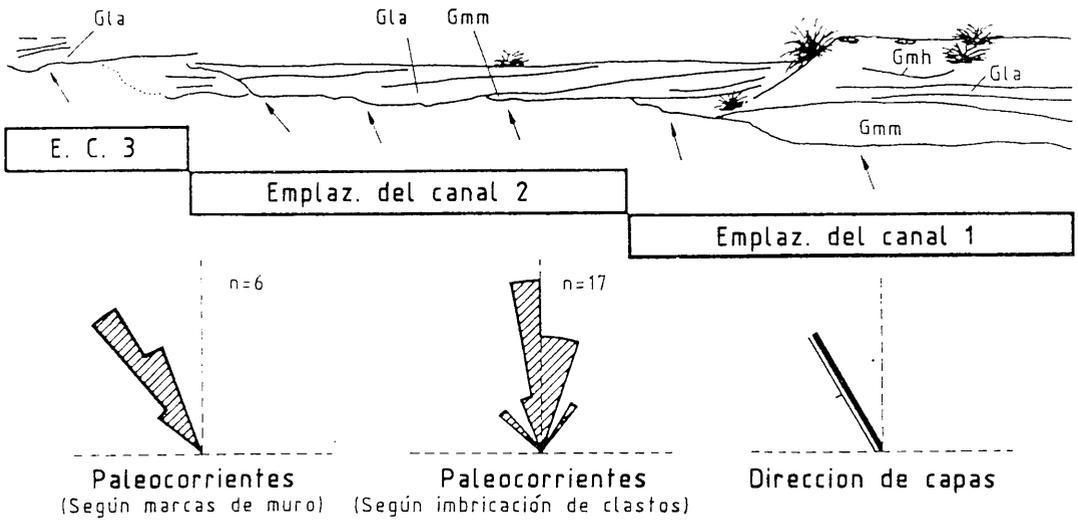


Figura 4.13. Disposición geométrica y litofacies asociadas a los complejos canaliformes asimétricos escalonados, sistema transversal bético, UTS 2. Ejemplo en las inmediaciones de Cueva Conquín.

Dominan las facies Gla con partículas de tamaño *granule*. Frecuentemente la base es ocupada por el tipo Gmm. Se reconoce más raramente el desarrollo de *foresets* y solo a veces se adivinan geometrías que pueden corresponder al canal marginal.

Se interpretan como barras con tasa de crecimiento lateral en relación al longitudinal más importante que en el anterior. Constituyen depósitos de barras laterales que a veces pueden ser ya transiciones a *point bars*. Un ejemplo concreto, se reconstruye en la figura 4.14.

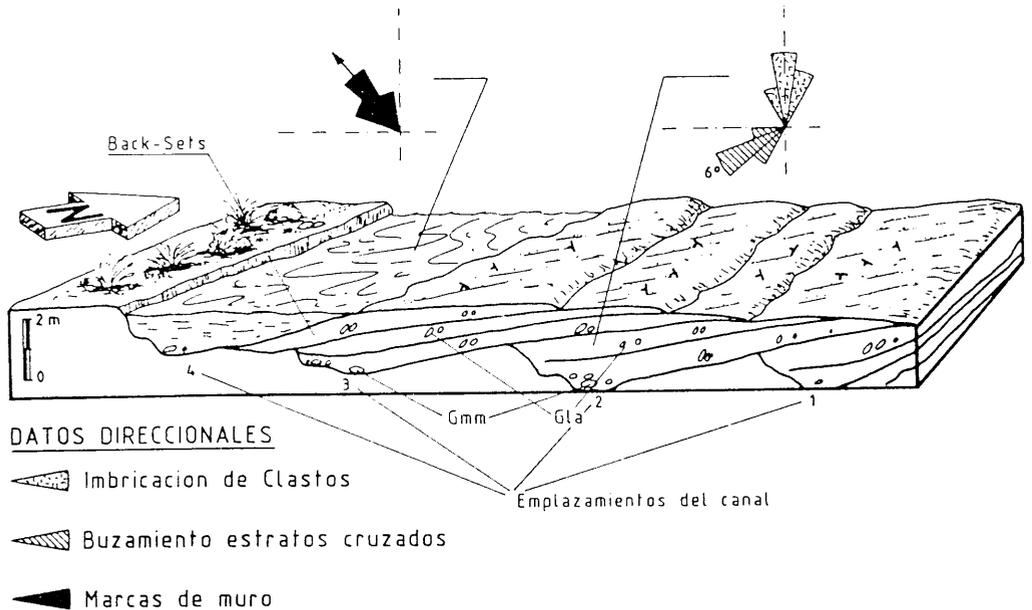


Figura 4.14. Reconstrucción del complejo canaliforme asimétrico escalonado de la figura 4.13.

Canales de pequeñas dimensiones

Esencialmente son similares a sus homónimos del sector 3, si bien se advierte que su continuidad lateral es más pequeña.

Se interpretan igualmente como canales de cortejo (ver modelo).

Capas arenoso-arcillosas

Similares al sector 3, llegan a alcanzar potencias mayores (hasta 5 m). La secuencia completa más típica es Sm → Fl, como paso gradual desde facies gravosas canalizadas, aunque los mantos arenoso-arcillosos ocupan una extensión mucho mayor que los canales infrayacentes.

Cuando una sola capa está constituida por unicamente el litotipo Sm, normalmente su superficie superior aparece truncada por erosión. El tipo Fl, sin embargo, sí aparece sin Sm, en paquetes de menor potencia intercalado entre otros similares.

La secuencia completa Sm → Sl se interpreta como los depósitos de llanura de inundación próximos al canal, y los paquetes más delgados de Fl, frecuentemente edafizados a techo (Fr) corresponden a llanura de inundación más alejada (fig. 4.15).

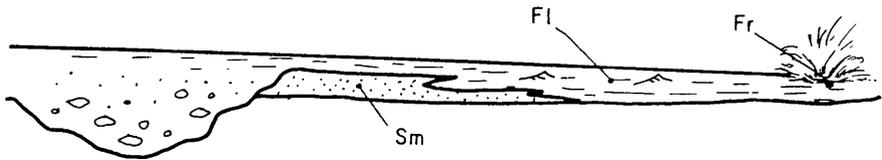


Figura 4.15. Capas arenoso-arcillosas. Sistema transversal bético, UTS 2.

Pequeños lóbulos gravosos

Similares a los descritos en otros sectores.

4.5.2.1.5. Sector 5

Se trata, dentro del sistema transversal bético, del sector más distal que sigue estando dominado por procesos de tipo fluvial, si bien localmente, como se mostrará a continuación, los procesos lacustres dejan su impronta sobre la geometría de los cuerpos de origen fluvial.

Son tres los elementos arquitecturales de orden 2 más característicos (tabla 4.4).

Canales acintados

Son cuerpos de pequeñas dimensiones (2-5 m de extensión lateral y 1-1.5 m de altura), con marcada asimetría y que aparecen aislados dentro de elementos de otros tipos. Pueden ser clasificados dentro del tipo *ribbon* de Friend (1983).

En los ejemplos más completos se reconocen los litotipos Gla, Sla, St, Sh, Fm y Mr distribuidos según se muestra en la figura 4.16.

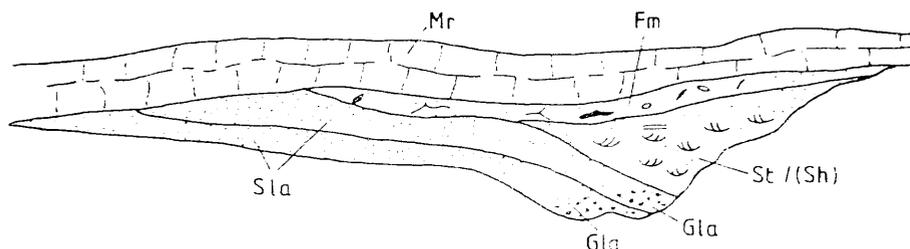


Figura 4.16. Asociación de litofacies en canales acintados, sistema transversal bético, UTS 2, elemento 2.3. Proximidades de Veredas Blancas.

Se trata de canales distales, transcurriendo por una llanura de inundación muy amplia, con sinuosidad probablemente alta y que desarrollan acumulaciones fundamentalmente arenosas de tipo *point bar* (facies Gla y Sla). Cuando el canal se hace inactivo, deja de evolucionar la barra y se produce relleno del *thalweg* (facies St, Sh). Finalmente se depositan facies Fm en la parte superior del relleno, que representarían un sedimento de tipo tapón de arcilla (*clay plug*). El canal definitivamente abandonado pasa a estar ocupado por un encharcamiento que a veces no llega a sobrepasar los márgenes, constituyendo un *ox bow lake*, pero que en ejemplos como el que se muestra en la figura se sale de los márgenes, formando una laguna de mayores dimensiones con abundante vegetación de tipo palustre (facies Mr).

Canales en V con alas de desbordamiento

Este elemento aquí constituye un tipo minoritario; sin embargo es extraordinariamente

frecuente y característico en el sistema transversal subbético. Reservo la descripción y el significado de este elemento para cuando se exponga aquel sistema.

Capas arenoso-arcillosas

Sus características son muy similares a las que presentan en sectores más proximales. Caben añadirse algunas peculiaridades.

A veces están constituidas por horizontes edáficos de hasta 1 m de potencia (facies Fr).

En general se dan acumulaciones más potentes, cuanto más distal es la zona que se analiza.

No se incluyen en esta descripción las lutitas de origen lacustre que se encuentran distalmente relacionadas con este elemento.

4.5.2.2. Elementos arquitecturales de orden 3

Los elementos arquitecturales de ordenes 3 y 4 han sido determinados para el sistema transversal bético en base al análisis secuencial.

El estudio de una serie de nueve perfiles verticales de detalle a lo largo de la sección del Arroyo de Gor permite diferenciar un conjunto de unidades cuyas potencias más frecuentes son próximas a 10-15 m, pero que oscilan entre 5 y 35 m (ver perfiles 2-AG-01 a 2-AG-09).

Estas unidades corresponden, en relación a los paquetes de grava, a secuencias estratodecrecientes y granodecrecientes desde el punto de vista textural (FTU), caracteres más claramente visibles en los tramos medios del sistema (especialmente en los perfiles 2-AG-02 a 2-AG-05). Cada una de estas secuencias FTU está formada a la base por una serie de paquetes constituidos por la acumulación vertical de varios elementos arquitecturales de orden 2 (a veces hasta cinco) de los tipos "complejos canaliformes pseudotabulares" en sector 3 o "complejos canaliformes asimétricos escalonados" en sector 4.

En cada una de estas secuencias a partir de la base, existe una progresiva mayor intercalación de sedimentos finos de llanura de inundación, los paquetes de grava son menos potentes y menos frecuentes, de modo que hacia la parte alta de cada secuencia los depósitos finos son dominantes y en ellos se intercalan canales de pequeñas dimensiones que transportan tamaños de grano sensiblemente menores que a la base.

Un hecho que conviene remarcar sobre estas secuencias de orden 3 en el afloramiento analizado, es que los *backsets* a lo largo de toda la secuencia (desde la base hasta la parte alta) y en todas y cada una de ellas presentan en el 90% de los casos la misma orientación. Esta orientación indica un sentido de desplazamiento lateral de los canales tanto principal como secundarios, hacia el Oeste en todo el sistema transversal bético representado en este afloramiento (ver perfiles 2-AG-01 a 2-AG-08).

La explicación a esta particular característica y al carácter FTU de los ciclos, así como el significado de los elementos arquitecturales de orden 3 que ellos representan, será más comprensible en la exposición del modelo sedimentario global.

4.5.2.3. Elementos arquitecturales de orden 4

El afloramiento del Arroyo de Gor permite distinguir un total de tres elementos arquitecturales de orden 4 (2.1, 2.2 y 2.3). En zona proximal son visibles por sus relaciones geométricas de tipo solapamiento expansivo (fig. 4.17). En regiones medias y distales son fácilmente limitables por la existencia de horizontes edáficos de especial desarrollo a techo de cada una de las secuencias de orden 4. En general en cualquier punto del sistema el paso de un elemento a otro puede ser reconocido por una variación en el estilo sedimentario (cambios en proporción relativa de litofacies simples y en los tipos de elementos arquitecturales de orden 2). La correlación que se muestra en la figura 4.6 se ha realizado además con la ayuda de fofomosáicos.

Desde el punto de vista de las relaciones estratigráficas con otros conjuntos, existen diferencias entre los tres elementos. El elemento 2.1 aflora solo en sus sectores proximal y medio (fig. 4.6) y por consiguiente no es visible su evolución distal; sin embargo, el elemento 2.2 cambia distalmente de facies con el sistema longitudinal, en tanto que el 2.3 está directamente relacionado con ambientes lacustres, lo cual implica que en el momento de su depósito el nivel del lago fue más alto que en el momento anterior, por lo que los ambientes lacustres ocuparon más extensamente el valle longitudinal (figs. 4.6 y 4.18).

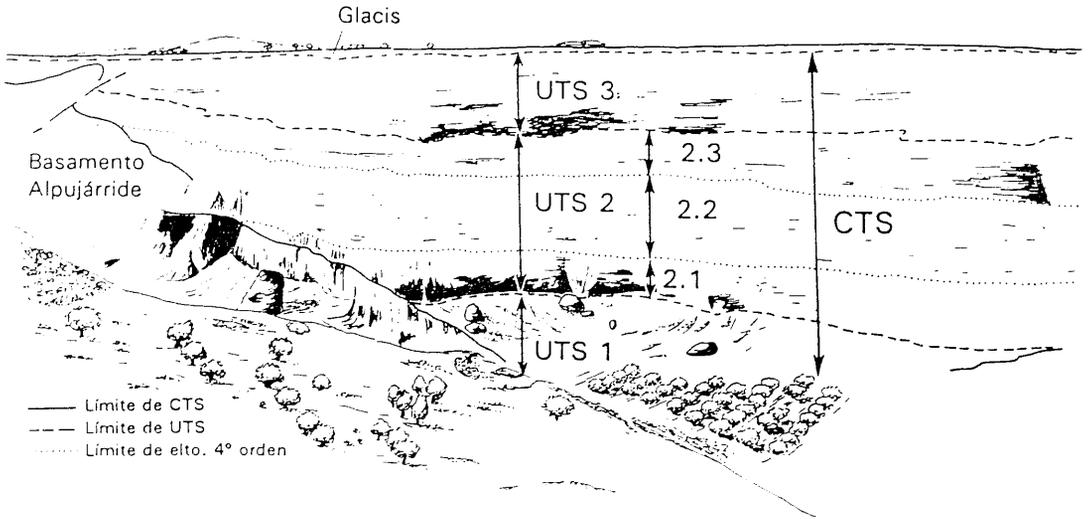


Figura 4.17. Panorámica desde Peña Hendía (Arroyo de Gor). Relación geométrica entre las distintas UTSs en un sector marginal de la cuenca.

Existen además otras diferencias entre los sucesivos elementos 2.1, 2.2 y 2.3, que se comentan a continuación.

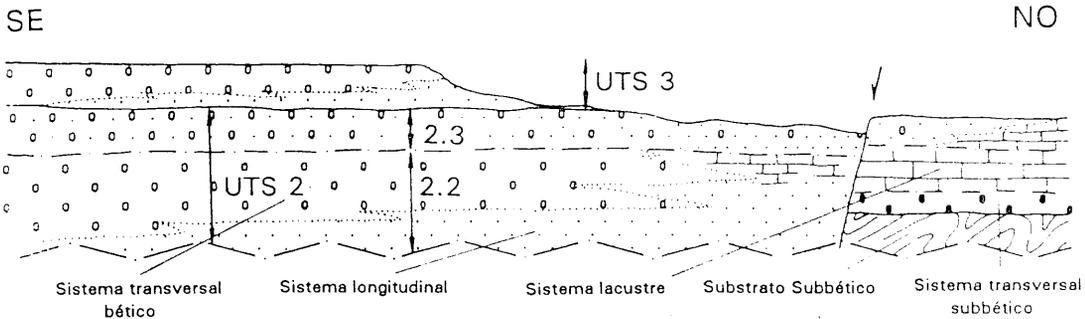


Figura 4.18. Panorámica desde el Puntal de Don Diego. Relación entre los distintos conjuntos continentales en un sector central de la cuenca.

Como se muestra en la figura 4.6, las diferencias de potencia desde el margen hasta el centro de cuenca son tanto más acusadas cuanto que se trata de un elemento más antiguo. Este argumento puede ser utilizado en apoyo de la idea de la existencia de unas condiciones de subsidencia progresivamente en descenso a lo largo del desarrollo de esta UTS.

La evolución en sentido proximal-distal del tamaño máximo de partícula encontrado en las facies canalizadas, que se muestra en la figura 4.19, sugiere interesantes conclusiones. La pendiente de las gráficas en general muestra un valor más alto en sectores proximales, y tiende a suavizarse hacia áreas más centrales de la cuenca. Sin embargo, al comparar sucesivos elementos de orden 4 se advierte una paulatina disminución de la pendiente de las gráficas. Este hecho, sugiere que a medida que se trate de elementos más modernos, las corrientes fluviales tienen una evolución más larga, o lo que es lo mismo, si se trata de abanicos, los superiores presentan un radio mayor, como ha sido descrito en otros ejemplos (Bluck, 1987). Este hecho coincide con las observaciones de campo, que indican (como se esquematiza en las figuras 4.6, 4.17 y 4.18) que elementos más modernos son más expansivos, no solo sobre el margen sino también hacia el centro de la cuenca, condicionando un fenómeno paulatino de desplazamiento del eje hacia posiciones más septentrionales.

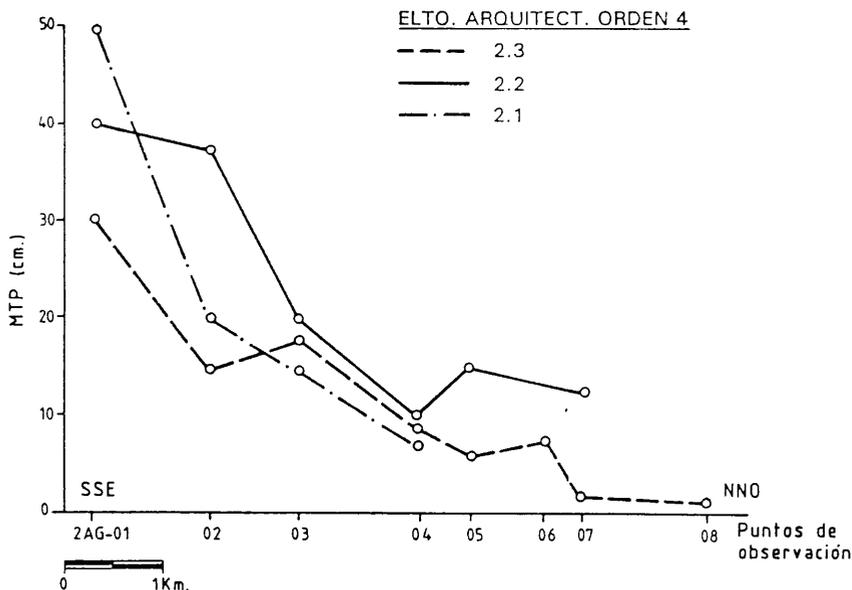


Figura 4.19. Evolución en sentido proximal-distal del máximo tamaño de partícula (MTP), en tres elementos de cuarto orden, sistema transversal bético, UTS 2 (2-AG-01, etc., posición de los respectivos perfiles, ver anexo I).

En la figura 4.20 se consideran en el total de los depósitos dos grupos, uno que reúne a todos los sedimentos depositados en cuerpos canalizados y el otro que corresponde al total de litofacias simples originadas por procesos de desbordamiento y se representa el porcentaje que supone cada uno de los grupos en cada elemento de orden 4 y a lo largo de cinco perfiles en sentido proximal-distal. En todas las secuencias de cuarto orden se advierte un claro incremento en la proporción de depósitos de desbordamiento hacia zonas distales. Comparando sucesivos elementos, para una misma posición en la cuenca, es perfectamente notable como el porcentaje de depósitos de desbordamiento frente a facies canalizadas es más alto cuanto más moderno sea el elemento. En principio este dato aislado podría conducir directamente a pensar en que los sucesivos sistemas aluviales mostrasen una tendencia retrogradante o a ser cada vez más pequeños. Esta posibilidad queda descartada por algunas de las evidencias que ya se han enumerado. Además, la misma figura 4.20 representa la evolución del tamaño de grano máximo según los mismos perfiles verticales, tomando como referencia dos medidas dentro de cada elemento de orden 4 y en cada perfil. No existe una tendencia marcada a disminución del máximo tamaño de partícula (MTP) en unidades más altas, aunque la proporción de sedimento fino sea mayor.

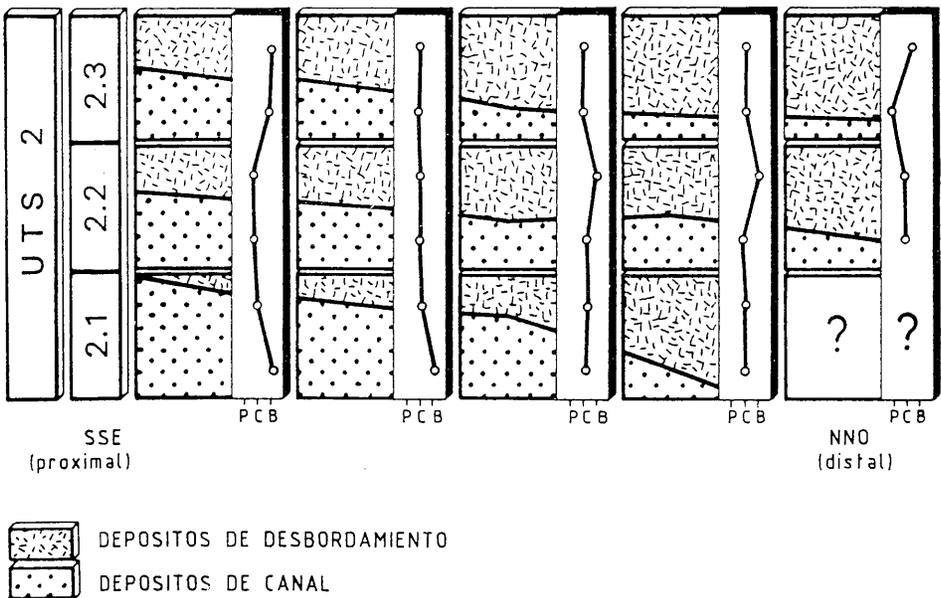


Figura 4.20. Evolución en sentido proximal-distal de la proporción relativa de depósitos de desbordamiento frente a depósitos de canal en tres elementos de cuarto orden (2.1, 2.2., 2.3) en el sistema transversal bético, y evolución vertical del máximo tamaño de partícula (P-Pebble, C-Cobble, B-Boulder).

Un diagrama algo más sofisticado, aunque representando parámetros de la misma naturaleza se muestra en la figura 4.21. En cada perfil vertical y para cada secuencia de cuarto orden se representa el porcentaje que corresponde del total del sedimento a facies gravosas, arenosas, lutíticas y carbonatadas. A medida que se trata de elementos más altos, las bandas que representan porcentajes de determinado tipo de facies ocupan posiciones más bajas en la gráfica, como consecuencia del mayor porcentaje de sedimento fino en elementos más modernos. De un modo menos claro también se advierte como las líneas quebradas que separan bandas de distintas litofacies presentan una pendiente más suave a medida que se trata de elementos más modernos. Esto sugiere una vez más que hacia arriba se trata de sistemas que presentan una evolución sedimentaria más larga.

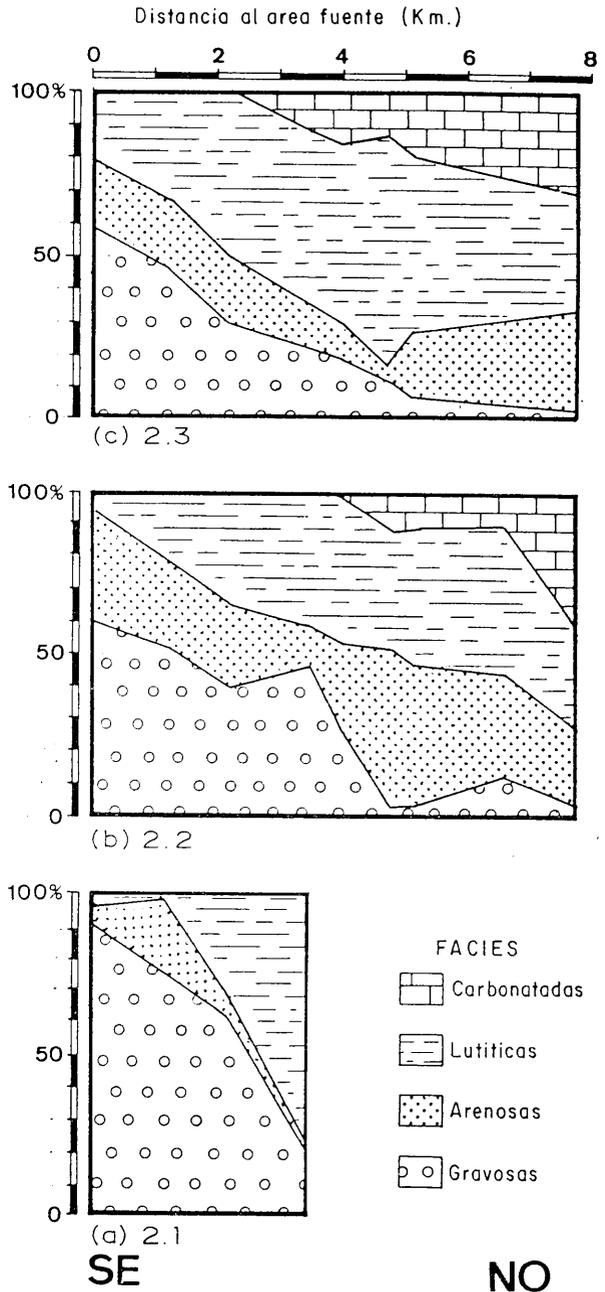


Figura 4.21. Evolución en sentido proximal-distal de la proporción entre distintos tipos de litofacies en tres elementos de cuarto orden (2.1, 2.2, 2.3), sistema transversal bético, UTS 2.

Cada uno de los elementos arquitecturales de orden 4 en este sistema se interpreta como el depósito de un período completo de desarrollo de un abanico que mantiene su posición a lo largo del depósito de toda la UTS.

Las causas del final de la historia sedimentaria de cada uno de estos períodos de desarrollo pueden ser diversas. La brusca disminución de potencia que se advierte en el último elemento de tercer orden de cada elemento de cuarto orden, sugiere que el final de la sedimentación en cada período de desarrollo del abanico pudo estar condicionado por un descenso brusco en la tasa de subsidencia. Las condiciones óptimas para la acumulación del sedimento en un nuevo período de desarrollo del abanico quedarían restablecidas luego de un período de tiempo sin sedimentación y con desarrollo edáfico.

La geometría convexa hacia arriba de los elementos arquitecturales de orden 4, en apoyo de su interpretación como grandes abanicos, es visible en el paisaje en exposiciones aproximadamente perpendiculares a la dirección de evolución del sistemas sedimentario. Así, en las inmediaciones de Gorafe se advierte una paulatina inclinación hacia el ENE del horizonte edáfico que marca el límite entre los elementos 2.2 y 2.3. Igualmente el techo de toda la UTS 2, representado en este afloramiento por el techo del elemento 2.3 es una superficie suavemente inclinada hacia el ENE, sobre la que reposan, con geometría de solapamiento expansivo los sedimentos de la UTS 3.

4.5.2.4. Modelo sedimentario

4.5.2.4.1. Caracteres generales

Los estudios sedimentológicos sobre sistemas fluviales actuales permiten conocer los procesos observables a escala de tiempo humana o como mucho histórica. Sin embargo, el resultado que pueda tener la actuación prolongada de un sistema en términos de su registro sedimentario, es algo que escapa a estudios de este tipo. El análisis de secuencias fósiles, como es el caso de esta investigación, permite acceder a esa información, si bien los procesos sedimentarios de pequeña escala deben ser determinados de un modo especulativo.

El modelo que aquí se presenta se basa en la observación de los procesos en sistemas actuales y el tipo de secuencias determinadas en sedimentos de cuencas aluviales antiguas. Se trata de una teoría propuesta por primera vez por Bluck (1980) para la interpretación de

la Formación Largs (*Old Red Sandstone*, Escocia). El modelo ha sido sometido no obstante a importantes modificaciones para adaptarlo a las características que se reconocen en la Formación Guadix (Viseras *et al.*, 1991).

En la literatura se describen numerosos ejemplos de sistemas fluviales de baja sinuosidad actuales y fósiles en los que el canal principal cambia de posición progresivamente, pero con un sentido constante, describiendo un movimiento pendular sobre una superficie en forma de abanico (Thorrarinson, 1956, Gole y Chitale, 1966, Bluck, 1976, 1979, 1980, Wells y Dorr, 1987). Un ejemplo actual excepcional lo constituye el caso del río Kosi (India), que en un intervalo de 230 años se ha desplazado progresivamente de E a O describiendo un abanico cuya parte más ancha alcanza hasta 125 km (fig. 4.22).

Además, algunos sistemas trenzados actuales presentan un modelo de entramado de canales en el que se pueden diferenciar una zona de mayor densidad de canales, que realmente llegan a constituir un canal principal y otras áreas, recorridas por un menor número de corrientes de similar orientación, que pueden ser llamadas zonas de canales de cortejo (*entourage channels*).

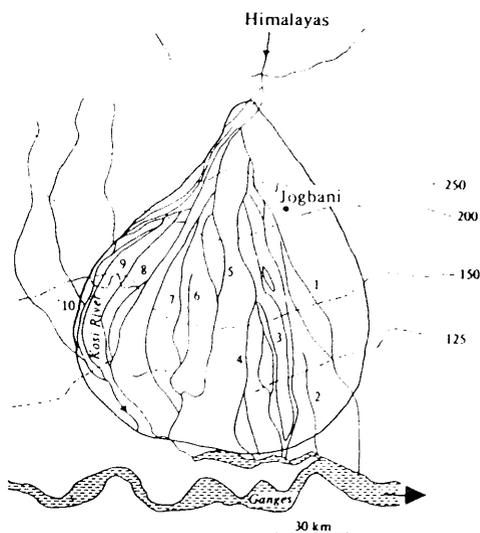


Figura 4.22. Abanico Kosi (India), 1-10 indica posiciones sucesivas del canal desde 1730 hasta la actualidad. Nótese la sistemática migración hacia el Oeste. Tomado de Gole y Chitale (1966).

El modelo que se propone para el sistema transversal bético es precisamente el de un sistema de baja sinuosidad en la mayor parte de su recorrido con diferenciación de un área de canal principal y sendas áreas de canales de cortejo, con todos los canales separados por extensiones que serían el asiento de depósitos de llanura de inundación, y todo el sistema desplazándose con un movimiento pendular por una superficie de morfología de abanico en planta (fig. 4.23). El desarrollo de las secuencias reconocidas en el campo induce a pensar,

como se mostrará más adelante, que la mayor densidad de canales de cortejo se da en el lado del canal principal que acaba de ser abandonado, es decir en el lado contrario al que se va desplazando.

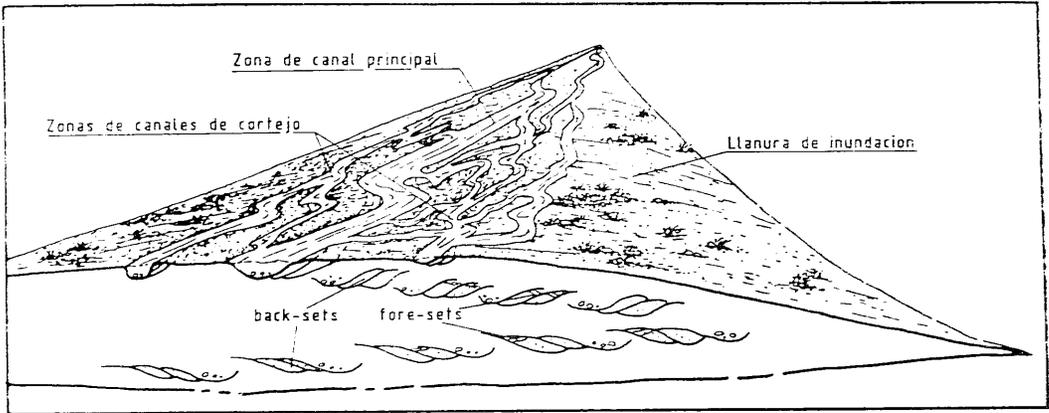


Figura 4.23. Principales zonas diferenciadas en el modelo del sistema transversal bético. Nótese la mayor densidad de canales de cortejo en el lado contrario al que migra el sistema (escal vertical del abanico muy exagerada).

4.5.2.4.2. Evolución del modelo y desarrollo de secuencias

En todos los canales fluviales en los que se desarrollan barras de tipo margen adosado, estas se acumulan alternativamente en ambos márgenes, desarrollándose *backsets* y *foresets* orientados de manera contraria entre las barras de distintos márgenes. Sin embargo, si un canal tiende a desplazarse lateralmente en un determinado sentido y a lo largo de toda su longitud, las barras adosadas al margen hacia el que se mueve (margen de erosión) quedarán eliminadas por erosión, de manera que en el registro fósil aparecerán fundamentalmente depósitos de barras acumuladas en el margen de no erosión o margen de acreción (fig. 4.24).

Así, si en un sistema fluvial se preservan especialmente *backsets*, como es el caso que se analiza, la migración constante de un canal de dirección SSE-NNO hacia el OSO conduciría a la preservación especialmente de barras con *backsets* buzantes hacia OSO. La

existencia de *backsets* orientados en sentido contrario es posible dentro del modelo, como se reconoce en el sistema estudiado, y más adelante se expone su interpretación.

En cualquier punto dentro del área de desplazamiento pendular del sistema de canales, la secuencia completa predecible en el paso de todo el conjunto sería primero de tipo CTU (por acercamiento del canal principal precedido de los canales de cortejo que van en uno de sus lados) y posteriormente FTU (por alejamiento del canal principal y a continuación paso de los de cortejo que se encuentran al otro lado), para finalizar con facies finas que representan los depósitos de llanura de inundación alejada del sistema de canales. La mayor acumulación de sedimentos se dará en el área de canales de cortejo de mayor densidad de canales (la situada en el lado del que procede el canal principal), puesto que se depositarán más sedimentos de canal, y de llanura de inundación por desbordamientos desde las propias corrientes secundarias. Así, la secuencia CTU será menos potente que la FTU que le sigue (fig. 4.25).

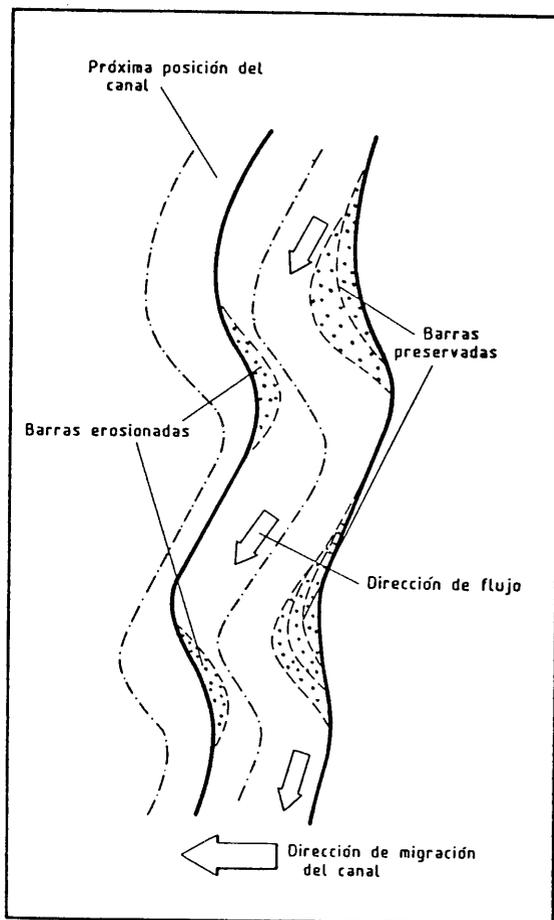


Figura 4.24. Posibilidad de preservación de barras margen adosadas en función de la dirección de migración del canal.

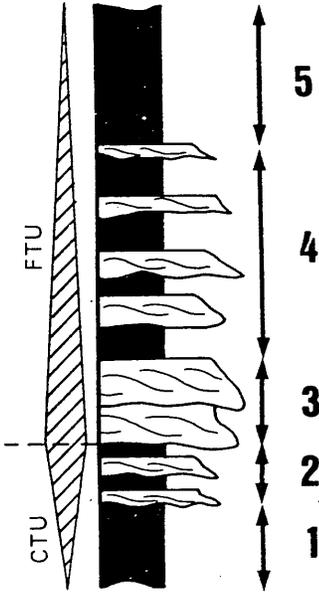


Figura 4.25. Secuencias predecibles en el paso del sistema de canales. 1, llanura de inundación alejada de canales; 2, canales de cortejo pre-canal principal; 3, canal principal; 4, canales de cortejo post-canal principal; 5, llanura de inundación alejada de canales.

Los procesos erosionales que acompañan al desplazamiento del sistema de canales (especialmente el canal principal, dada su envergadura) no se reducen tan solo a la eliminación de las barras en el margen de erosión, sino que se produce erosión de toda la secuencia CTU que precede al paso del canal principal por un determinado punto. No es preciso invocar la existencia de períodos erosivos importantes, sino que se trata de un proceso continuado en el que cada canal de cortejo va eliminando en primer lugar los depósitos acumulados en su margen de erosión y parte de los sedimentos de la llanura de inundación. El canal principal a su vez erosiona a los depósitos de los de cortejo que le preceden (los responsables de la secuencia CTU poco potente). De esta manera, únicamente se preservarían secuencias de tipo FTU que representan el proceso de alejamiento del sistema de canales.

El modelo, no obstante, presenta mayor complicación también por causa de los procesos erosivos.

Las secuencias que se obtienen van a ser diferentes según su posición en el cono. El intervalo de recurrencia I_r (Bluck, 1980) es el tiempo que transcurre por ejemplo entre dos momentos consecutivos de paso del canal principal por un determinado punto. Bajo condiciones teóricas ideales de velocidad de desplazamiento lateral constante, en una posición central del cono, los valores de I_r van a ser una magnitud constante, en tanto que en sectores marginales se sucederán consecutivamente I_r muy grandes y muy pequeños. Se cumple sin embargo siempre, que la suma de dos I_r consecutivos es una magnitud constante

en todos los puntos situados a la misma distancia del ápice del cono puesto que corresponde exactamente al valor del período del movimiento pendular del sistema de canales.

Así, en una posición próxima al margen del cono, el ciclo FTU que se ha depositado recientemente por el paso del sistema de canales hacia ese borde queda también erosionado por el inmediato paso del canal principal otra vez en sentido contrario, ahora hacia el centro del cono (I_r pequeño). Esta nueva secuencia FTU va a ser cubierta por un importante espesor de depósitos de llanura de inundación correspondientes al largo período que transcurre en el desplazamiento del sistema de canales hasta el otro borde y la vuelta hasta esta posición otra vez (I_r grande). Al regresar de nuevo, erosiona el importante espesor de sedimentos de llanura de inundación que se han depositado, pero no llega a eliminar al menos de modo completo el ciclo FTU originado por la anterior migración hacia el centro. De esta manera en una posición marginal del cono, solo se registran ciclos FTU con *backsets* buzantes hacia el centro, correspondientes a la migración del sistema de canales hacia posiciones centrales, o lo que es lo mismo, a la secuencia a la que sucede un I_r largo.

En una posición central, donde, como se ha indicado, se dan I_r de valores intermedios, sobre cada secuencia FTU se acumulará un espesor de depósitos de llanura de inundación insuficiente para preservar el ciclo completo que quedará erosionado a techo por el siguiente desplazamiento del sistema de canales en sentido contrario. Se dan así ciclos FTU incompletos cuyos *backsets* buzan alternativamente en sentidos contrarios en dos secuencias consecutivas.

En resumen, una posición próxima al margen del cono será reconocida por un importante volumen de depósitos de llanura de inundación y por la existencia de secuencias completas FTU con *backsets* buzando hacia el centro del cono. En las posiciones centrales aparecerá un mayor porcentaje de facies canalizadas (por eliminación tanto de los depósitos de llanura de inundación distal como del techo de las secuencias FTU) y una sucesión de secuencias FTU incompletas por el techo y en las que los *backsets* se orientarán con buzamientos alternativamente contrarios.

La figura 4.26 representa un ejemplo gráfico, encaminado a reconstruir qué parte de los procesos quedan registrados y cuales son eliminados por erosión en dos hipotéticas columnas correspondientes a sendos sondeos realizados en un sector próximo al margen derecho del cono y en una posición central. Las secuencias se dibujan a derecha o izquierda de una línea central, según representen movimiento del sistema de canales hacia la derecha o izquierda en relación al punto de análisis. Se denomina A, B las secuencias que corresponden a la migración hacia la izquierda y C, D las que corresponden a la migración

hacia la derecha. Las letras A y C, a su vez aluden a las secuencias que se originan por el acercamiento del sistema de canales (los citados ciclos CTU poco potentes), y por tanto serán, según el modelo expuesto, directamente eliminadas por las B y D, que representan el alejamiento del mismo respecto al punto de análisis (ciclos FTU).

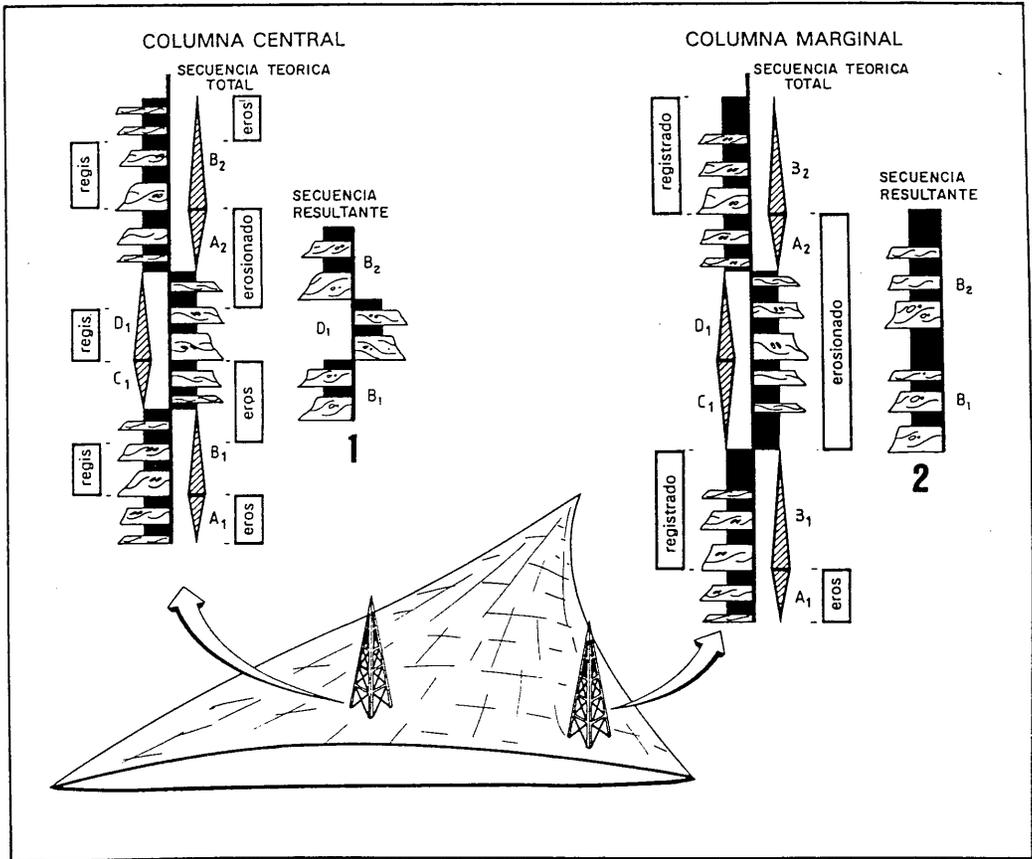


Figura 4.26. Columnas teóricas resultantes en dos sectores del abanico modelo del sistema transversal bético (ver texto).

Así, en la columna marginal, por ejemplo, A₁ será erosionada por B₁, cuya parte final está ocupada por un potente paquete de facies finas. C₁ es eliminada por el canal de la base de D₁, que no llega a erosionar a B₁ por el espesor de facies finas que tiene a techo. D₁, sin embargo es rápidamente erosionada al pasar B₂, sin que transcurra tiempo para cubrirse de

un espesor importante de facies de desbordamiento. B_2 por supuesto elimina también a A_2 , aunque queda preservada por el mismo mecanismo que quedó B_1 . Lo que queda sin erosionar son dos secuencias FTU con *backsets* buzantes hacia la izquierda.

En la columna central, A_1 es eliminada por B_1 . Sin embargo el I, mediano que existe hasta que aparece C_1 , condiciona que la importante erosión a la base de D_1 elimine no solo a C_1 sino también al techo de B_1 . Así sucesivamente, en el mismo período que en la columna marginal se había registrado la secuencia completa B_1 , en el sector central aparecen las secuencias B_1 y D_1 incompletas por el techo, y además con *backsets* buzantes en sentidos contrarios.

4.5.2.4.3. Mecanismo desencadenante del sistema

Se necesita buscar un mecanismo que induzca la migración lateral de los canales según el patrón que se ha descrito.

Cuando en un punto determinado de una corriente fluvial se da acumulación de sedimentos, el estrangulamiento que sufre la corriente condiciona que para que se conserve la sección constante, se de erosión en los márgenes. Si la acumulación de sedimentos en forma de barra se ha dado preferentemente en un margen, la erosión se producirá en el otro, con lo cual puntualmente el canal ha migrado lateralmente.

En muchos sistemas actuales se reconoce acumulación preferencial de barras margenosadas en uno de los dos márgenes del canal. De este modo existirá una tendencia generalizada de desplazamiento preferente de la corriente en dirección contraria a la acumulación (fig. 4.24).

El funcionamiento del modelo descrito implica la existencia de un desplazamiento pendular, por lo cual debe existir una razón para que en un determinado punto el canal invierta su sentido de migración.

La figura 4.27 muestra tres casos extremos para explicar esta inversión.

- (a) En corrientes que ocupan un valle, cuando el canal en su migración lateral alcanza una de las paredes, el margen que había sido de erosión se hace mucho más infranqueable que el propio margen de acreción. La acumulación preferencial de

barras se produce ahora en el margen que representa la pared del valle, y la migración lateral invierte su sentido (fig. 4.27a). El ángulo de barrido formado por las posiciones más extremas del canal, será aproximadamente igual al que formen entre sí las paredes del valle.

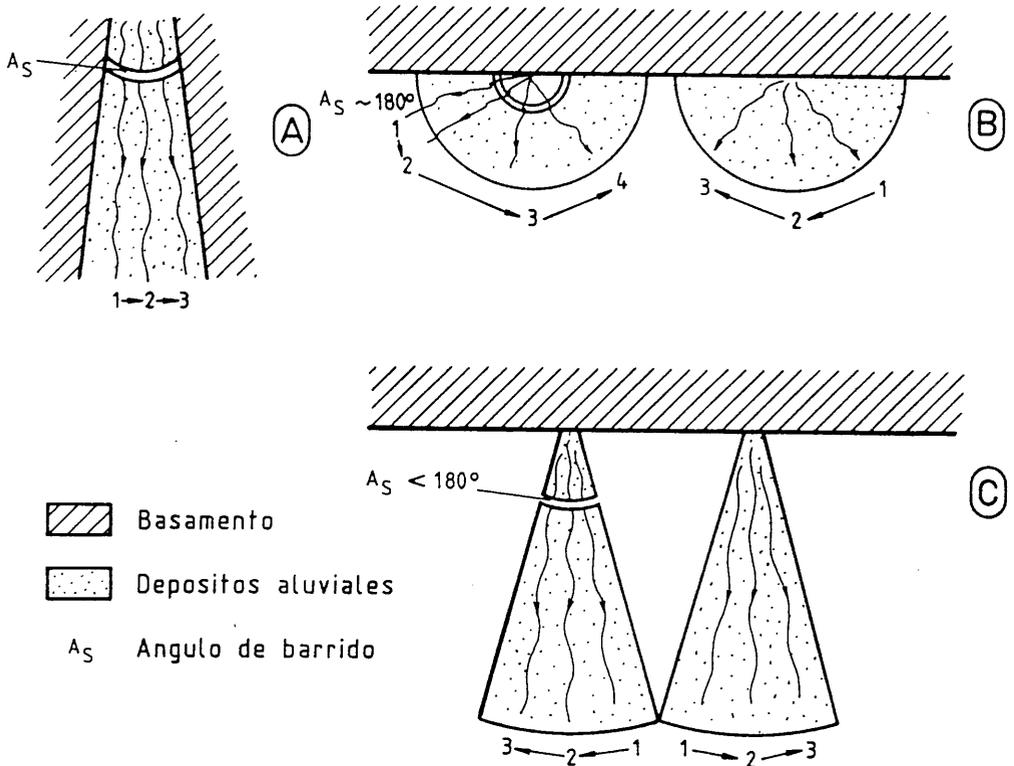


Figura 4.27. Mecanismos implicados en el cambio en la tendencia de migración del canal. A_S , ángulo de barrido; 1, 2, 3, sucesivas posiciones del mismo canal.

- (b) Cuando una corriente fluvial penetra en una cuenca deposicional sin otros obstáculos laterales que el propio margen de cuenca, el proceso se producirá de la misma manera, solo que con un ángulo de barrido próximo a 180° , describiendo el canal una morfología de abanico totalmente abierto (fig. 4.27b). El propio margen de cuenca hace los efectos de las paredes del valle del caso (a).

(c) Cuando varios abanicos contiguos se desarrollan hasta el punto de entrar en coalescencia, los márgenes de los abanicos adyacentes provocan el mismo efecto que las paredes del valle del caso (a), de manera que el ángulo de barrido se hace progresivamente menor (fig. 4.27).

El caso (b) será característico de unas condiciones de margen de cuenca tectónicamente activo, lo que conllevará una tasa de subsidencia tan importante que va a permitir esencialmente la acumulación vertical de sedimentos y no su desarrollo areal.

El caso (c) implica condiciones de subsidencia menos acusadas, en relación al volumen de aportes a la cuenca, lo cual permite el desarrollo horizontal de aparatos sedimentarios de mayores dimensiones, que pueden entrar en coalescencia entre sí.

En una misma cuenca pueden darse ambas situaciones en distintos márgenes (Valle de la Muerte, California), pero en un mismo margen puede sucederse la evolución de la situación (b) hasta la (c), desde estadios iniciales hasta estadios finales del desarrollo de la cuenca.

4.5.2.4.4. Evolución proximal-distal de formas del lecho. El GDA

De todas las formas del lecho que se desarrollan en un sistema fluvial, sin lugar a dudas las barras constituyen el elemento más característico. Es por esto que se va a prestar una atención especial a la descripción del estilo y modo de crecimiento de las barras que aparecen en los distintos tramos del sistema, por cuanto representan las variaciones en los procesos sedimentarios que se producen en la evolución del mismo. Queda directamente excluido el sector 1, donde dominan flujos no canalizados.

Dentro de los sedimentos canalizados, el tipo de barras que aparecen en el tramo más proximal (sector 2) corresponden a cuerpos de bajo relieve con desarrollo claro de cabeza y cola de barra (fig 4.28). El estilo de crecimiento y desplazamiento de este tipo de formas del lecho, parece ser el movimiento de los sedimentos de la cabeza sobre la cola, originando el desarrollo de *foresets*, el desplazamiento de la barra aguas abajo y la aparición de secuencias granocrecientes (CU), como han sido descritas en otros ejemplos (Bluck, 1986). *Backsets* y *foresets* tienen una orientación aproximadamente similar y perpendicular a la dirección principal de flujo, como muestran los datos del ejemplo real representado en la figura 4.28. La existencia de facies Gi representando estructuras de tipo *transverse clast*

dams en los mismos canales en que se desarrollan las barras, es indicativo de pendiente relativamente elevada.

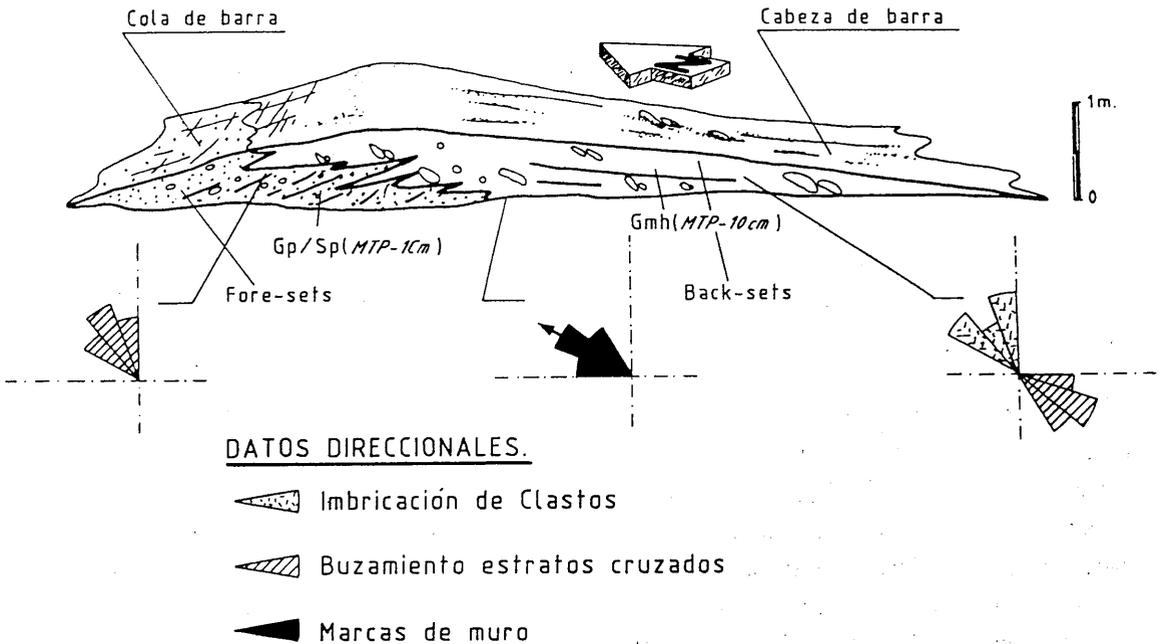


Figura 4.28. Desarrollo de barras de tipo longitudinal en el sistema transversal bético.

Se interpretan como barras medias (*sensu* Bluck, 1976), que equivalen a barras trenzadas (*braids bars*, Leopold y Wolman, 1957), barras longitudinales (Williams y Rust, 1969, Smith, 1970, Fernández y Dabrio, 1983) o *spool bars* (Krigstrom, 1962, Church, 1972).

El tipo siguiente, característico del sector 3 se representa con un ejemplo en la figura 4.11. Se trata de barras de mayores dimensiones, que se construyen por la amalgamación sucesiva de barras unidad (*unit bars*) cada una de las cuales se dispone ligeramente aguas abajo y algo desplazada lateralmente respecto a la anterior. Se preservan en la Formación Guadix fundamentalmente *backsets*. Los *foresets* aparecen únicamente en el canal marginal que se sitúa entre la barra y el margen de acrección (fig. 4.11).

Cada barra unidad aparece en una posición no marginal del canal, pero se desplaza lateralmente para construir la barra que será por tanto de tipo margen-adosado. Los cuerpos con este modelo de crecimiento han sido denominados barras digitadas (*fingered bars*, Bluck, 1987), aunque podrían adaptarse también a las definiciones de barras diagonales (Church, 1972) o barras laterales de tipo II (Bluck, 1976).

La figura 4.29 muestra las diferencias que pueden existir en cuanto a orientación de paleocorrientes (y la comparación entre marcas de muro e imbricación de clastos) y orientación de *backsets* y *foresets* entre las barras medias y barras margen-adosadas. Los datos que se representan corresponden a ejemplos reales de la Formación Guadix, y muestran algunos de los criterios que se han utilizado en la identificación de los tipos de barras.

El tipo siguiente corresponde a cuerpos que crecen también por la sucesiva adición de barras unidad pero que se disponen en una posición casi lateral respecto a la anterior, sin evidencias claras de desplazamiento aguas abajo según se deduce de las propiedades direccionales y texturales del sedimento. La adición desde una posición prácticamente lateral hace que el canal interno desaparezca en muchos casos con la fusión de una nueva barra unidad, con lo cual se preservan fundamentalmente *backsets*. A lo largo de cada barra unidad se puede advertir un claro descenso aguas abajo del tamaño de grano.

Son características del sector 4 (fig. 4.14) y podrían adaptarse a la definición de barra lateral de tipo I (Bluck, 1976).

El tipo siguiente aparece en tramos donde existe un claro dominio volumétrico de las facies de desbordamiento con una tasa de crecimiento de la llanura de inundación muy importante. El tamaño de grano máximo en las barras es arena muy gruesa o *granule*. El canal interno desaparece totalmente, con lo cual en cada barra unidad se da un paso gradual hasta las facies de llanura de inundación.

Se interpretan como *point bars*.

Este patrón de evolución del estilo de crecimiento y desplazamiento de barras desde sectores proximales a distales en un mismo sistema fluvial puede ser tipificado como se muestra a continuación.

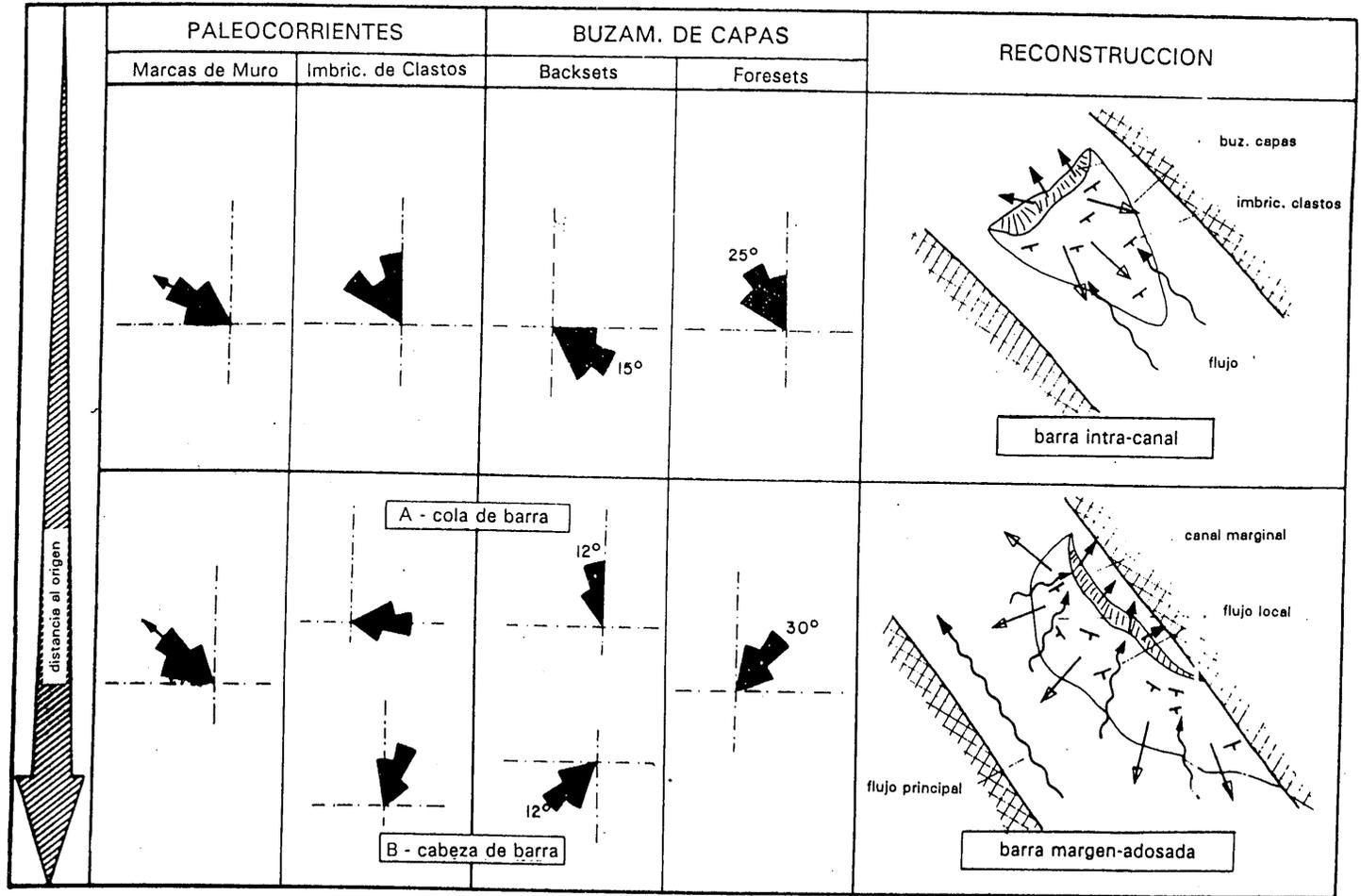


Figura 4.29. Datos direccionales asociados a la evolución de barras medias (intra-canal) a barras margen-adosadas.

Tomando una línea imaginaria que une puntos equivalentes de sucesivas barras unidad, ésta forma un ángulo determinado con la dirección de corriente principal en la posición en la que se desarrolla la barra (fig. 4.30). Este ángulo ha sido definido como el Angulo de Dirección de Crecimiento (GDA, *Growth Direction Angle*, Viseras *et al.*, 1989b).

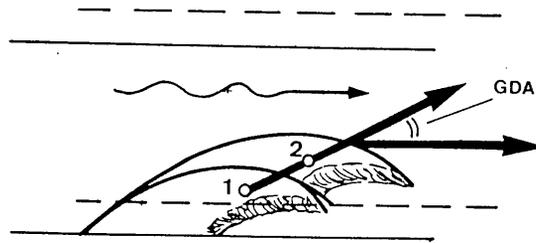


Figura 4.30. Definición del Angulo de Dirección de crecimiento (GDA), 1, 2, sucesivas *units bars*.

El GDA cambia de valor desde tramos proximales a distales entre 0° y 90° . Los factores que controlan esta evolución pueden ser diversos (tamaño de grano, disponibilidad de sedimento para que la barra siga creciendo, sinuosidad, etc.), pero en definitiva, todos están controlados por el progresivo descenso de pendiente que se produce a lo largo del perfil longitudinal de un abanico aluvial.

Así, en tramos proximales, la elevada pendiente condiciona que el desplazamiento de las partículas sea preferencialmente en sentido aguas abajo. El GDA es próximo a 0° (fig. 4.31).

A medida que la pendiente disminuye, el desplazamiento de las partículas en el canal es más fácil que tenga una componente lateral, con lo cual una barra en particular puede desplazarse hacia el margen del canal y convertirse en margen-adosada y construir el embrión de una barra digitada.

Finalmente, en tramos distales, de pendiente muy baja, se favorece el desplazamiento lateral de las partículas (y por consiguiente de las barras unidad que forman) según una orientación perpendicular a la línea de máxima pendiente y a la dirección del flujo local. Se desarrollan así barras laterales y *point bars* (fig. 4.31).

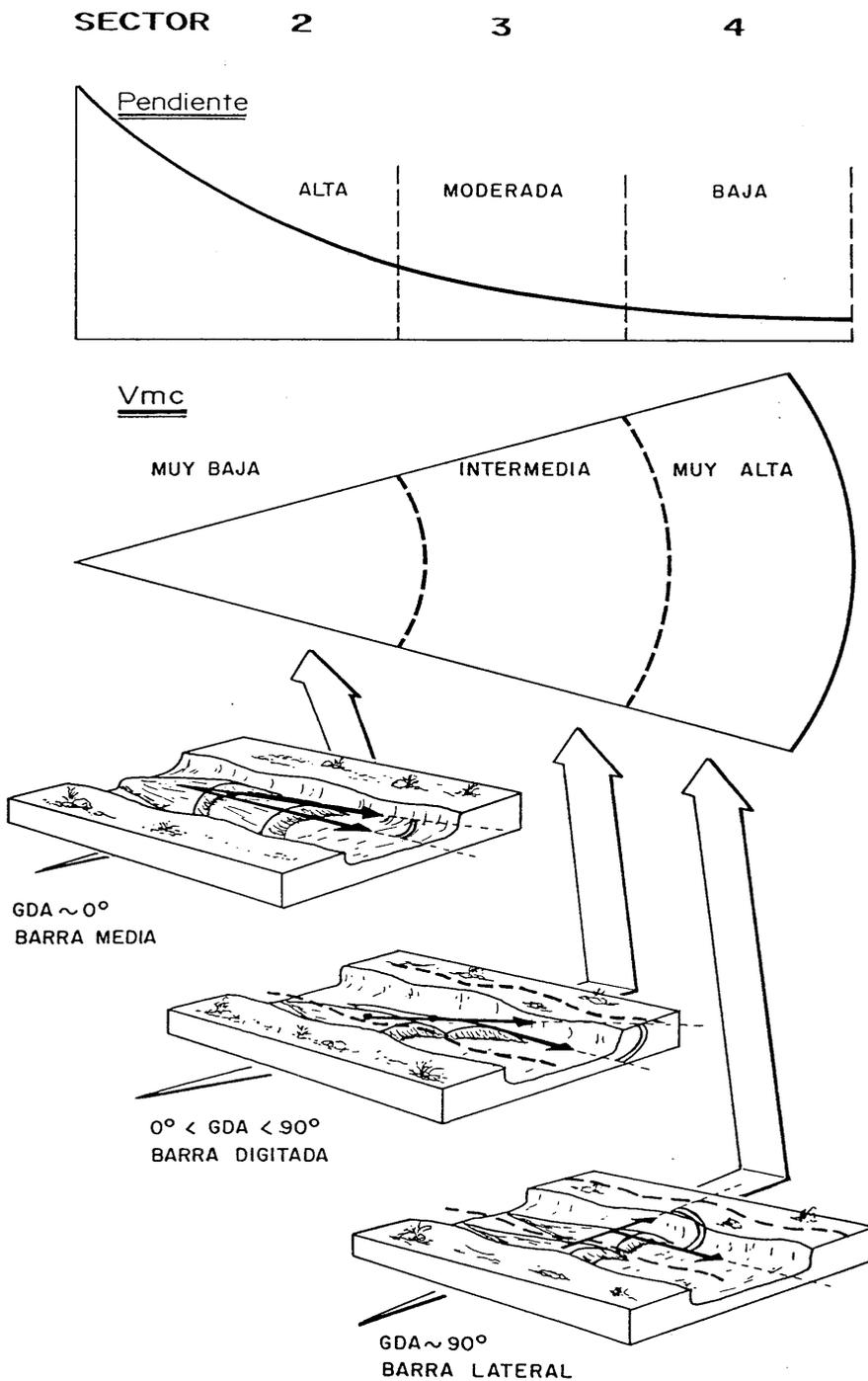


Figura 4.31. Evolución proximal-distal del ángulo de dirección de crecimiento (GDA) y tipos de barras asociadas. V_{mc}, velocidad de migración lateral del canal.

El propio mecanismo de desplazamiento de barras hacia un margen del canal, condiciona que una parte de éste quede reducida a un canal interno, que eventualmente puede ser estrangulado por la propia barra (éste es además el mecanismo por el cual el canal principal se ve obligado a migrar en sentido contrario).

Así, en el lado que podríamos llamar de "acreción" del canal, existirán una serie de tramos de pequeños canales, que corresponden a canales marginales que fueron estrangulados en un punto y por tanto, dejaron de ser activos.

Estos pequeños canales, puesto que proceden del canal principal, están realmente conectados con él. Así, en una situación de descarga importante, pueden llegar a ser inundados y volver a ser activos, actuando, en este caso, a modo de canales de cortejo. Esta es la razón de que exista una de las áreas laterales al canal principal con mayor densidad de canales de cortejo (el área de la que procede en su desplazamiento lateral), y que contribuirán además a la mayor acumulación de facies de inundación en ese lado.

4.5.2.4.5. Aplicación del modelo a la sección analizada

En la sección del Arroyo de Gor se han descrito elementos arquitecturales de orden 3, reconocidos por sus correspondientes secuencias típicamente de carácter FTU y con *backsets* en la práctica totalidad de los casos buzantes hacia el Oeste. Las direcciones de paleocorriente, que se analizan con más detenimiento más adelante, indican una dirección dominante de flujo de orientación SSE-NNO.

Así, por simple aplicación del modelo desarrollado, la sección que aparece en el valle del Arroyo de Gor, correspondería a una posición aproximadamente oriental en un cono desarrollado hacia el norte a partir de los relieves de Sierra de Baza.

Existen sin embargo casos en que se reconocen barras con sus *backsets* orientados en sentido contrario a la mayoría. Aparecen en dos situaciones distintas, y su interpretación convierte estos casos en excepciones que sirven para confirmar la regla.

El primer caso aparece en situaciones como la que se presenta en la figura 4.32. Se trata de un canal de cortejo de la base de una secuencia CTU que no ha sido totalmente erosionada. Curiosamente, esta secuencia CTU truncada está limitada con la FTU infrayacente por un horizonte edáfico (facies Fr) que representa las facies de llanura de

inundación más alejada del sistema de canales, esto es, en el momento en que este se encuentra justo en el extremo occidental del cono para inmediatamente iniciar de nuevo su acercamiento con la consiguiente secuencia CTU que queda después truncada.

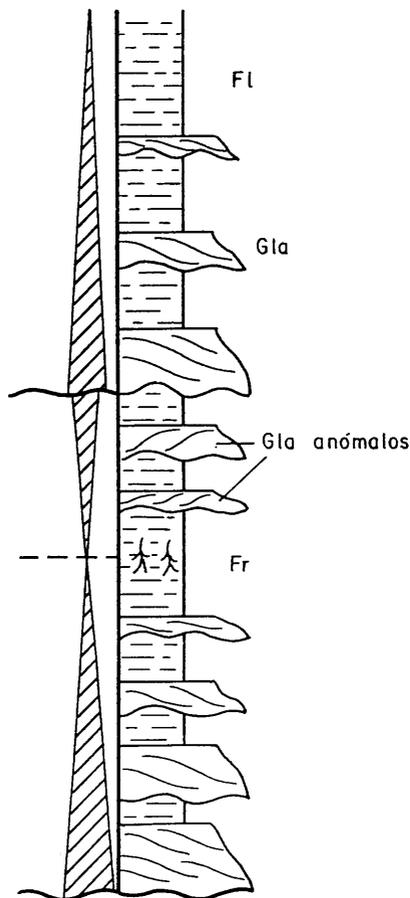


Figura 4.32. Excepción de *backsets* buzantes hacia el E en el Arroyo de Gor. Caso 1.

El otro caso aparece especialmente a partir del sector 4, en el área de desarrollo de los complejos canaliformes asimétricos escalonados. La situación en que aparecen se muestra en la figura 4.34.

El movimiento de desplazamiento del sistema de canales, en tramos proximales se produce por un barrido continuo. Sin embargo, a partir de una determinada altura en el sistema, la tasa de crecimiento vertical en la llanura de inundación llega a ser tan grande que la migración por barrido empieza a alternar con procesos de avulsión (fig. 4.35). De esta manera, la última generación de barras adosadas al margen de erosión queda preservada en el registro fósil.

En la figura 4.34 se muestra la evolución que existiría a lo largo del sistema en el modo de migración lateral de los canales. En zonas proximales domina el barrido continuo y en distales los procesos de avulsión. Se relacionan también con este patrón las distintas morfologías de cuerpos sedimentarios descritas en 4.5.2.1.

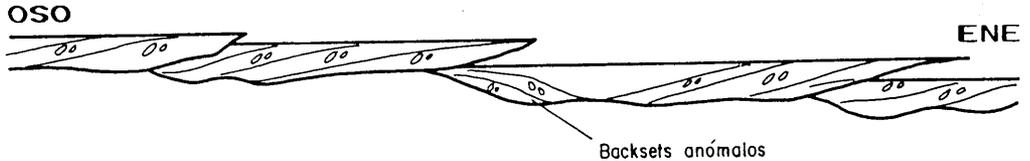


Figura 4.33. Excepción de *backsets* buzantes hacia el E en el Arroyo de Gor. Caso 2.

Según la situación paleogeográfica que se ha deducido para la sección estudiada, el valle del actual río entraría en el cono Plioceno no exactamente por el ápice. De este modo, se explica la ausencia en el afloramiento, incluso en el sector más proximal, de un volumen importante de materiales de abanico interno.

Si esto es efectivamente así, el análisis de paleocorrientes debe reflejar esta misma situación. La figura 4.35 representa los resultados de este análisis. Se han elegido tres puntos a lo largo del valle, situados dentro de un mismo elemento arquitectural de orden 4 y correspondientes a los sectores denominados 2, 3 y 4. En cada punto se han tomado medidas de paleocorrientes según marcas de muro e imbricación de clastos.

Atendiendo a las marcas de muro, se advierte un giro antihorario en sentido SE-NO en la sección (fig. 4.35), que permite estimar la situación aproximada del cuerpo sedimentario, así como corroborar la situación del afloramiento que se había indicado dentro de éste.

En cuanto a los resultados a partir de la imbricación de clastos, puede destacarse, como muestra la figura 4.35 que:

- En el punto más proximal la tendencia dominante coincide con el resultado de las marcas de muro.
- A medida que nos desplazamos a puntos más distales en el sistema, los diagramas empiezan a mostrar una tendencia bimodal, con un máximo aproximadamente coincidente con el de las marcas de muro y otro ligeramente oblicuo a éste, o a veces incluso perpendicular.

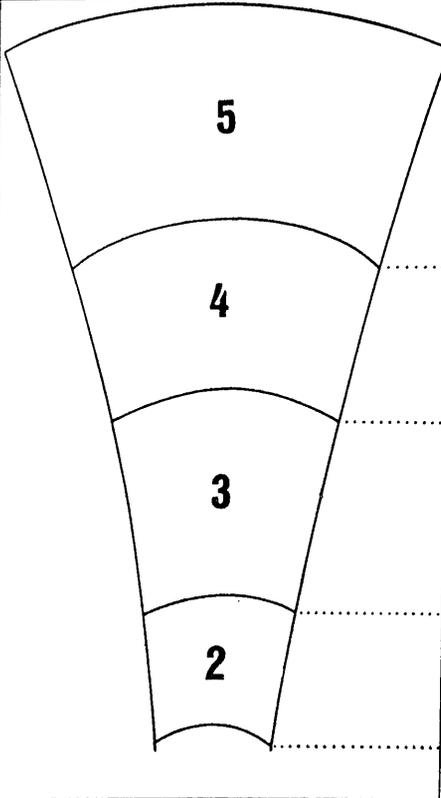
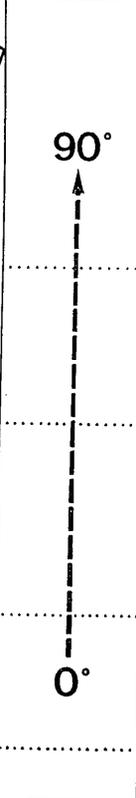
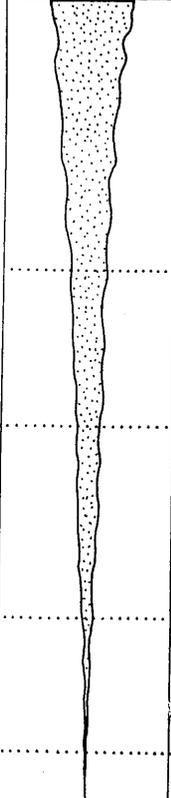
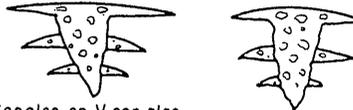
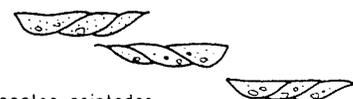
SECTOR	EVOLUCION GDA	CREC. LLAN. INUNDACION	COMPORTAMIENTO DE CANALES	GEOMETRIAS
			<p>B</p> <p>CRECIMIENTO VERTICAL RAPIDO (Nivel de base en ascenso)</p>	 <p>Canales en V con alas</p>
			<p>A</p> <p>AVULSION</p>	 <p>Canales acintados</p>
			<p>BARRIDO + AVULSION</p>	 <p>Comp. asimétricos escalonados</p>
			<p>BARRIDO</p>	 <p>Comp. pseudotubulares</p>
			<p>ESCASO E IRREGULAR DESPLAZ. LATERAL</p>	 <p>Canales con TCD</p>

Figura 4.34. Evolución proximal-distal del comportamiento de canales y llanura de inundación y geometría de elementos arquitecturales de orden 2 en el sistema transversal bético.

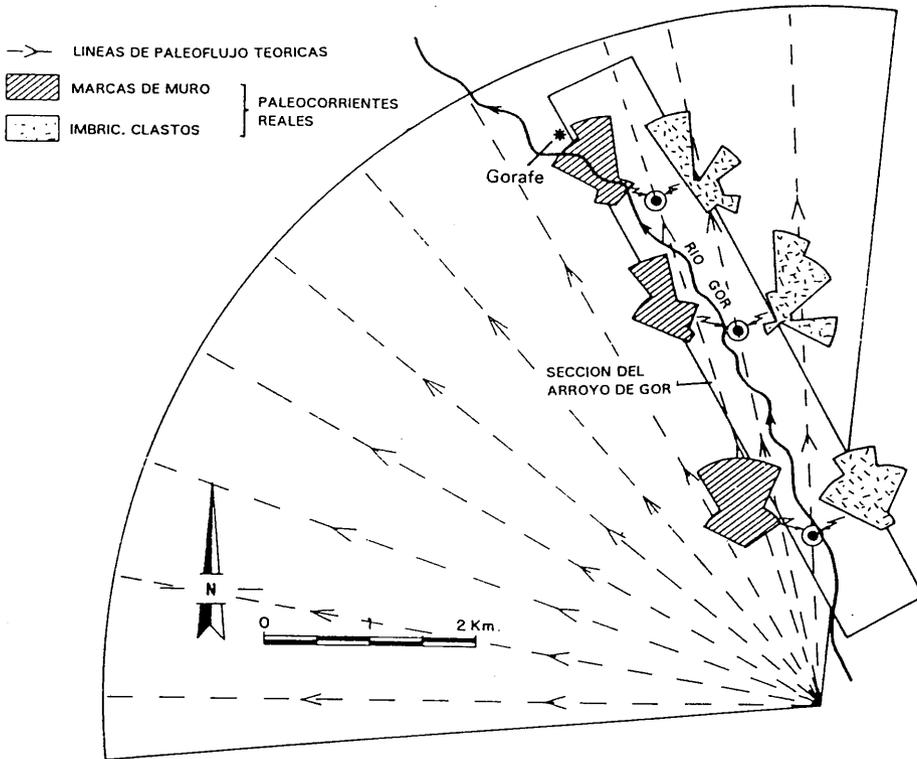


Figura 4.35. Análisis detallado de paleocorrientes en la sección estudiada.

El dato de zona proximal se interpreta a la luz de un mayor desarrollo de barras de tipo longitudinal que crecen y se mueven en el canal por desplazamiento aguas abajo de la cabeza sobre la cola de la barra, como se ha mostrado en puntos precedentes.

En sectores más distales, donde aparecen barras digitadas y laterales, los clastos de mayor tamaño se concentran en el canal y se mueven y se depositan imbricados según la corriente principal. Los clastos de tamaños más pequeños pueden eventualmente ser incorporados a la barra, con lo cual se imbrican sobre los *backsets* indicando flujos locales oblicuos a la corriente principal. Así, en un mismo canal, el ángulo de dispersión de paleocorrientes basadas en imbricación de clastos crecerá sensiblemente hacia zonas más distales, también como consecuencia de la progresiva variación en el GDA.

En cuanto a los tres elementos arquitecturales de orden 4 (o sucesivos estadios de actividad sedimentaria en el abanico) destaco el hecho de la mayor proporción de finos en niveles más altos sin que venga acompañada de un descenso notable en el tamaño de grano en las facies canalizadas. Según el modelo desarrollado, la sección del Arroyo de Gor mostraría un área más marginal del cono en el elemento 2.3 que en 2.2 y en este más que en 2.1, al tiempo que según otros criterios enumerados existe una expansión progresiva sobre todo hacia el centro de la cuenca.

La confluencia de estos hechos es coherente con la existencia de una tasa de subsidencia progresivamente decreciente en el tiempo, que permita la coalescencia entre aparatos contiguos, con la consecuente disminución del ángulo de barrido y el incremento de longitud del radio de actuación (fig. 4.36).

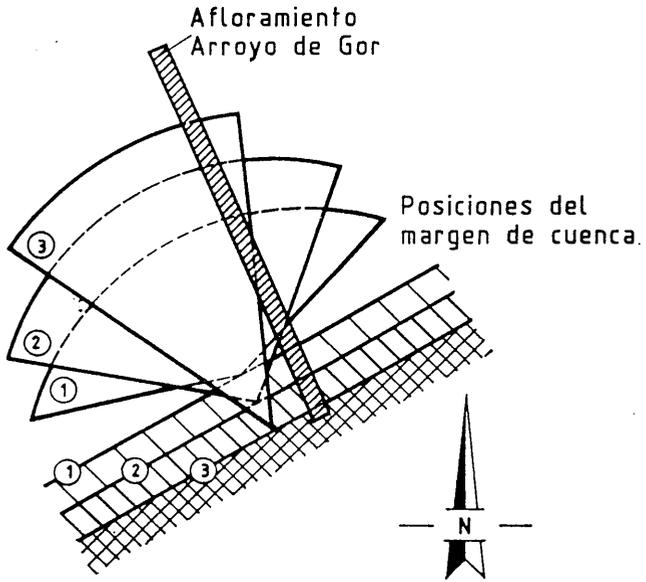


Figura 4.36. Reconstrucción de la posición del cuerpo sedimentario a partir de la sección estudiada. 1, 2, 3, sucesivos elementos de cuarto orden 2.1, 2.2, 2.3.

TABLA 4.5.- Elementos arquitecturales de segundo orden en el sistema longitudinal, UTS 2.

SECTOR	DEFINICION ELTO. 2º ORDEN	GEOMETRIA Y DIMENSIONES	LITOFACIES Y ORG. SECUENCIAL INTERNA	% EN SECTOR	INTERPRETACION	
1 ABANICO ALUVIAL (proximal)	Capas de flujos masivos	Pseudotabular (lenticular?) 1.5 - 3 m potencia Hm extensión lateral	Gms	70	Depósitos de debris flow	
	Pequeños canales	Canaliforme 40 - 50 cm potencia 80 - 100 cm extensión lateral	Gt → Gmm Secuencia FU	15	Rellenos de canal	
	Horizontes enrojecidos	Pseudotabular (base irregular, techo plano) 1 - 1.5 m potencia Hm extensión lateral	Fr, Sm	10	Procesos edáficos	
	Capas de arena gruesa	Tabular (?) 15 - 25 cm potencia Ext. lat. inapreciable por erosión	Sh	5	Depósitos laminares	
2 FLUVIAL MEANDRIFORME (proximal)	Complejos de supraplataforma de point bar	Pseudotabular (asimétrica) 2 - 2.5 m potencia 40 - 50 m extensión lateral	Gla → [Sh/Sr] (localmente Gmm → Gp → St)	25	Point bar superior o supraplataforma de point bar	
	Complejos de plataforma de point bar	Base erosiva e irregular (techo gradual al elemento anterior) 1 - 3 m potencia Extensión lateral muy variable	Gmm/Gmh Secuencias 1º orden CU ([Sp/St] → [Gmm/Gmh])	15	Plataforma de point bar o point bar inferior	
	Capas arenoso-arcillosas	TIPO 1	Tabular, transic. de unid. Gla ~ 0.5 m potencia	Sh → Sr → Sl Secuencia Fu	10	Llanura inundación próxima a canal
		TIPO 2	Tabular 1 - 8 m pot., Hm ext. lateral	So, Fo, (Sr)	30	Llanura de inundación lejana a canal
	Pequeños cinturones de grava	Canaliforme asimétrica ≤ 1.5 m potencia 4 - 6 - (25) m extensión lateral	Gla → Fo Secuencia FU	20	Pequeños canales de alta sinuosidad	

3 FLUVIAL MEANDRIFORME (distal)	Capas arenoso-arcillosas	Similar tipo 2 Sector 2 (potencia mayor)	Similar tipo 2 Sector 2 (domina Fo)	60	Llanura de inundación en sector de baja energía
	Pequeños canales acintados	Similar cint. de grava Sector 2 (< relación anchura/altura)	Sl, Sr	5	Pequeños canales de alta sinuosidad
	Lentejones carbonatados	Lenticular convexa-plana 20 - 40 cm potencia 10 - 15 m extensión lateral	M, Mr, C	5	Encharcamientos en llanura de inundación distal
	Grandes canales multiconstruidos	Canaliforme, muy encajada 5 - 8 m potencia 15 - 20 m extensión lateral	St, Sr, Sp, So (M, Mr)	20	Canal distal con nivel de base inestable
	Grandes complejos de point bar distal	Lenticular - (plano-convexa) - pseudotabular 3 - 4 m pot., 30-40 m ext.lat. 100-125 m longitud	Gla, (M, C)	10	Canal distal de alta sinuosidad con nivel de base temporalmente estable

4.5.3. SISTEMA LONGITUDINAL

El análisis del sistema longitudinal está dificultado por una serie de circunstancias:

- Presenta una longitud global muy importante, que imposibilita el seguimiento continuo según distintos niveles estratigráficos.
- Está representado por sedimentos muy poco cementados, en parte debido a una menor proporción de carbonato en la composición de clastos y materiales finos en relación a los sistemas transversales. Esta circunstancia, unido a la coincidencia en amplios sectores de la traza del sistema longitudinal con la posición del actual río Fardes, condiciona que gran parte del afloramiento aparezca erosionado según un valle amplio cuyos márgenes están afectados por una importante erosión de tipo *bad lands*. Así, no aparecen secciones verticales tan idóneas como en los sistemas transversales para la aplicación del análisis de los elementos arquitecturales.

Las secciones verticales interesantes se deben a la actividad humana (minería en el sector del Marquesado del Zenete y trincheras de las carreteras más modernas). Por tanto, se trata de secciones de dimensiones reducidas y de carácter muy local.

De esta manera se va a disponer de un volumen de datos menor que para el resto de los sistemas aluviales, aunque suficiente para proponer un modelo sedimentario.

4.5.3.1. Elementos arquitecturales de orden 2

El total del trazado del sistema longitudinal se ha dividido en tres sectores que recogen las características más significativas de todo el sistema en cuanto a elementos arquitecturales de orden 2 se refiere (tabla 4.5).

4.5.3.1.1. Sector 1

Corresponde al sector más proximal. Los mejores afloramientos se sitúan en las explotaciones a cielo abierto que realiza la Compañía Andaluza de Minas en la comarca del Marquesado del Zenete (sector meridional de la cuenca).

Se han diferenciado un total de cuatro elementos arquitecturales de orden 2 que aparecen en proporciones muy desiguales.

Capas de flujos masivos

Son cuerpos de espesor variable entre 1.5 y 3 m, y extensión lateral muy importante, lo que les confiere una geometría aparentemente tabular. Los límites entre sucesivos elementos se reconocen por cambios en el tamaño de los clastos o alteraciones bruscas en la proporción de matriz.

El litotipo característico es Gms. que aparece preferentemente sin organización secuencial, o cuando la muestra, domina el tipo normal sobre el inverso. La matriz es arenoso-microconglomerática y a veces existe gradación de tamaños desde la matriz hasta los clastos (matriz polimodal). En algunos ejemplos se advierte una tímida estratificación horizontal.

La proporción tan importante con que se presentan estos elementos (70%) respecto al resto, indica que en el sector dominan procesos de tipo *debris flow*.

Capas de arena gruesa

Son cuerpos de potencia entre 15 y 25 cm y continuidad lateral máxima visible de 4 o 5 m (no aparecen más extensos por erosión).

Están formados por la superposición de varios episodios del litotipo simple Sh, que muestra laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo en facies de arena gruesa a muy gruesa con *parting lineation*.

Pequeños canales

Son elementos de base erosiva y techo plano, con dimensiones reducidas (40-50 cm de potencia y 80-100 cm de extensión lateral).

Suelen mostrar una secuencia positiva con la sucesión Gt → Gmm, donde los clastos de mayor tamaño alcanzan hasta 15 cm.

En muchos casos se puede determinar una secuencia:

capa de flujos masivos → Capas de arena gruesa → pequeños canales, como evidencia de un progresivo cambio desde procesos de flujos de sedimentos por gravedad hasta transporte en aguas claras por corrientes con capacidad erosiva.

Horizontes enrojecidos

Son cuerpos de techo aproximadamente plano y base irregular, con potencias entre 1 y 1.5 m y extensión lateral de al menos varios cientos de metros (lo que el afloramiento permite observar).

El litotipo más apropiado es Fr, si bien existe una importante proporción de sedimento arenoso.

La no existencia de horizontes de facies P en este sector está condicionada por la escasez de sedimento de naturaleza carbonatada en todo el sistema longitudinal.

4.5.3.1.2.. Sector 2

A pesar de las importantes diferencias en cuanto al estilo sedimentario entre el sector anteriormente descrito y este, la proximidad geográfica entre ellos indica que existe una transición muy rápida entre ambos. No obstante, podría diferenciarse otro sector entre ellos, aunque, desafortunadamente no aparecen afloramientos de buena calidad.

Este sector 2 puede considerarse por tanto, por la posición geográfica que ocupa en la cuenca como un sector proximal-medio dentro del sistema longitudinal (el sector 1

merecería la denominación de muy proximal). Los elementos arquitecturales de orden 2 más característicos son cuatro (tabla 4.5).

Complejos de supraplataforma de *point bar*

Un ejemplo característico se muestra en la parte inferior de la figura 4.37, que corresponde a un afloramiento en las proximidades del núcleo de Purullena.

Son elementos de unos 2-2.5 m de potencia y extensión lateral de 40-50 m. La base es erosiva sobre sedimentos finos de llanura de inundación y plana sobre el elemento que se describe a continuación. Su morfología es claramente asimétrica. El techo es localmente gradacional hacia sedimentos finos y en el sector del margen de acreción muestra ondulaciones características del desarrollo de cuerpos de tipo *scroll bar*.

El rasgo más característico lo representan sucesivas unidades de acreción lateral (litofacies Gla) que muestran una gradación continua de tamaño de grano máximo a lo largo de su extensión desde 17 cm hasta arena media. Cada unidad en la parte superior evoluciona de modo continuo a facies de llanura de inundación (litotipos Sh y Sr). Una gradación de texturas y estructuras de energía decreciente de abajo arriba en cuerpos de este tipo ha sido descrita en muchos ejemplos (Puigdefábregas, 1973, Nijman y Puigdefábregas, 1978, etc.). La superposición lateral de sucesivas unidades de acreción lateral origina por consiguiente una secuencia de tipo granodecreciente, característica de complejos de *point bars* (Nijman y Puigdefábregas, 1978, Plint, 1983, Smith, 1987, Campbell y Hendry, 1987, etc.).

Otro tipo de cuerpos muy característicos corresponden a los que aparecen a la derecha de la figura y que ha sido interpretado como un complejo de *chute*, con desarrollo de una barra de *chute* (facies Gp) y un canal de *chute* residual, relleno por una secuencia típica de abandono (Gmm → Gp → St). En el ejemplo que se muestra, aparecen otros dos cuerpos canaliformes de pequeñas dimensiones, también interpretados como canales de *chute*, rellenos por litofacies Gt y St. Este tipo de cuerpos aparecen característicamente erosionando la parte más alta de las unidades de acreción lateral, y con esta disposición son frecuentes en el margen de acreción en canales de carácter meandriforme.

Las zonas deprimidas de tipo *swale*, que quedan entre sucesivas *scroll bars*, características de la parte más alta de las unidades *epsilon*, pueden aparecer ocupadas por facies St.

Hacia la parte izquierda de la figura, y con una relación con las facies Gla difícil de ver, debido a la existencia de una profunda cicatriz erosiva reciente, aparece un sector dominado por facies Gmm a la base que evolucionan a St. Puede representar el relleno del canal principal.

Las características propias de este elemento, así como la relación que presentan con respecto al resto de los elementos arquitecturales que se describen a continuación, inducen a interpretarlo como complejos de supraplataforma de *point bar* (Bluck, 1971) o como un *point bar* superior (McGowen y Garner, 1970).

Complejos de plataforma de *point bar*

Presentan la base erosiva y más irregular que el elemento anterior, si bien no se advierte esa asimetría descrita para aquel. La parte superior de la figura 4.37 representa parcialmente un elemento de este tipo.

Las depresiones más marcadas de la base aparecen ocupadas por el litotipo Gt y pueden corresponder a pozas de excavación (*scour pools*). A partir del relleno de esas irregularidades, este elemento se integra de la superposición de sucesivos episodios de 0.5-1 m de espesor de facies Gmm y Gmh. En algunos casos se puede observar dentro de un episodio particular una secuencia de tipo inverso con transición gradual entre las litofacies Sp/St → Gmm/Gmh.

Se puede interpretar como el sedimento originado en una zona de *riffle* (Bluck, 1971, Jackson, 1978). La parte más baja de la figura 4.37 muestra como existe una transición entre las tres unidades de acreción lateral más bajas y un sedimento del tipo que se acaba de describir, y como el resto de las unidades *epsilon* se disponen sobre él. De este modo se piensa que el elemento que ahora se describe puede consistir en un complejo de plataforma de *point bar* (Bluck, 1971) o *point bar* inferior (McGowen y Garner, 1970).

La figura 4.37 muestra, por consiguiente, dos complejos de *point bar* incompletos, separados por facies de llanura de inundación. Del más bajo, aparece bien representada la zona de supraplataforma de barra y tan solo hacia la parte inferior pueden existir sedimentos atribuibles a la plataforma. En el ejemplo superior, por el contrario, se preserva de manera incompleta una plataforma de barra.

Capas arenoso-arcillosas

Existen en este sector dos tipos claramente distintos:

Tipo 1. Aparecen en las proximidades de los canales de gran envergadura y se presentan en transición gradual con unidades de acreción lateral de complejos de supraplataforma de barra. Son cuerpos tabulares de potencia en torno a 0.5 m, característicamente representados por una secuencia (a veces incompleta) Sh → Sr → Fl, con transición desde arena gruesa con *parting lineation*, a arena media y limo en la parte superior.

Se trata de las facies de llanura de inundación próxima al canal y en transición con los propios sedimentos de la barra de meandro (fig. 4.37).

Tipo 2. Son las facies arenoso-arcillosas más típicas del sistema longitudinal. Dominan los litotipos So y Fo que se disponen sin una organización secuencial clara. A veces se preserva el tipo Sr (fig. 4.38).

Son facies de llanura de inundación más alejada del canal que el tipo 1, y ocupada por una abundante vegetación, como demuestra la abundancia de huellas de raíces verticales.

Pequeños cinturones de grava

Son cuerpos de geometría asimétrica, potencia que raramente supera 1.5 m y extensión lateral de 4-6 m (a veces alcanzan hasta 20-25). Están integrados por el litotipo Gla, con clastos de tamaño máximo 3-5 cm, y que evoluciona verticalmente con una secuencia positiva al tipo Fo. La base es erosiva y el techo presenta una geometría típica de sucesión de estructuras *scroll* y *swale* (fig. 4.38).

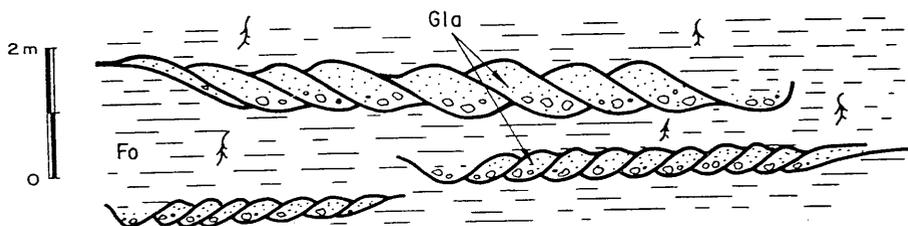


Figura 4.38. Pequeños cinturones de grava en el sistema longitudinal.

Aparecen intercalados entre los sedimentos finos de llanura de inundación.

Se interpretan como el resultado de la actuación de pequeños canales de alta sinuosidad que transcurren por la llanura de inundación, originando con su actividad un cuerpo gravoso-arenosos de tipo "canal cinturón" (*channel belt*, Friend, 1983).

4.5.3.1.3. Sector 3

Se describen ahora las características de un sector situado en posición más distal, en la zona donde los sedimentos fluviales se interdigitan con materiales de origen lacustre. Se diferencian cinco elementos arquitecturales de orden 2 en los materiales considerados de origen fluvial.

Capas arcilloso-arenosas

Esencialmente son similares a las descritas en el sector 2. Cabe añadir que aquí domina el tamaño de grano lutita (facies Fo) y que alcanzan potencias mucho más importantes (están en mayor proporción respecto a las facies canalizadas).

Pequeños canales acintados

Se diferencian de los cinturones de grava del sector 2 esencialmente en que domina claramente el tamaño de grano arena (facies Sla y Sr) y en que la relación anchura/altura de los cinturones arenosos es más baja, hasta el punto de que pueden clasificarse como cuerpos acintados (*ribbon, sensu Friend et al., 1979*).

Lentejones carbonatados

Se trata de elementos de base convexa hacia abajo y techo plano, con potencias máximas en la zona central entre 20 y 40 cm y extensión lateral más frecuente de 10-15 m.

Desde el punto de vista de litofacies simples se componen de los tipos M , Mr y C.

Aparecen intercalados dentro de las capas arcilloso-arenosas y se interpretan como pequeños encharcamientos en un ambiente de llanura de inundación muy distal (llanura lutítica).

Grandes canales multiconstruidos

Son cuerpos de base bruscamente erosiva y techo plano. La potencia máxima en la zona central oscila entre 5 y 8 m y la anchura entre 15 y 20 m. La base a veces coincide con superficies de fallamiento sinsedimentario.

Aparecen típicamente encajados sobre sedimentos de claro origen palustre o lacustre (fig. 4.39).

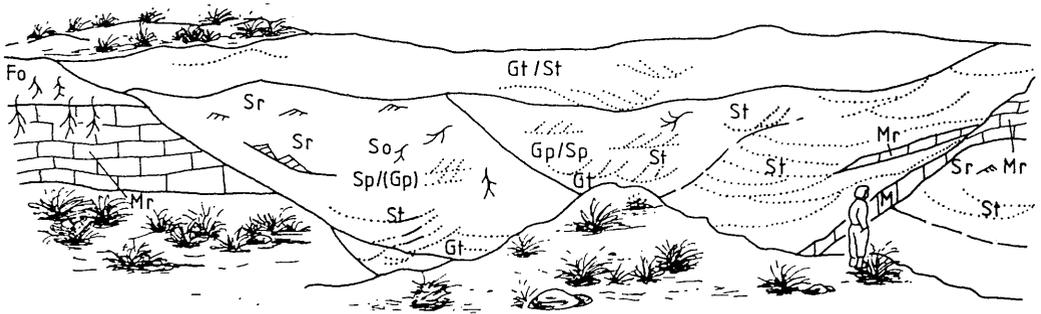


Figura 4.39. Grandes canales multiconstruidos en el sistema longitudinal.

Dentro de su relleno se reconocen diversas cicatrices erosivas y fallas sinsedimentarias. Dominan los litotipos arenosos (los clastos mayores no superan el tamaño *granule*). Se construyen por la superposición vertical de diversas secuencias de carácter positivo, donde dominan los litotipos St, Sr, Sp y So (fig. 4.39). Los clastos de mayor tamaño suelen corresponder a calizas lacustres destruidas. En la mayor parte de los casos (no en el ejemplo de la figura), la parte superior del elemento aparece cubierta también por una capa de sedimento carbonatado lacustre.

El origen de la cicatriz erosiva de la base se interpreta como debido a un descenso brusco en el nivel del lago, probablemente por causas tectónicas, que permite un

encajamiento de la red fluvial como respuesta al nuevo nivel de base. Un progresivo ascenso en el nivel del lago condiciona el relleno vertical del cañón recién excavado por facies fluviales, cañón que momentáneamente podría quedar invadido por aguas quietas, con lo cual en las paredes se puede dar precipitación de carbonatos (horizontes de M y Mr intracanal de la figura 4.39). La carga que representa el sedimento arenoso acumulado empapado en agua y la columna de agua, ejercen una presión que provoca la aparición de pequeñas fallas que acentúan la geometría del fondo del canal, al tiempo que contribuyen a la subsidencia de los paquetes arenosos, facilitando la acreción vertical. En la mayor parte de los casos, el final de la sedimentación fluvial en el canal está condicionado por la invasión del ambiente lacustre, como culminación del paulatino ascenso del nivel del lago.

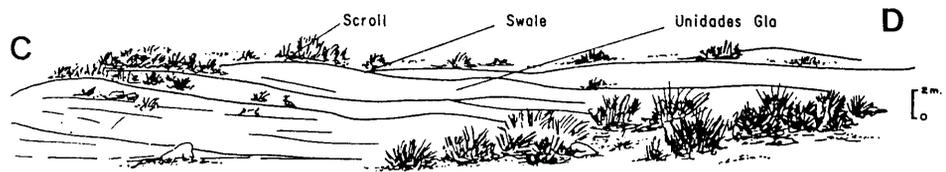
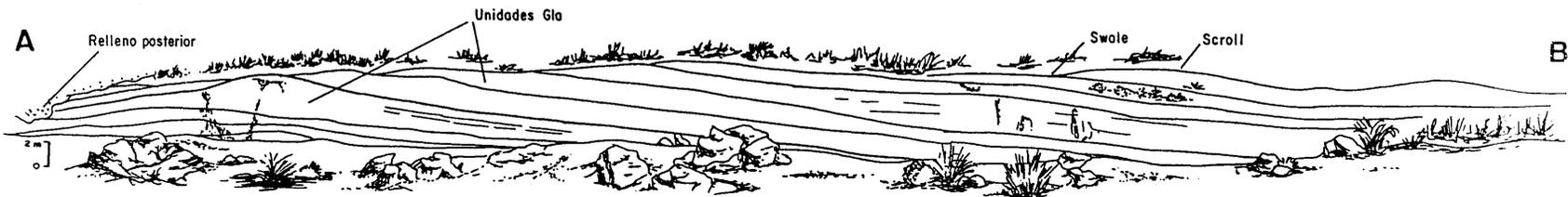
Este tipo de elementos arquitecturales van a ser considerados en el modelo sedimentario como el cuerpo canaliforme característico del sistema longitudinal distal en situación de nivel de base inestable.

Grandes complejos de *point bar* distal

Son cuerpos de unos 3-4 m de altura, longitud máxima de 100-125 m y extensión lateral mínima (según una sección perpendicular al canal) de 30-40 m (fig. 4.40). Se instalan sobre un substrato constituido por calizas de claro origen lacustre.

Se trata de extensas estructuras de acreción lateral, uno de cuyos rasgos más característicos es que la práctica totalidad de los clastos son restos de crecimientos tobáceos y oncolitos (a veces destruidos) nucleados sobre clastos de calizas lacustres, y que pasan, por tanto, a constituir litofacies Gla.

Cada unidad de acreción lateral (que tienen un espesor máximo en la zona central entre 0.5 y 1.5 m) alberga clastos carbonatados de tamaños variables entre 1cm y 15-20 cm, que presentan una gran desorganización en cuanto a tamaños. La causa de esta desorganización y de la no aparición de una gradación progresiva de descenso de tamaño de clastos a lo largo de una unidad *epsilon*, se debe a la enorme variedad de densidades que pueden presentar los clastos, debido a la naturaleza que presentan de encostramientos carbonatados, con porcentaje de poros y espacios abiertos muy variable.



Reconstrucción

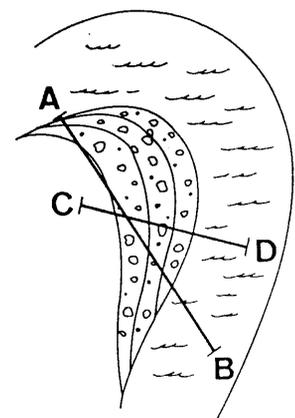


Figura 4.40. Grandes complejos de *point bar*. Sistema longitudinal distal. Rambla Becerra.

Cada unidad *epsilon*, en muchos de los casos viene separada de la siguiente por un encostramiento carbonatado irregular, de espesor normalmente inferior a 1 cm, que corresponde probablemente a crecimientos estromatolíticos de agua dulce, originados por el desarrollo de algas verde-azuladas.

Hacia la parte más baja del elemento y especialmente visible en secciones aproximadamente perpendiculares a la orientación del canal, se aprecia una intercalación entre sucesivas unidades *epsilon* de sedimento margoso y carbonoso (facies M y C) (fig. 4.41).

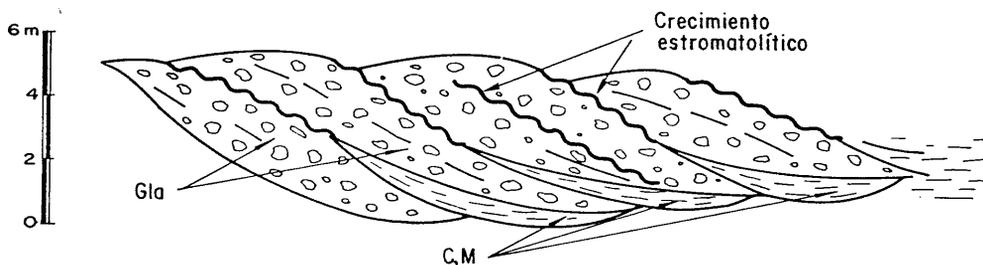


Figura 4.41. Litofacies y particularidades de los complejos de *point bar* del sistema longitudinal distal. Rambla Becerra.

La existencia de crecimientos oncolíticos y estromatolíticos asociados a corrientes fluviales ha sido descrita en numerosos ejemplos actuales y fósiles (Glazek, 1965, McGannon, 1975, Ordoñez y García del Cura, 1977, 1983, Braithwaite, 1979, Anadón y Zamarreño, 1981, Ordoñez *et al.*, 1982).

El conjunto que aquí se describe se interpreta como originado por un canal meandriforme de 30-40 m de anchura y 3-4 m de profundidad en el que alternan dos situaciones distintas, cuya periodicidad probablemente sea de carácter estacional:

Situación A. Corresponde al desarrollo de estructuras tobáceas sobre la vegetación y encostramientos estromatolíticos sobre los clastos y superficie límite del canal (en este caso sobre la superficie de la última unidad de acreción lateral de la barra), especialmente en la parte alta, donde la columna de agua es menor y las condiciones de mayor luminosidad y menor contaminación por decantación de carga en suspensión son idóneas para el desarrollo de encostramientos por acción de algas verde-azules.

En partes más profundas (fondo del canal y partes bajas de la barra) domina la sedimentación margosa de arcillas ricas en materia orgánica.

Situación B. Corresponde a condiciones de mayor energía de la corriente, con desarrollo de procesos tractivos, excavación en el margen de erosión y retrabajamiento de las construcciones tobáceas y oncolíticas, que pasan a actuar a modo de clastos que se incorporan a la barra de meandro.

Según Ordoñez y García del Cura (1983), para el desarrollo de este tipo particular de facies fluviales se requieren unas condiciones geoquímicas muy específicas en el agua, que implican, entre otros factores, una proporción importante de carbonato y bicarbonato. En el ejemplo que aquí se describe, estas condiciones químicas estarían garantizadas si se considera que estos cuerpos se desarrollan sobre un substrato calizo lacustre, que es erosionado por los procesos fluviales.

Por contraposición al elemento anteriormente descrito, este elemento arquitectural de segundo orden pone de manifiesto la existencia de unas condiciones de equilibrio temporal entre la corriente fluvial y el lago en el que desemboca, con posterioridad a un proceso de descenso relativamente brusco del lago (instauración de ambientes fluviales sobre materiales calizos lacustres).

Los elementos arquitecturales descritos inducen claramente a situar este sector en las proximidades de la interdigitación del sistema longitudinal con los ambientes lacustres.

4.5.3.2. Elementos arquitecturales de orden superior

El único punto donde se dispone de una sección vertical completa que permite un análisis secuencial global corresponde a las explotaciones mineras del sector más meridional.

Los elementos arquitecturales de orden 2 nombrados como horizontes enrojecidos marcan el límite superior de secuencias que pueden ser de tercer orden. Aparecen con un espaciado vertical variable entre 8 y 20 m. Se trataría de elementos arquitecturales muy extensos, con morfología difícil de establecer en los afloramientos existentes. En algún ejemplo se advierte una tendencia en los horizontes enrojecidos a dibujar una morfología que sugiere que los cuerpos que limitan son de tipo lobular, si bien la extensión del afloramiento no permite confirmar esta hipótesis.

Dada la proximidad del área fuente, la posición paleogeográfica en la cuenca y las características sedimentológicas de los materiales en este sector, se puede suponer que se trata de elementos arquitecturales de tercer orden, controlados por la actividad tectónica y climática en esta parte del margen sur de la cuenca.

Hacia sectores más centrales de la cuenca, sin lugar a dudas, los procesos de cambio en el nivel del lago deben ser responsables de la aparición de secuencias y elementos arquitecturales de orden 3 (y probablemente 4), al igual que lo son de elementos de segundo orden. No existen, sin embargo afloramientos de condiciones apropiadas para determinar exactamente este efecto sobre los sedimentos del sistema longitudinal.

Una vez más, en el sector más proximal se reconocen cambios importantes en la dirección de paleocorrientes comparando puntos distantes a lo largo de la sucesión vertical. En los sedimentos más antiguos, se deduce proveniencia de aportes desde relieves más locales (característica en cierto modo algo más afín a la UTS 1), mientras que en los paquetes superiores el área fuente es claramente el macizo de Sierra Nevada. De este modo, cabe pensar que los elementos de tercer orden pueden estar agrupados en varios elementos arquitecturales de orden 4 en función de posibles cambios en el área de procedencia de los abanicos.

Las precauciones que se deben observar en la visita a estas explotaciones mineras dificultan por el momento un análisis más detallado para poder confirmar esta idea.

4.5.3.3. Modelo sedimentario

Según el análisis de elementos arquitecturales que se ha expuesto, se puede diferenciar, dentro del conjunto de sedimentos aluviales atribuidos al sistema longitudinal, un tramo proximal, caracterizado por el desarrollo de ambientes de tipo abanico aluvial. Estos abanicos estarían desarrollados a partir de accidentes tectónicos de orientación aproximada E-O, que marcan el límite de la cuenca. Uno de estos accidentes, probablemente el de mayor importancia para el desarrollo de estos abanicos, ha sido detectado en profundidad mediante técnicas gravimétricas por los técnicos de la Compañía Andaluza de Minas.

El tipo de facies dominantes, así como la escala de los elementos arquitecturales

indica que se trata de abanicos aluviales con desarrollo de áreas de abanico interno más extensas que en el caso de los abanicos correspondientes a los sistemas transversales.

Existe además una evolución muy rápida desde las facies de abanico aluvial a los sedimentos de ambiente fluvial en sentido estricto con características de sistema meandriforme. Esta evolución tan rápida en el estilo sedimentario es interpretada como la respuesta a una disminución brusca en la pendiente de la cuenca al alcanzarse el amplio y poco inclinado valle longitudinal que queda entre los aparatos de los sistemas transversales.

Así, en la mayor parte de su trazado, el sistema longitudinal muestra un buen desarrollo de estructuras de tipo barra de meandro (*point bars*) incluso desde posiciones relativamente proximales. Las dimensiones de los canales son mucho mayores que en el caso de los sistemas transversales. Se trata de canales de unos 25 m de anchura y 2-3 de profundidad en estado de máxima descarga y en sectores proximales. Hacia áreas más distales, donde el volumen de agua transportado sería más elevado por causa de los tributarios transversales, el canal longitudinal podría alcanzar, en estado de máxima descarga, una anchura de 35-40 m y profundidad de 3-4 m. A ambos lados de estos canales se desarrollan amplias áreas de llanura de inundación con mucha vegetación, como lo prueba la importante proporción de mantos arcilloso-arenosos con dominio de litofacies So y Fo.

Es destacable el hecho de que las estructuras de tipo plataforma de *point bar* inferior se desarrollan preferentemente en sectores proximales del sistema. Puigdefábregas y Van Vliet (1978) indican que este elemento aparece principalmente en sistemas de tamaño de grano grueso. Esta puede ser la razón en el caso de la Cuenca de Guadix, puesto que, aunque en ambientes distales existen estructuras de *point bar* de tamaño de grano grosero, la litología de los clastos condiciona que sean sedimentos de muy baja densidad, con lo cual son arrastrados como si se tratase de detritos finos más típicos. Así, en cierto modo, el sistema longitudinal podría corresponder en tramos no distales al tipo 5 de río meandriforme de Jackson (1978), caracterizado por un buen desarrollo de *riffles* de grava, controlado por la existencia de un tamaño de grano grosero.

La sinuosidad de los canales es un parámetro difícil de calcular con exactitud con los datos de que se dispone. Los diagramas de paleocorrientes (fig. 4.4) muestran una mayor dispersión a lo largo de la traza de este sistema, que debe ser indicativa de una sinuosidad más elevada que en los sistemas transversales. Sin embargo, hay que considerar que, según se describe en la literatura, existen ejemplos abundantes de corrientes meandriformes que desarrollan estructuras de *point bar* y presentan sinuosidad no muy elevada, especialmente cuando se trata de ambientes de tamaños de grano groseros, como es el caso que se analiza.

Así, Arche (1983) muestra el desarrollo de estructuras de *point bar* en un sistema de sinuosidad 1.31 (el valor crítico de sinuosidad para establecer el límite entre corrientes de alta y baja sinuosidad se sitúa en 1.5). McGowen y Garner (1970), por su parte, describen los *point bars* de los ríos Amite y Colorado, con sinuosidad de 1.5-1.75 y 1.4-1.7 respectivamente. Para estos autores, el carácter meandriforme de estos ríos está determinado por la abundante cobertera vegetal en la llanura de inundación, que en caso de no existir, permitiría el desarrollo de sistemas de tipo trenzado. La existencia de abundantes huellas de raíces en los sedimentos de llanura de inundación del sistema longitudinal de la Cuenca de Guadix, hace pensar en que la vegetación pudiese actuar como factor concomitante a la pendiente en el control del estilo sedimentario en este sistema troncal.

Las diferentes posibilidades de configuración paleogeográfica de la cuenca (varios lagos unidos por un drenaje longitudinal interrumpido, un solo lago con dimensiones muy variables dentro de la Cuenca de Guadix, o no existencia de lago en la Cuenca de Guadix y nivel de base localizado en el lago del sector de Baza), que con toda seguridad alternaron a lo largo de la historia sedimentaria de la depresión, debieron implicar importantes variaciones en la longitud del drenaje longitudinal, con las consecuentes transformaciones en el estilo sedimentario.

Así, en situaciones de nivel de base relativamente bajo (por ejemplo, situado en el sector de Baza) es lógico pensar en una transformación hacia un sistema más parecido al estilo trenzado. Hay que tener en cuenta, sin embargo que en estos momentos de nivel de base bajo, la cuenca, al igual que sucede en la actualidad, estaría dominada por procesos erosivos, que destruirían los propios sedimentos de los sistemas fluviales actuantes en ese momento.

De este modo, la idea de un sistema longitudinal de carácter meandriforme no es sino una simplificación, en el sentido de que este tipo de facies son las que principalmente se han preservado en el registro sedimentario de la cuenca.

Se han encontrado diversos elementos arquitecturales en los distintos sistemas sedimentarios analizados, cuyo origen implica la existencia de procesos continuados de ascenso del nivel de base lacustre. El inmediato efecto que cabría esperar sobre la arquitectura de facies en el sistema longitudinal sería el de un apilamiento vertical de sedimentos de canal tendiendo a desarrollar un patrón que podría calificarse de anastomosado. Sin embargo, este tipo de arquitectura no se reconoce. En mi opinión existen dos razones muy probables.

- El ascenso del nivel lacustre está determinado en gran parte, como ya se ha comentado, por el desarrollo de los aparatos sedimentarios de los sistemas transversales. De este modo, a la vez que el nivel de base asciende, el propio desarrollo de alguno de los sistemas transversales induce al sistema axial de la cuenca a desplazarse lateralmente, impidiendo el apilamiento vertical de las facies de canal.
- La otra razón concomitante debe buscarse en la circunstancia de que el lago está situado sobre un valle muy poco pendiente. Así, un mínimo efecto de ascenso del nivel lacustre provocaría un fenómeno de ingresión muy importante que impediría el apilamiento vertical de facies fluviales en amplios sectores de la cuenca, que pasan a ser lacustres.

Algunas ideas han sido ya expuestas sobre las posibilidades de evolución distal del sistema longitudinal. Una situación consistiría en el drenaje hacia el sector de Baza, sin que en el área correspondiente al sector de Guadix existiese un lago, y otra sería la de uno o varios lagos conectados por el sistema longitudinal en el sector de Guadix (Formación Gorafe-Huélago), independientemente de que se diese o no conexión final con el lago de Baza.

Considerando que el lago del sector de Guadix ocupa el amplio y poco pendiente valle, por el que transcurre el sistema longitudinal, se debe pensar en un sistema lacustre en muchos momentos muy somero y en el que variaciones de unos pocos metros en el nivel del agua, provocarían, como se ha indicado, expansiones y retracciones de escala kilométrica a lo largo del valle axial. Así, la región más distal de la cuenca quedaría en determinados momentos con una delgada lámina de agua, que por evaporación podría conducir a la precipitación de evaporitas. Se estaría por tanto ante una tercera situación, de algún modo intermedia entre las dos anteriormente descritas, en la que el sistema longitudinal evolucionaría distalmente a un ambiente de tipo *sabkha* continental o *playa-lake*¹ (Kendall, 1984).

Así, los conjuntos diferenciados en cartografía como 2l (alternancia centimétrica o milimétrica de lutitas rojas y blancas con laminación ondulada e intercalaciones de gravas, arenas, carbonatos y evaporitas) y 2y (paquetes donde dominan los yesos) se interpretan como los sedimentos originados en un ambiente de tipo *playa-lake*, desarrollado temporalmente en la región más distal y topográficamente más deprimida de la cuenca. Aparecen en el sector septentrional del área, interdigitados con los sedimentos arenosos del

¹ Playa se entiende en el sentido anglosajón del término.

sistema fluvial longitudinal (2a en cartografía).

La estrecha relación genética existente entre el sistema fluvial longitudinal y los conjuntos de origen lacustre, implica la aparición de una serie de rasgos particulares en los sedimentos lacustres. Remito al lector al apartado 3.6.3., donde se concretan estos rasgos. Mayor información sobre las características sedimentarias de los materiales lacustres se puede encontrar en Arribas *et al.* (1988)

4.5.4. SISTEMA TRANSVERSAL SUBBÉTICO

Corresponde ahora el análisis sedimentológico a los materiales asociados al desmantelamiento del substrato situado al O y NO de la cuenca, donde afloran fundamentalmente relieves correspondientes a la zona Subbética.

Se va a tomar como ejemplo un conjunto de sedimentos conocidos como Conglomerado de Villanueva (Fernández y Soria, 1988) o Complejo de Villanueva (Fernández *et al.*, 1989a y b). El nombre lo toma del pueblo de Villanueva de las Torres, núcleo urbano más importante que aparece en las inmediaciones y situado en el sector septentrional del área de estudio (fig. 1.1).

El llevar a cabo el análisis sobre este conjunto en concreto presenta un interés especial en un doble sentido:

- El conjunto aluvial conecta en sus partes medias con dos ambientes sedimentarios de características netamente diferentes (llanura lutítica y lago en sentido estricto). Esta dualidad en la evolución distal del sistema va a permitir conocer un mayor número de posibilidades en cuanto a arquitectura estratigráfica del conjunto aluvial.
- El área donde se analiza este sistema se encuentra aproximadamente sobre la misma transversal de la cuenca que la sección del Arroyo de Gor, utilizada como base para el estudio del sistema transversal bético. De esta manera, va a ser posible analizar de un modo más objetivo la relación existente entre la dinámica evolutiva de los cuerpos sedimentarios desarrollados en ambos márgenes de la cuenca, información de valor inestimable para el análisis global de cuenca.

TABLA 4.6.- Elementos arquitecturales de segundo orden en el sistema transversal subbético de la UTS 2.

SECTOR	DEFINICION ELTO. 2º ORDEN	GEOMETRIA Y DIMENSIONES	LITOFACIES Y ORG. SECUENCIAL INTERNA	% EN SECTOR	INTERPRETACION
1 ABANICO APICAL SUBAEREO	Acumulaciones caóticas de bloques	Pseudotabular 3 - 5 m potencia	Gms → (Gos) ø 30 cm → 1.5 m	50	Debris flow cohesivos (± lavado de matriz)
	Paquetes tabulares de gravas	Tabular 1 - 3 m potencia m - Dm extensión lateral	Gmm → (Gi) ø boulder	25	Stream flows proximales en zonas de pendiente elevada
	Paquetes tabulares de gravas masivas	Pseudotabular 2 - 3 m potencia Dm extensión lateral	[Gms/Gmm] → (Gos)	25	Debris flow con distintos grados de cohesiv. (± lavado de matriz)
2 ABANICO PROXIMAL (menos que el sector 1) SUBAEREO	Lóbulos de flujos masivos	Lenticular plano-convexa 3 - 4 m potencia 10 - 15 m extensión lateral	[Gmm/Gms] → (Fr) o (Gos) Secuencias CU, CU → FU, FU → CU (secs. 1º orden CU)	40	Debris flow con distintos grados de cohesividad (± lavado de matriz)
	Rellenos interlobulares	Lentic. biconvexa o convexo-plana 3 - 4 m potencia 10 - 15 m extensión lateral	[Gmm/Gms] → (Fr) o (Gos) Secuencias CU, CU → FU, FU → CU (secs. 1º orde CU)	30	Relleno debris flow interlobular
	Masas caóticas con grandes bloques	Base irregular erosiva, techo ligeramente irregular ~ 2 m potencia	Gmm/Gms	15	Slumps y ruditas intraformacionales
	Capas arenoso-arcillosas	Tabular 10 - 50 - 100 cm potencia	[Sm/FI] → [Fr/Sm]	15	Depósitos interlóbulo

3 ABANICO DELTAICO conectado con (3A) llanura lútfica eventualmente emergida (3B) lago permanente	COMUNES A TODO EL SECTOR	Canales en V con alas de desbordamiento	V escalonada 1 - 3 m potencia 2 - 5 m extensión lateral	Gmm/Gmh Secuencias Cu en alas y canales (menos claras en parte proximal)	3A 20	3B 15	Canal en contexto transgresivo
		Cuerpos tabulares	Pseudotabular (techo ligeram. convexo y base local. irregular) (Secc. triangular en zona distal) 3 - 5 m potencia Hm extensión lateral	[Gmh/Gmm] → (Gos) Secuencias CU (FU)	30	25	Pequeños deltas
		Lentes plano-convexas	Lenticular plano-convexa 15 - 50 cm potencia 5 - 20 m extensión lateral	Gmm Secuencia CU	10	10	Depósitos de desbordamiento (levees)
		Láminas de arenas y microgravas	Laminar 5 - 20 cm potencia Hm extensión lateral	Gmh, Sh Sr (en zona 3 B)	10	20	Depósitos de desbordamiento (levees)
	Excl. 3A	Paquetes lútficos	Tabular m potencia Hm extensión lateral	Fl → Fr	30	-	Llanura lútfica con alternancia subaérea-subacuosa
	Excl. 3B	Paquetes margosos	Tabular 50 - 200 cm potencia Km extensión lateral	M, Mr Gasterópodos, caráceas	-	30	Sedimentación lacustre autóctona
4 AREA LACUSTRE con escasa contam. detrítica	Paquetes margosos	Tabular 1 - 4 m potencia Km extensión lateral	M, Mr Gasterópodos, caráceas	80		Sedimentación lacustre autóctona	
	Niveles de precipitación química	Tabular cm potencia → m potencia → Hm extensión lateral	Calizas micríticas evaporitas	10		Sedimentación lacustre autóctona	
	Niveles arenosos	Laminar cm potencia Dm - Hm extensión lateral	Sr, Sm	10		Sedimentación lacustre detrítica	

Puesto que se da la circunstancia de la conexión de los cuerpos sedimentarios aluviales con ambientes de modo genérico lacustres, merece ser hecha la aclaración de que en este trabajo, no se ha realizado un estudio del ambiente lacustre desde el punto de vista de sus condiciones físico-químicas, sino que este ha sido esencialmente considerado como el medio físico en el que penetra el cuerpo aluvial.

4.5.4.1. Elementos arquitecturales de orden 2

Siguiendo la misma metodología que en casos anteriores, se ha dividido el conjunto sedimentario en un total de cuatro sectores, que geográficamente se relacionan como se muestra en la figura 4.42. Las principales características de los distintos elementos arquitecturales de orden 2 se exponen en la tabla 4.6.

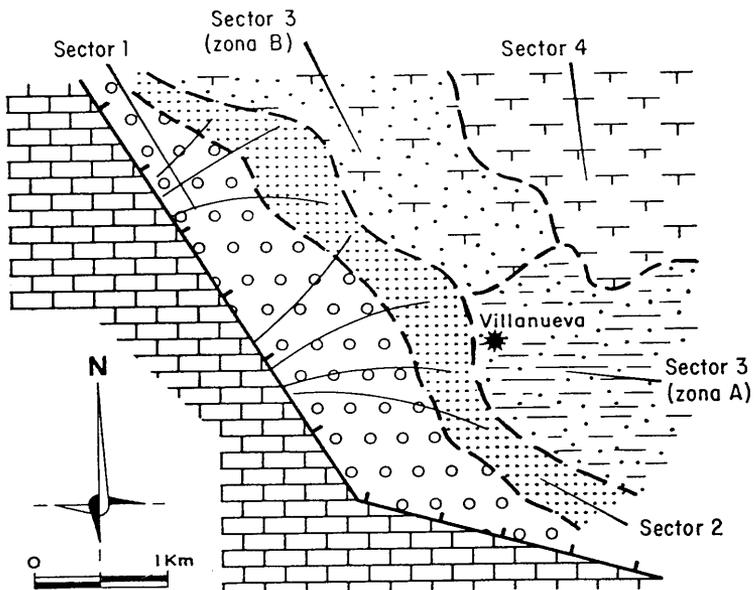


Figura 4.42. Sectores diferenciados en el sistema transversal subbético.

4.5.4.1.1. Sector 1

Corresponde a las facies de abanico apical subaéreo, dentro del cual se definen tres elementos de segundo orden.

Acumulaciones caóticas de bloques

Son cuerpos de techo y base aproximadamente planos, con lo cual su geometría puede ser calificada como pseudotabular. La potencia presenta valores en torno a 3 - 5 m e incluso mayores.

Desde el punto de vista de litofacies simples, aparece el tipo Gms muy desorganizado, con tamaño de clastos entre 30 cm y 1.5 m. A veces, a techo de las secuencias el litotipo es el Gos.

Se trata de *debris flows* cohesivos entre los que eventualmente se suceden episodios de aguas claras que eliminan parcialmente la matriz del techo de las secuencias (facies Gos).

Paquetes tabulares de gravas

Son cuerpos de geometría tabular, potencia entre 1 y 3 m y extensión lateral de escala métrica a decamétrica.

El litotipo representado corresponde a Gmm, con clastos de tamaño *boulder*. A techo de algunas secuencias se reconocen estructuras de tipo *transverse clast dams* (Gi). Se interpretan como depósitos de aguas claras en zonas proximales, con pendientes del lecho elevadas.

Paquetes tabulares de gravas masivas

Son cuerpos de 2-3 m de potencia y extensión lateral decamétrica, lo que les confiere una geometría pseudotabular.

Alternan las texturas clasto-soportadas y matriz-soportadas (litotipos Gms y Gmm). A techo de los elementos a veces se concentran los clastos de gran tamaño, y al igual que en los casos anteriores, la matriz puede ser ausente por efecto de lavado previo a la consolidación del sedimento (Gos).

Este elemento arquitectural de segundo orden se interpreta como el resultado de procesos de *debris flows* con distintos grados de cohesividad.

4.5.4.1.2. Sector 2

Corresponde al sector situado en una posición inmediatamente más distal que el anterior (fig. 4.43). El análisis de facies y elementos arquitecturales no permite sin embargo atribuirlo al abanico medio, sino que se trata de un ambiente de abanico proximal, algo más evolucionado que el anterior y todavía desarrollado en condiciones subaéreas.

A continuación se muestran por orden de abundancia los elementos arquitecturales de segundo orden.

Lóbulos de flujos masivos

Este elemento corresponde a cuerpos de geometría lenticular, con base plana y techo convexo hacia arriba, espesor en torno a 3-4 m, anchura 10-15 m y longitud de escala hectométrica.

Desde el punto de vista de la organización secuencial interna, aparecen secuencias de segundo orden CU, CU que evolucionan a FU, y también FU que evolucionan a CU (fig. 4.43A).

La sucesión CU → FU se debe al efecto de cizallamiento en la base del cuerpo masivo con un substrato consolidado, y que condiciona la aparición de una porción basal de la secuencia con carácter CU.

En las secuencias FU → CU, se piensa que el intervalo intermedio corresponde a una fase de menor turbulencia de flujo (Nemec y Steel, 1984).

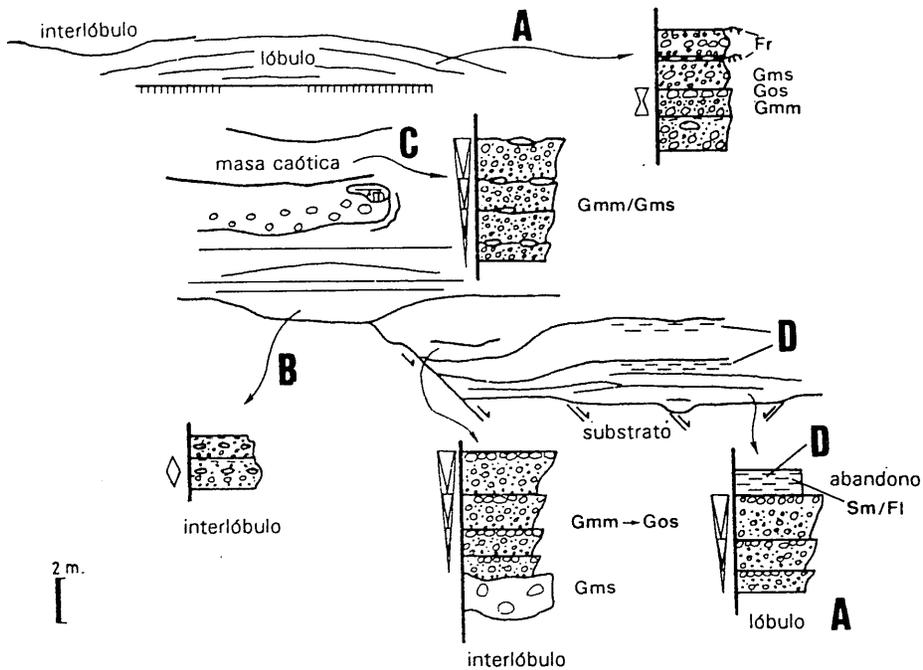


Figura 4.43. Elementos arquitecturales de orden 2 y secuencias asociadas en el sector 2 del sistema transversal subbético.

A veces se reconocen dentro de los elementos de orden 2, secuencias elementales de orden 1 y carácter CU (fig. 4.43).

Los litotipos más representados corresponden a Gmm y Gms que a veces en la parte superior han sufrido lavado de matriz (Gos). Algunas secuencias terminan con una capa de 10-30 cm de arcilla roja con evidencias de desarrollo edáfico (Fr).

Este elemento se interpreta como el resultado de procesos de *debris flows* de viscosidades muy distintas.

Rellenos interlobulares

Se conocen con este nombre a cuerpos de dimensiones similares al elemento que se acaba de describir, aunque la base, no erosiva, es convexa hacia abajo y el techo plano o ligeramente convexo hacia arriba.

La organización secuencial interna y los litotipos que construyen este elemento son los mismos que en el caso anterior, por lo que se interpretan como rellenos del mismo tipo en los espacios interlobulares (fig. 4.43B).

Masas caóticas con grandes bloques

Son elementos de base irregular y erosiva, que típicamente trituran y deforman los depósitos infrayacentes. La potencia que presentan se sitúa en torno a 2 m, siendo el techo ligeramente irregular.

Los litotipos más aproximados son Gmm y Gms que aparecen bien con una gran desorganización interna o bien organizados en una secuencia negativa de segundo orden, compuesta por sucesivas secuencias de primer orden, también negativas (fig. 4.43C).

Se interpreta el elemento como el depósito de *slumps* y ruditas intraformacionales en condiciones de pendiente inestable creadas como consecuencia de los procesos que se indican en sucesivos apartados.

Capas arenoso-arcillosas

Se trata de elementos de geometría tabular con gran extensión lateral y potencias variables entre unos 10 cm y 1 m.

La secuencia más típica se compone de una parte de color gris a la base, compuesta por litofacies Sm y/o Fl y a la que se superpone un paquete de tono rojizo que a veces muestra huellas de tipo edáfico (facies Fr y Sm).

Se trata de la sedimentación fina interlobular (fig. 4.43D).

4.5.4.1.3. Sector 3

Como se muestra en la figura 4.42, pueden diferenciarse dos zonas, identificadas en parte por la existencia de determinados elementos arquitecturales de segundo orden que aparecen exclusivamente en cada zona.

ELEMENTOS COMUNES A TODO EL SECTOR

Canales en forma de V con alas de desbordamiento

Este elemento, que aparecía también en el sistema transversal bético, aunque mucho más raramente, presenta una morfología de V escalonada con un desarrollo de cuerpos conglomeráticos laminares o planoconvexos hacia arriba a ambos lados, cada vez más extensos hacia arriba (fig. 4.44). Esta particular geometría aparece acentuada por pequeñas fallas sinsedimentarias. Las dimensiones más características de este elemento se sitúan en el rango de 1-3 m de potencia y 2-5 m de anchura, siendo más incisivos hacia la parte más proximal del sector, donde llegan a alcanzar una altura de 5-6 m. En esta zona, se reconoce un intervalo inferior más grande sin desarrollo de alas.

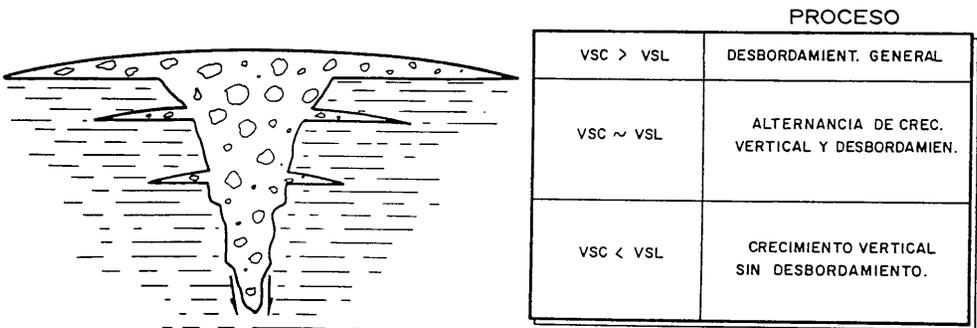


Figura 4.44. Génesis del elemento "canales en V con alas de desbordamiento". Vsc, velocidad de sedimentación en el canal. Vsl, velocidad de sedimentación en la llanura lútica.

Desde el punto de vista de litofacies simples, están integrados por los tipos Gmm y

Gmh. La organización secuencial más característica es de tipo CU. También aparecen secuencias CU de primer orden en las prolongaciones que se desarrollan a ambos lados. Una vez más existe una remarcable diferencia entre las áreas proximal y distal de este sector, en el sentido de que en la primera, las características secuencias CU son menos evidentes y aparecen a veces intercalados en el relleno, clastos de tamaños muy importantes, que no encajan en absoluto en la evolución secuencial.

El inicio del desarrollo de estos cuerpos se interpreta como la respuesta al encajamiento de un canal como consecuencia de un descenso del nivel de base local (lacustre). Son canales con una tasa de agradación vertical muy importante, como consecuencia de una acumulación vertical muy rápida en la llanura lutítica sobre la que se desarrollan. Prueba de ello es la existencia de capas de sedimento fino que llegan a intercalarse en el cuerpo conglomerático. Cuando la situación es inversa, es decir el crecimiento en el canal es más importante que en la llanura, se desarrollan los lóbulos de desbordamiento que por su relación geométrica con el depósito canalizado han sido referidos aquí como alas. Lógicamente, se atraviesa una situación intermedia con desarrollo de alas poco extensas (fig. 4.44).

La importante acumulación vertical de facies groseras sobre un substrato lutítico empapado en agua puede suponer una carga que condicione la aparición de pequeñas fallas sinsedimentarias a la base de los cuerpos canaliformes.

La relación geométrica de estos cuerpos con otros elementos es tratada en 4.5.4.2.

Cuerpos tabulares

Son elementos de geometría pseudotabular, base irregular y techo plano o suavemente convexo. Su potencia oscila entre 3 y 5 m y su extensión es hectométrica. Se puede reconocer una diferencia geométrica también entre la parte proximal y distal del sector. En zonas más proximales, la geometría es más tabular y la base presenta una serie de irregularidades que corresponden a grandes *groove casts*. En la zona distal la geometría tiene una ligera tendencia a ser más triangular, puesto que la envolvente de la base tiene una forma de V (fig. 4.45B) muy abierta. En este último caso, la base es mucho más irregular en el sentido de que se reconocen canalizaciones más profundas y más anchas que en la parte ligeramente más proximal.

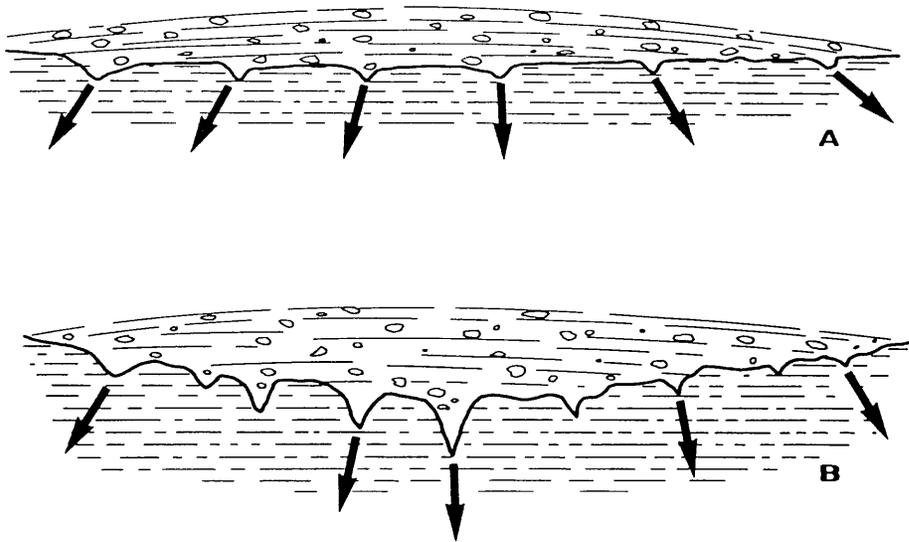


Figura 4.45. Cuerpos tabulares. Sistema transversal subbético. Sector 3. A.- Zona proximal. B.- Zona distal. Las flechas indican direcciones locales de paleocorriente (para escalas ver tabla 4.6).

La geometría interna en ambos casos es la de una serie de capas superpuestas convexas hacia arriba que conforman de modo global un dispositivo de tipo lobular.

Los litotipos característicos son Gmm y Gmh, que a veces presentan a techo un nivel de Gos. La secuencia de segundo orden es en la mayor parte de los casos de carácter CU y está integrada por secuencias de primer orden CU (más raramente FU), que corresponden a cada una de las fases de agradación vertical.

Se interpretan como pequeños deltas construidos al interceptar los canales del abanico aluvial el cuerpo de aguas quietas.

Lentes plano-convexas

Son elementos de base plana, techo convexo hacia arriba, potencias entre 15 y 50 cm y anchura variable de 5 a 20 m.

Típicamente aparecen intercalados entre los sedimentos finos (fig. 4.46), estando constituidos por facies Gmm que se organizan en una secuencia de segundo orden de carácter CU.

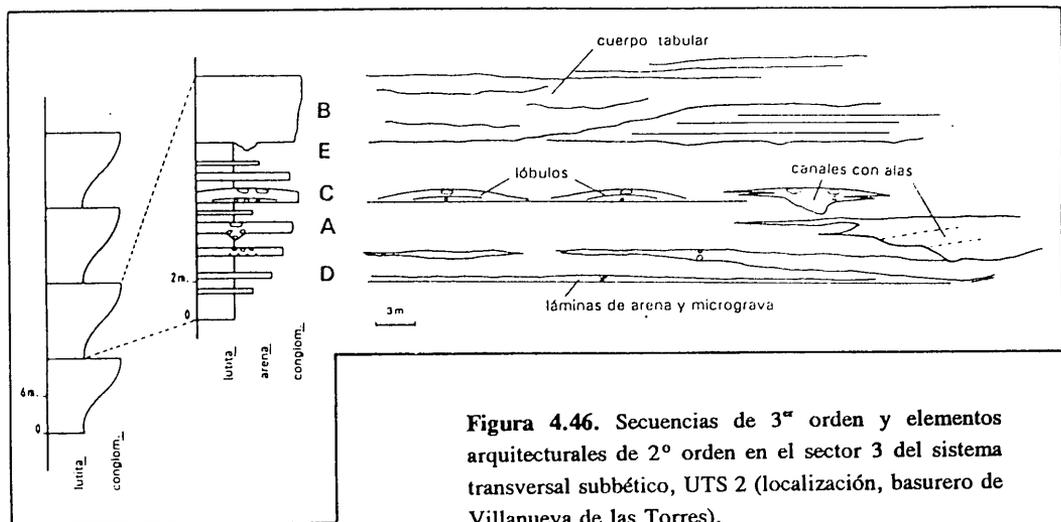


Figura 4.46. Secuencias de 3^{er} orden y elementos arquitecturales de 2^o orden en el sector 3 del sistema transversal subbético, UTS 2 (localización, basurero de Villanueva de las Torres).

Se interpretan como depósitos de desbordamiento de los canales, equivalentes a las alas, pero en casos en los que no se puede reconocer la conexión con el cuerpo canaliforme.

Láminas de arenas y microgravas

Son cuerpos de geometría laminar (base y techo aproximadamente planos) con potencias que oscilan entre 5 y 20 cm y extensión hectométrica (fig. 4.46D).

Desde el punto de vista de litofacies simples se aprecian diferencias según se trate de la zona A o B. En ambas zonas aparecen los litotipos Gmh y Sh, sin embargo, la existencia de arenas con laminación *ripple* de oscilación (Sr) es exclusiva de la zona B. En esta zona además es característica la bioturbación animal de tendencia vertical.

Se consideran amplios depósitos de desbordamiento, probablemente tipo alas de expansión.

ELEMENTO EXCLUSIVO DE LA ZONA A (sector 3)

Paquetes lutíficos

Son capas tabulares de espesor del orden métrico y gran continuidad lateral (fig. 4.46E).

Los litotipos simples representados son Fl y Fr en una típica secuencia Fl → Fr, que implica una evolución vertical de colores blanco → salmón → rojo.

Se interpretan como los depósitos propios de una llanura lutífica donde alternan períodos de exposición subaérea con períodos de desarrollo de una delgada lámina de agua.

ELEMENTO EXCLUSIVO DE LA ZONA B (sector 3)

Paquetes margosos

Presentan morfología tabular, son muy extensos, y su potencia es variable entre 50 cm y 2 m.

Los litotipos más adecuados son M y Mr, que incluyen gasterópodos de agua dulce y algas caráceas. La bioturbación de origen animal es abundante.

Este tipo de facies representa la sedimentación lacustre autóctona.

En definitiva, la zona A de este sector se considera la zona de entrada del abanico deltáico en una llanura lutífica eventualmente emergida, en tanto que la zona B, situada en una posición geográfica más septentrional y en definitiva más distal en la evolución general de la cuenca, es el área donde el cuerpo aluvial penetra directamente en un área permanentemente sumergida.

4.5.4.1.4. Sector 4

Se trata del área lacustre donde el cuerpo sedimentario aluvial no llega a prosperar (fig. 4.42). Los procesos dominantes son propios del ambiente lacustre. No obstante se pueden aportar algunos datos que contribuyen a completar una visión más general del modelo sedimentario.

Haciendo una subdivisión de poco detalle podrían diferenciarse tres conjuntos de materiales.

Paquetes margosos

Son similares a los descritos en el sector 3, aunque pueden alcanzar potencias muy importantes. Representan aquí el 80% de la sedimentación.

Niveles de precipitación química

Pueden diferenciarse dos conjuntos bien distintos.

El primero corresponde a niveles centimétricos de calizas micríticas con bioturbación animal de tendencia horizontal.

El segundo son paquetes de evaporitas de espesor métrico.

En ambos casos se trata de cuerpos tabulares de extensión hectométrica y se interpretan como depósitos lacustres autóctonos.

Niveles arenosos

Se tratan de paquetes de arenas sin estructura interna reconocible (Sm) o laminación tipo *ripple* de oscilación (Sr), que representan la escasa sedimentación lacustre de carácter detrítico.

4.5.4.2. Elementos arquitecturales de orden 3

El desarrollo de secuencias de tercer orden (correspondientes a elementos arquitecturales del mismo rango) es especialmente espectacular en el sector 3.

Desde el punto de vista estrictamente secuencial, considerando las capas conglomeráticas se trata de secuencias estratocrecientes hacia arriba de espesores variables entre 6 y 12 m (fig. 4.47, perfiles 2-VT-03 y 2-VT-04 y fig. 4.48, perfil 2-RM-03). Atendiendo al tamaño de los clastos mayores, la tendencia es a un crecimiento general hacia arriba. Se trata por consiguiente de secuencias *CTU* o de carácter negativo.

Analizando estos elementos con una perspectiva más espacial, destaca el hecho de que se da una transición prácticamente continua desde los elementos de segundo orden llamados canales en forma de V con alas de desbordamiento, hasta las capas tabulares (fig. 4.46). Se va a proponer por tanto un esquema genético global que permita interpretar el conjunto del elemento, así como las particularidades existentes entre las áreas proximal y distal de este sector concreto.

La secuencia se inicia con un descenso del nivel lacustre, fenómeno que se produce de modo bastante frecuente en la cuenca como ya se ha mostrado. Este descenso provoca una regresión en la línea de costa y encajamiento brusco en los canales del aparato sedimentario (fig. 4.49, T₁). Al mismo tiempo, el perfil anterior del abanico se hace inestable, y empieza a ser erosionado por su parte más distal.

El incremento de aporte de sedimentos al área lacustre como consecuencia de la erosión del propio abanico desencadena un progresivo ascenso del nivel lacustre que se irá ralentizando, al ocupar el lago un área más extensa.

El ascenso del nivel del lago es responsable de un crecimiento vertical importante de la llanura lutítica, que condiciona a los canales encajados a crecer muy rápidamente en la vertical. Así solo ocasionalmente desarrollarán alas de desbordamiento.

Al ir haciéndose más lento el proceso de ascenso del nivel lacustre e ir incrementándose por erosión remontante el área de drenaje local instaurada sobre los sedimentos recientes, se producen dos efectos:

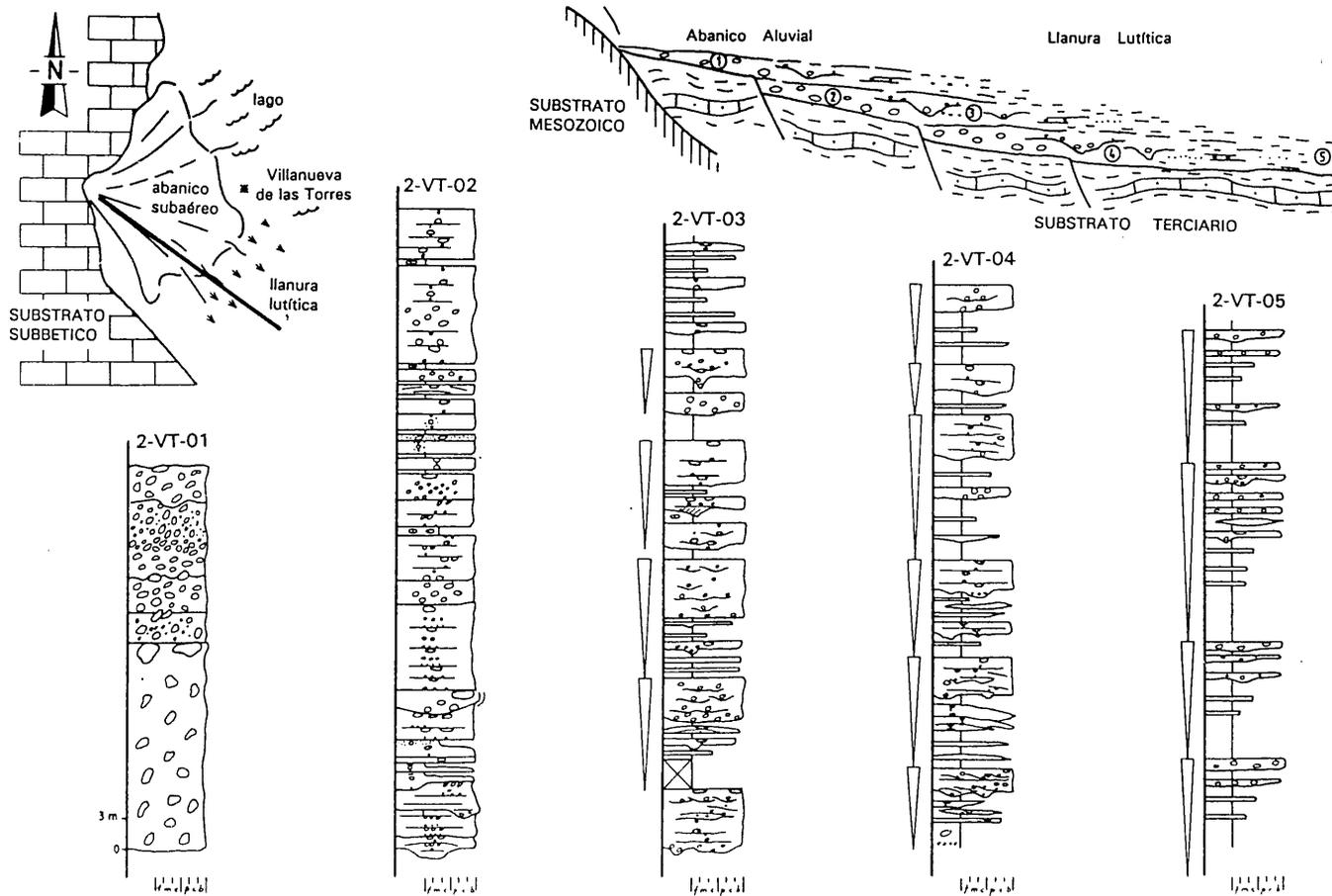


Figura 4.47. Columnas que representan la evolución de facies abanico subaéreo - llanura lutítica en el sistema transversal subbético.

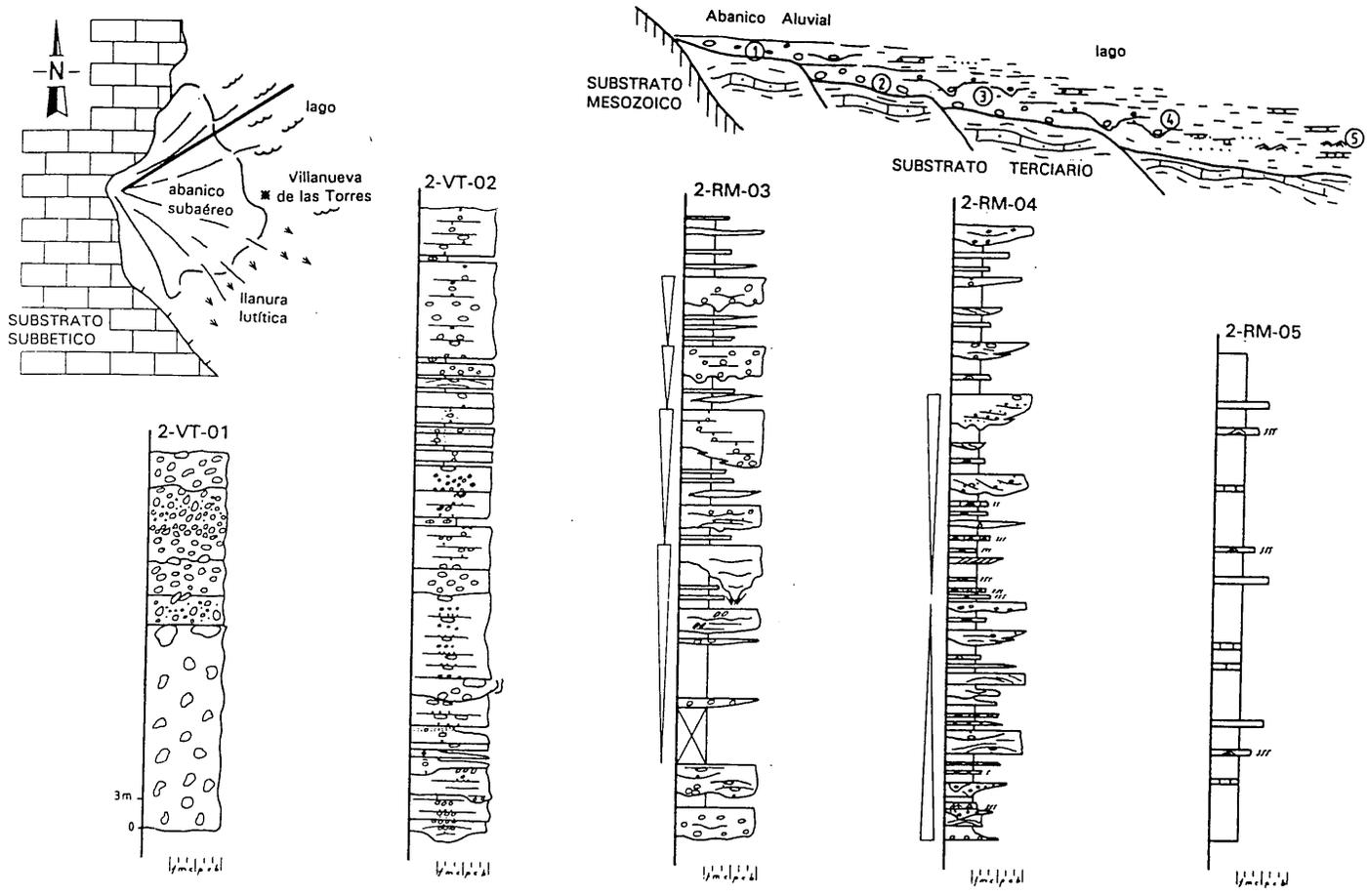


Figura 4.48. Columnas que representan la evolución de facies abanico subaéreo - ambiente lacustre en el sistema transversal subbético.

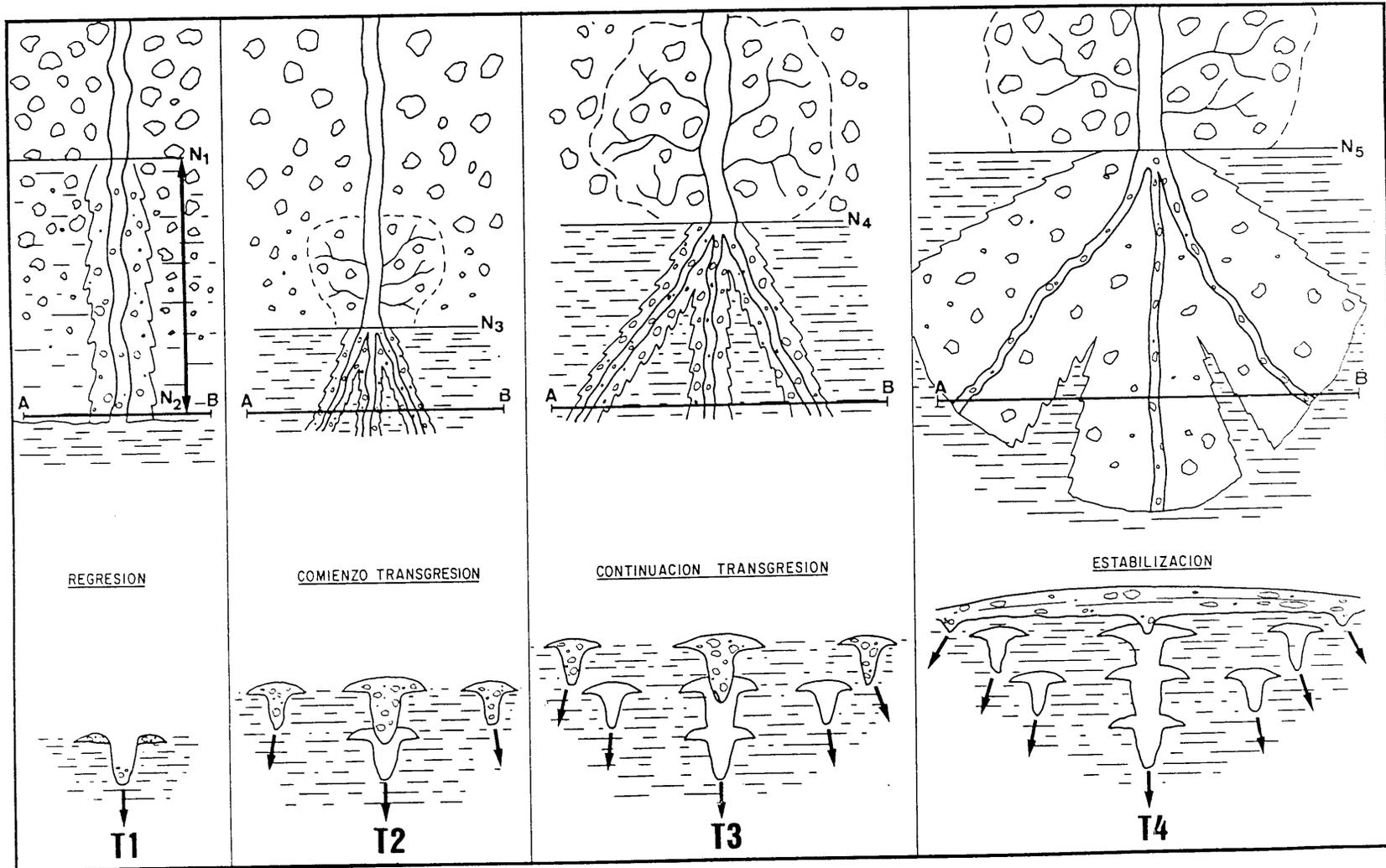


Figura 4.49. Modelo genético para los elementos arquitecturales de orden 3 en el sistema transversal subbético. $N_{1,2, \dots}$, posiciones del nivel lacustre. $T_{1,2, \dots}$, sucesivos momentos de la evolución.

- el crecimiento vertical de la llanura lutítica se hace más lento,
- el volumen de sedimentos que transporta cada canal es cada vez mayor.

Así, se darán con mayor facilidad fenómenos de desbordamiento, con desarrollo progresivo de alas más extensas (fig. 4.49, T_2 , T_3), al tiempo que al ascender en la secuencia, existirán aportes provenientes de un área más proximal del abanico, con lo cual el MTP (máximo tamaño de partícula) en la nueva secuencia podrá ser creciente hacia arriba.

Existe, sin embargo, un punto crítico en el que el ascenso del lago se detiene y será en el momento en que el nivel alcance la altura suficiente para superar la barrera de sedimentos que actúa a modo de "presa". A partir de este momento, el mismo efecto de entrada de sedimento que provocaba el ascenso, ahora solo condiciona el drenaje parcial del lago hacia el NE. Así, se produce una ligera progradación de los pequeños aparatos distributarios, con el desarrollo de cuerpos tabulares que reflejan la geometría interna de un pequeño delta progradante (fig. 4.49, T_4). Es además el momento en el que al área ocupada por el cuerpo de aguas quietas llega el volumen de sedimentos más grande (área de drenaje local más extensa), y los mayores tamaños de partículas.

Un nuevo descenso del lago desencadena el inicio de un nuevo proceso, con el encajamiento de los canales sobre los cuerpos tabulares formados.

Este proceso genético explica que en el sector 3 los cuerpos tabulares desarrollados en el momento del nivel lacustre más alto presenten una geometría más regular en el área más proximal (fig. 4.45), como combinación de dos efectos. Por un lado, allí existirá un crecimiento menor de la llanura lutítica, por una lámina de agua menor, al tiempo que la cantidad de aportes es mayor, por tratarse de un área más proximal en el pequeño sistema deposicional; así, por otro lado, el desbordamiento de los canales es un proceso más generalizado.

El encajamiento erosivo más profundo de los cuerpos en V también en el área más proximal del sector 3 (marcado por una mayor altura desde la base de los canales hasta el primer desarrollo de alas) es consecuencia también del nuevo perfil que se adquiere, que como muestra teóricamente la figura 4.50 será más profundo en un área más proximal.

En los sectores más proximales del abanico que son afectados por el retrabajamiento, son también frecuentes los procesos de *slumping* y caída de bloques desde las paredes del

pequeño valle por la inestabilidad de las nuevas pendientes creadas por la erosión. Así, es explicable también que en estos sectores aparezcan a veces grandes clastos intercalados en el relleno del canal y cuya situación no es fácilmente explicable en términos de procesos fluviales.

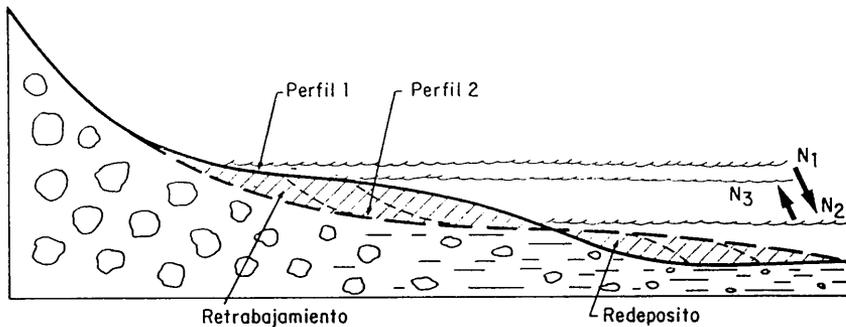


Figura 4.50. Procesos de retrabajamiento por descenso del nivel de base lacustre.

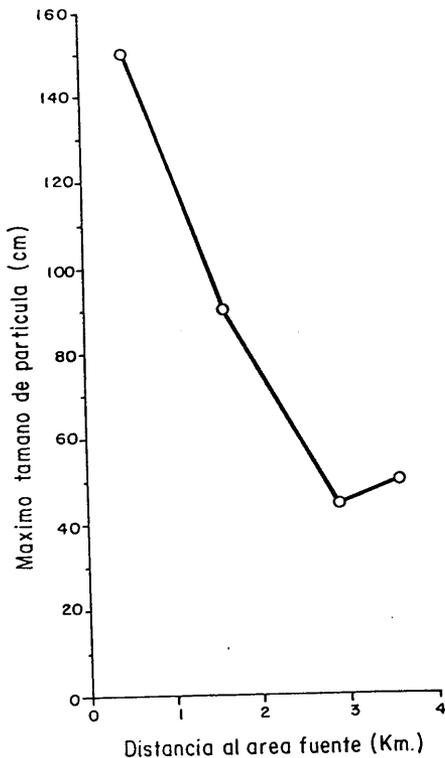


Figura 4.51. Evolución proximal-distal del tamaño máximo de partícula (MTP) en el sistema transversal subbético.

Por último, el mecanismo genético que se propone explicaría la existencia de rasgos propios de un proceso de reciclado en algunos clastos de gran tamaño, que presentan una superficie mucho menos redondeada que el resto, evidenciando un doble proceso de transporte. Igualmente, se explica porqué no existe un descenso progresivo de MTP más que en el área más proximal del abanico, donde no llegan a afectar los procesos de retrabajamiento. A partir de este punto, sin embargo, la distribución de tamaño de grano está condicionada por mecanismos sucesivos de reciclaje sobre sedimentos depositados previamente. De esta manera desaparece la posible tendencia original granodecreciente hacia zona más distal, al tiempo que en sectores muy alejados del área fuente pueden aparecer clastos de gran tamaño (fig. 4.51).

4.5.4.3. Elementos arquitecturales de orden 4

En los sedimentos correspondientes al sistema transversal subbético se han detectado rupturas de carácter local en diversos puntos a lo largo de toda la cuenca (por ejemplo, fig. 4.47, perfiles 2-VT-01 y 2-VT-03). Estas rupturas se interpretan como los límites entre secuencias o elementos arquitecturales de orden 4.

En el sector analizado con mayor grado de detalle, el elemento de orden 4 mejor expuesto, no presenta en la mayor parte de su extensión una tendencia secuencial interna definida. Sin embargo, en sectores intermedios (fig. 4.47 perfil 2-VT-03 y fig. 4.48 perfil 2-RM-03), se advierte una tendencia a la disminución de potencias en las secuencias *CTU* de orden 3.

Así, podría hablarse de una secuencia de cuarto orden de carácter positivo interpretable como el resultado de un pulso, probablemente tectónico, que va amortiguando su efecto de entrada de sedimento a la cuenca a medida que se desarrolla el elemento de orden 4, dentro del cual, aparecerían diversas secuencias de tercer orden y signo negativo, originadas por el complejo mecanismo que se ha descrito.

La aparición de un nuevo elemento de orden 4 supone sistemáticamente, en todos los ejemplos analizados del sistema transversal subbético la implantación de facies más distales sobre más proximales, esto es, una tendencia retrogradante en los aparatos aluviales asociados a este margen de la cuenca.

El contraste con la situación que se produce en el sistema transversal bético, donde sistemáticamente cada elemento de orden 4 supone una expansión hacia el centro de la

cuenca de los aparatos aluviales transversales, está relacionado con la descrita tendencia general de desplazamiento del eje de la cuenca hacia el margen de Zonas Externas (fig. 3.14).

4.5.4.4. Modelo sedimentario

El modelo sedimentario cuyas características particulares se han expuesto, corresponde a un sector concreto donde el sistema aluvial transversal subbético conecta con ambientes lacustres. Aunque esta va a ser una situación muy frecuente, existen áreas donde no se da esta evolución distal (ver cartografía).

Las principales características han sido ya expuestas. Se trata de un complejo del tipo abanico deltáico lacustre (en el sentido de McPherson *et al.*, 1987), tal y como ya habían concluido Fernández y Soria (1988) y Fernández *et al.* (1989a y b).

El cuerpo aluvial conecta con un área lacustre muy somera en el sector meridional (llanura lutítica), y algo más profunda hacia sectores más septentrionales, y en definitiva más distales en el valle axial de la cuenca.

Las condiciones de afloramiento no permiten determinar con exactitud cuantos aparatos aluviales se desarrollaron a lo largo del margen subbético, pero existen datos para pensar que en el sector analizado en este capítulo existen al menos dos.

La proximidad del cuerpo lacustre al margen subbético es tal, que no permite el desarrollo de facies características de abanico medio, sino que la parte subaérea del complejo está ocupada esencialmente por lóbulos de acreción que responden a mecanismos de flujos de sedimentos por gravedad y, en el sector algo más distal, llegan a aparecer canales de escaso desarrollo. En cualquier caso, las facies subaéreas corresponden a un ambiente de abanico interno.

La conexión del cuerpo subaéreo con el de aguas quietas está jalonada por una serie de pequeños aparatos deltáicos que se superponen a la geometría general del cuerpo sedimentario.

Los efectos de descenso y ascenso del nivel lacustre, que también dejaban su impronta en los sistemas fluviales anteriormente descritos, van a tener, si cabe, una

importancia mayor en este sistema. Las condiciones de inestabilidad en los propios sedimentos del complejo, como consecuencia del descenso lacustre, van a condicionar la existencia de sucesivos procesos de retrabajamiento del sedimento y van a contribuir a la aparición de secuencias características, integradas por elementos arquitecturales con particulares geometrías de relleno, como se ha descrito en apartados anteriores, así como a curiosas distribuciones de tamaños de partícula en el aparato sedimentario.

La preservación de las secuencias, en parte, es resultado de las condiciones de importante subsidencia que se desarrollan en este margen de la cuenca, que evita parcialmente la erosión en sucesivos procesos.

4.6. UNIDAD SUPERIOR (UTS 3)

Las condiciones de exposición de la unidad superior están bastante limitadas por causa de la intensa erosión holocena. Es por esto, que un análisis sedimentológico de un cierto detalle y que permita conocer la evolución en sentido proximal-distal de las características de los ambientes aluviales queda bastante limitado.

Así, a pesar de que, tal y como se ha expuesto en capítulos previos, el esquema paleogeográfico para la última unidad es probablemente similar al de la segunda, el único sistema aluvial sobre el que se puede establecer un análisis preciso es el sistema transversal bético.

El análisis se ha realizado una vez más sobre la sección que ofrece el valle del Arroyo de Gor a lo largo de una extensión de 15 km, desde las inmediaciones de Gor hasta el paraje conocido como Puntal de Don Diego. Aparte de la excepcional calidad de la sección continua, he considerado interesante efectuar el estudio en el mismo sector de la cuenca para las dos UTSs. De esta manera podrán obtenerse interesantes conclusiones sobre la evolución de la sedimentación a lo largo del desarrollo de la cuenca.

El estudio será completado con observaciones de carácter puntual sobre toda la extensión de la cuenca, y así por ejemplo, se presenta un análisis de paleocorrientes que implica al conjunto global de sedimentos aluviales contenidos en esta unidad.

En el modelo sedimentario del sistema transversal bético para esta unidad, se va a hacer especial énfasis en la comparación y relación existente con su predecesor de la UTS 2.

4.6.1. ANALISIS DE PALEOCORRIENTES

Se ha realizado, del mismo modo que en casos anteriores sobre el total de los conjuntos aluviales; sin embargo, la no existencia de afloramientos en el área central, especialmente en sectores medios y septentrionales de la cuenca, condiciona que las conclusiones que se pueden obtener para esta unidad sean más limitadas.

4.6.1.1. Distribución del vector principal

La existencia de los sistemas transversales parece confirmarse para esta unidad (fig. 4.3). Los escasos datos en el sector central indican la posibilidad de un drenaje axial, que probablemente actuase durante algunos momentos como conexión entre diversas áreas lacustres a lo largo del sector central de la cuenca. Así, se deduce de los datos procedentes de afloramientos arenosos aislados entre áreas de sedimentación carbonatada.

Un hecho que se pone de manifiesto de un modo bastante claro es la acentuación del desplazamiento del eje de la cuenca hacia el margen subbético, puesto que hasta muy cerca de este borde, en determinados puntos se detectan vectores de corriente que indican procedencia desde el margen bético. Esta tendencia, que ya se reconocía en la UTS 2, se produce para la tercera unidad a base de saltos extraordinariamente bruscos, relacionados con cambios repentinos en la dinámica de los sistemas sedimentarios, como consecuencia, probablemente, de las importantes oscilaciones climáticas para este período.

4.6.1.2. Análisis del ángulo de dispersión

Comparando los sistemas transversales de esta unidad con los de la UTS 3, se

advierte una disminución muy importante en el valor medio del ángulo de dispersión de paleocorrientes (65 frente a casi 100), circunstancia cuyo significado se contempla en el modelo sedimentario.

4.6.2. ELEMENTOS ARQUITECTURALES DE ORDEN 2

Este análisis, como se ha apuntado anteriormente, va a hacer referencia al sistema transversal bético.

Se trata en este caso de un sistema bastante monótono, con una velocidad de evolución del estilo sedimentario muy lenta. Así, únicamente voy a diferenciar dos sectores extremos, a los que se pueden atribuir características que muestran ciertas diferencias.

4.6.2.1. Sector 1

Corresponde a un ambiente de llanura trenzada proximal y ocupa la mayor parte del sistema. Se pueden diferenciar cuatro elementos arquitecturales de segundo orden (tabla 4.7).

Complejos de barras de grava

Son elementos de morfología lenticular, base aproximadamente plana y techo convexo hacia arriba, con potencias entre 1 y 3 m, dimensión máxima (según la dirección de corriente) de hasta 30 m y anchura entre 3 y 8 m. Desde el punto de vista geométrico son similares a los descritos en otros sistemas.

Desde el punto de vista secuencial presentan típicamente una tendencia CU que en los casos más completos es:

$$Gt \rightarrow Gp/Gmh \rightarrow Gmm$$

Gt aparece rellenando depresiones cuando la base es irregular, y Gmm a veces no aparece. Se detectan frecuentemente numerosas cicatrices erosivas internas, que separan secuencias de orden 1 y que ponen de manifiesto que se trata de cuerpos multiconstruidos.

TABLA 4.7.- Elementos arquitecturales de segundo orden en el sistema transversal bético de la UTS 3.

SECTOR	DEFINICION ELTO. 2º ORDEN	GEOMETRIA Y DIMENSIONES	LITOFACIES Y ORG. SECUENCIAL INTERNA	% EN SECTOR	INTERPRETACION
1 LLANURA TRENZADA PROXIMAL	Complejos de barras de grava	Lenticular plano-convexa 1 - 3 m altura ≤ 30 m longitud 3 - 8 m anchura	(Gt) → Gp/Gmh → Gmm Secuencia CU	50	Barras longitudinales
	Rellenos caniliformes	Canaliforme 1 - 2.5 m potencia 2 - 4 m extensión lateral	Gmm → Gmh → St Secuencia FU	30	Relleno de canal por pérdida de flujo
	Capas lutíticas	Tabular (de compensación)	Fm → Fr	15	Techo de islas proximales
	Pequeños lóbulos arenoso-gravosos	Lenticular plano-convexa 15 - 30 cm potencia 1 - 3 m extensión lateral	Sr, Sm [Sr/Sm] → Gmm	5	Depósitos de desbordamiento (lóbulos crevasse)
2 LLANURA TRENZADA DISTAL	Barras de grava	Inapreciable (por amalgamaciones) 1 - 2.5 m potencia	[Gp/Gt] → Gmh Sp → Gmh → (Sh) Secuencia CU	40	Barras longitudinales
	Rellenos canaliformes multiconstruidos	Canaliforme 2 - 4 m potencia ≥ 8 - 10 m extensión lateral	[Gmm/Gmh/Gp] → [Fm/Fr] Secuencias FU Secs. 1º orden FU limitadas por cicatrices erosivas	30	Rellenos de canal con recurrencias
	Capas arenosas	Tabular 1 - 3 m potencia ≤ Dm extensión lateral	Sm/Sr (alternancias 5 - 10 cm)	15	Depósitos de llanura de inundación
	Horizontes arcillosos edafizados	Tabular 10 - 50 cm potencia	Fr, Fm (a techo de barras)	10	Edafización sobre islas
	Canales poco definidos	Convexo-plana ligeramente canaliforme 15 - 30 cm potencia 30 - 40 extensión lateral	Gmm/Gmh	5	Mantos de desbordamiento con movimiento por depresiones en llanura de inundación

Se interpretan como barras de tipo longitudinal, cuya evolución se produce por desplazamiento de los materiales groseros masivos o con estratificación horizontal de la cabeza de barra sobre los más finos de la cola, que normalmente presentan estratificación cruzada. En secciones bi y tridimensionales se observa claramente la interdigitación entre ambas partes, al igual que en cuerpos equivalentes de los sistemas de la UTS anterior.

Rellenos canaliformes

Los canales aquí aparecen con su típica base erosiva y techo aproximadamente plano, su anchura oscila entre 2 y 4 m y su potencia entre 1 y 2.5 m. Los márgenes no suelen ser materiales de llanura de inundación sino barras de las descritas anteriormente.

Su reconocimiento, a veces difícil, se basa también en la secuencia de segundo orden, típicamente FU, que completa es:

Gmm → Gmh → St

y que induce a interpretarlos como canales que se rellenan al dejar de ser progresivamente activos.

Capas lutíticas

Son cuerpos de techo plano y base que se adapta a la morfología subyacente. Su extensión no es muy importante debido a erosión posterior.

Los litotipos más característicos son Fm que evoluciona a techo a Fr.

Se sitúan sobre el techo de algunas barras, y es destacable que aparecen mucho mejor preservados en los sectores más proximales.

Se interpretan como depósitos finos sobre barras que dejan de ser activas, y llegan a ser colonizadas por vegetación, constituyendo por consiguiente "islas".

Pequeños lóbulos arenoso-gravosos

Aparecen en una proporción muy reducida intercalados en algunas de las capas lutíticas, por lo que se reconoce con bastante claridad su morfología lenticular de base plana y techo convexo hacia arriba, y sus dimensiones (1-3 m de extensión lateral, 15-30 cm de potencia).

La secuencia normalmente es de tipo CU, integrada por los litotipos Sr y Sm. Excepcionalmente a techo el material es clasificable como Gmm.

Son depósitos de desbordamiento tipo lóbulos de *crevasse*.

4.6.2.2. Sector 2

El área cuyos elementos se incluyen en este sector ocupa una extensión mucho más reducida. A pesar de tratarse del sector de características más diferentes al anterior que se ha podido determinar en todo el sistema, en ambos existen elementos muy parecidos, y más bien se diferencian en la mayor proporción de facies arenosas y lutíticas en este último.

Corresponde a la parte distal de la llanura trenzada, donde puede establecerse la diferenciación de cinco elementos de segundo orden (tabla 4.7).

Barras de grava

En este caso, la existencia de frecuentes amalgamaciones, y la relativamente mayor uniformidad en tamaños de grano hace muy difícil reconocer la geometría de estos elementos.

Se identifican por una secuencia de espesor entre 1 y 2.5 m, de carácter CU, donde se reconocen dos tipos de sucesiones de segundo orden:

[Gp/Gt] → Gmh y Sp → Gmh → Sh

En esta última posibilidad, el litotipo Sh se presenta con rasgos de depósito en condiciones de régimen de flujo alto, correspondiente a la sedimentación en la parte alta de

las barras de tipo longitudinal que se presentan estos elementos.

Rellenos canaliformes multiconstruidos

Son elementos de base erosiva y techo plano, espesor de 2 a 4 m y anchura variable, aunque normalmente superior a la decena de metros.

La secuencia general es de tipo FU, aunque con frecuencia se reconocen superficies erosivas internas que delimitan secuencias elementales también FU. Una secuencia ideal que recoge todas las posibilidades observadas sería:

[Gmm/Gmh/Gp] → Sm [Fm/(Fr)]

Se trata del relleno de un canal en varias etapas.

Capas arenosas

Son elementos de morfología tabular, continuidad lateral cuando menos decamétrica y potencias variables entre 1 y 3 m.

Se consideran depósitos de inundación relacionados con las áreas canalizadas y se componen de alternancias de capas de 5 a 10 cm de litofacies simples Sm y Sr (con laminación *ripple* de oscilación).

Horizontes arcillosos edafizados

Son elementos tabulares con extensión original probablemente grande, aunque difícilmente difícil de estimar por causa de los procesos erosivos posteriores. Se integran de litofacies Fm y Fr sin organización secuencial definida.

Al igual que sus equivalentes del sector anterior, aparecen a techo de barras, que se piensa han actuado temporalmente a modo de islas.

Canales poco definidos

Con este nombre se alude a un elemento de potencia reducida (15-30 cm) y anchura de hasta 30 y 40 m, con morfología global planoconvexa hacia abajo, siendo la base ligeramente erosiva.

Típicamente se intercalan entre los elementos arenosos y están formados por asociaciones de litotipos Gmm y Gmh que no se ordenan en tendencias secuenciales definidas.

Pienso que se trata de extensos mantos de desbordamiento que transcurren por zonas deprimidas de la llanura de inundación, sin llegar a constituir canales propiamente dichos.

4.6.3. ELEMENTOS ARQUITECTURALES DE ORDENES SUPERIORES

Los importantes procesos erosivos que acompañan al desarrollo de esta unidad dificultan el reconocimiento de secuencias o elementos de tercer y cuarto orden.

Como se ha comentado en apartados anteriores, dentro de la tercera UTS se detectan varias rupturas (el número es variable según los puntos, una vez más debido a los procesos erosivos), marcadas por superficies erosivas, y que implican la superposición vertical de ambientes sedimentarios de características netamente distintas. No cumplen sin embargo todos los requerimientos enumerados para ser superficies limitantes de UTSS, sino que tal y como se ha comentado corresponden al límite de unidades climatosedimentarias.

En un esquema de arquitectura estratigráfica como el que se propone en este trabajo, estas unidades estarían de algún modo subordinadas a las tectosedimentarias, pudiendo ser clasificadas en cierto modo como elementos de cuarto orden, con la particular característica de ser reconocibles en toda la cuenca.

Un breve comentario puede hacerse aquí a la secuencia de quinto orden, que representa el total del depósito de la UTS. Las secciones correspondientes al sistema transversal bético presentan una clara tendencia CU, en tanto que las del sistema transversal subbético son claramente FU, con imposición de ambientes lacustres sobre sedimentos fluviales de poca energía. Este hecho no es más que un reflejo del progresivo mayor

desarrollo de los sistemas béticos en relación a los subbéticos, que ya se advertía en la UTS anterior.

4.6.4. MODELO SEDIMENTARIO Y RELACION CON SU ANTECESOR

El análisis de elementos arquitecturales pone de manifiesto algunas diferencias en el modelo sedimentario que daría origen al conjunto del sistema transversal bético de esta UTS y su equivalente en la unidad anterior. En este apartado, además de realizarse una propuesta de modelo sedimentario, se va a ejercer un énfasis especial en el significado que, desde un punto de vista del análisis global, van a presentar las diferencias entre los sucesivos estilos sedimentarios.

Con esa perspectiva de estudio comparativo, resulta interesante el análisis de la evolución de algunos parámetros en sentido proximal-distal.

La figura 4.52 representa la proporción entre facies gravosas, arenosas, lutíticas y carbonatadas, y en primer lugar destaca la evolución relativamente suave en comparación con los diagramas equivalentes de la UTS anterior (fig. 4.21). Así, cabe remarcarse, por ejemplo, que a lo largo de toda la extensión representada, las litofacies gravosas están en una proporción superior al 20%. Esto es indicativo de un sistema más homogéneo, o en definitiva con menores diferencias a lo largo de su evolución, como también parece deducirse del análisis de elementos arquitecturales.

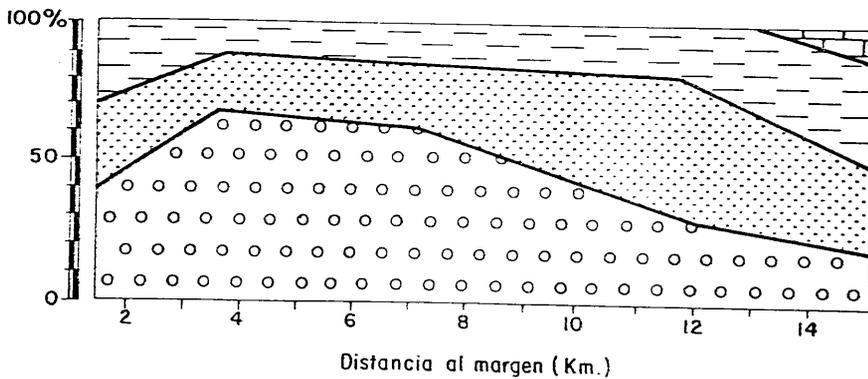


Figura 4.52. Evolución de la proporción relativa de litofacies gravosas, arenosas, lutíticas y carbonatadas en el sistema transversal bético, UTS 3.

La figura 4.53 muestra de una manera muy evidente, como la evolución del tamaño máximo de partícula (MTP) es mucho más suave incluso que en el elemento arquitectural de cuarto orden 2.3, indicando una vez más una evolución más larga. Es remarcable también el hecho de que se continúa con la tendencia a pendiente más suave en la curva de evolución de MTP, tendencia que aparecía progresivamente en los sucesivos elementos de la unidad anterior (fig. 4.19).

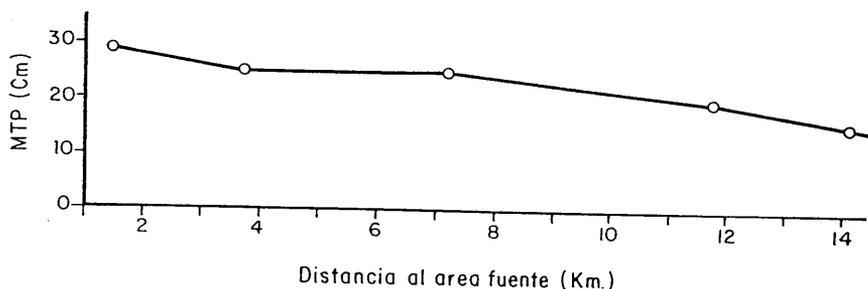


Figura 4.53. Evolución del máximo tamaño de partícula (MTP) en la UTS 3 (sistema transversal subbético).

Quiero destacar también, que comparando el MTP de sectores proximales y distales, no se advierten diferencias superiores al 10%. Una posibilidad para interpretar este hecho es que al sistema fluvial analizado en el ejemplo corresponda, en esta UTS 3, una cuenca de drenaje mayor que a su predecesor de la UTS 2. De esta manera, el brusco descenso de MTP que en cualquier sistema aparece en las proximidades del área fuente (figura 4.19), aquí podía haberse realizado, al menos de modo parcial, a lo largo de los cauces de las corrientes dentro de la propia cuenca de drenaje y antes de que estas penetren en el sector de la cuenca donde se produce la acumulación de sedimentos. Este hecho coincide con la aparición, por primera vez, de clastos de origen nevado-filábride en el sistema transversal en este sector de la cuenca, la que podría estar en relación con una ampliación de la cuenca de drenaje hasta alcanzar los materiales nevado filábrides del sector meridional de la Sierra de Baza. Otras evidencias de carácter paleogeográfico en favor de esta hipótesis, se comentan en el capítulo 6.

En definitiva, si utilizando el mismo modelo sedimentario del sistema transversal bético de la unidad anterior, se hace aumentar el volumen de aportes en relación a la tasa de subsidencia (en el capítulo de estratigrafía se exponen evidencias que demuestran que esto sucede), se dará coalescencia de los diferentes aparatos cónicos desde zonas relativamente

proximales (fig. 4.27). De esta manera, realmente lo que se obtiene es una llanura trenzada (*braid plain*).

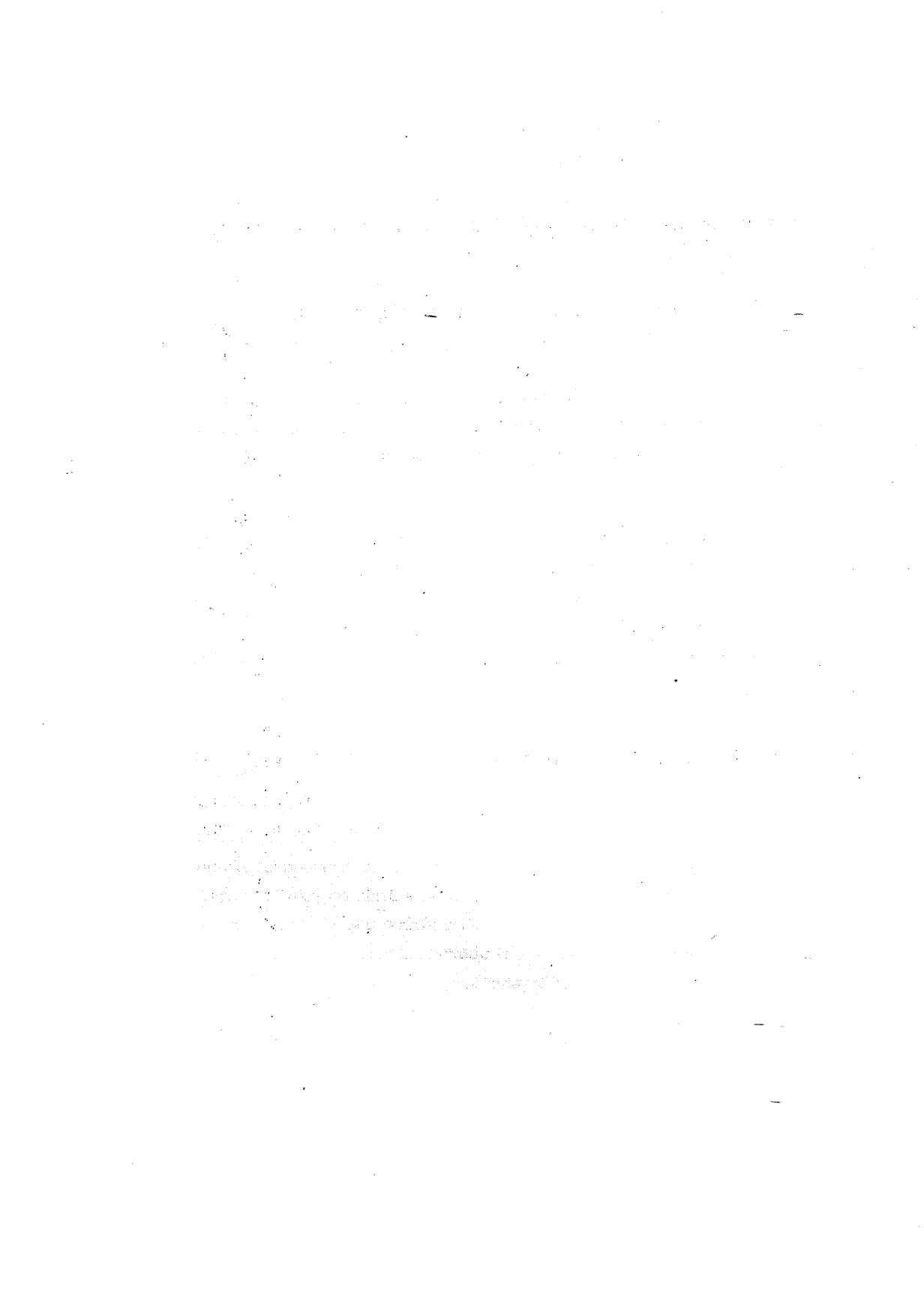
La aparición de una unidad gravosa extendida por la mayor parte de la cuenca, como consecuencia de un descenso brusco de la tasa de subsidencia, es demostrada de modo teórico por Paola (1988).

El descenso del valor medio del ángulo de dispersión de corrientes, también es congruente con esta idea (fig. 4.5).

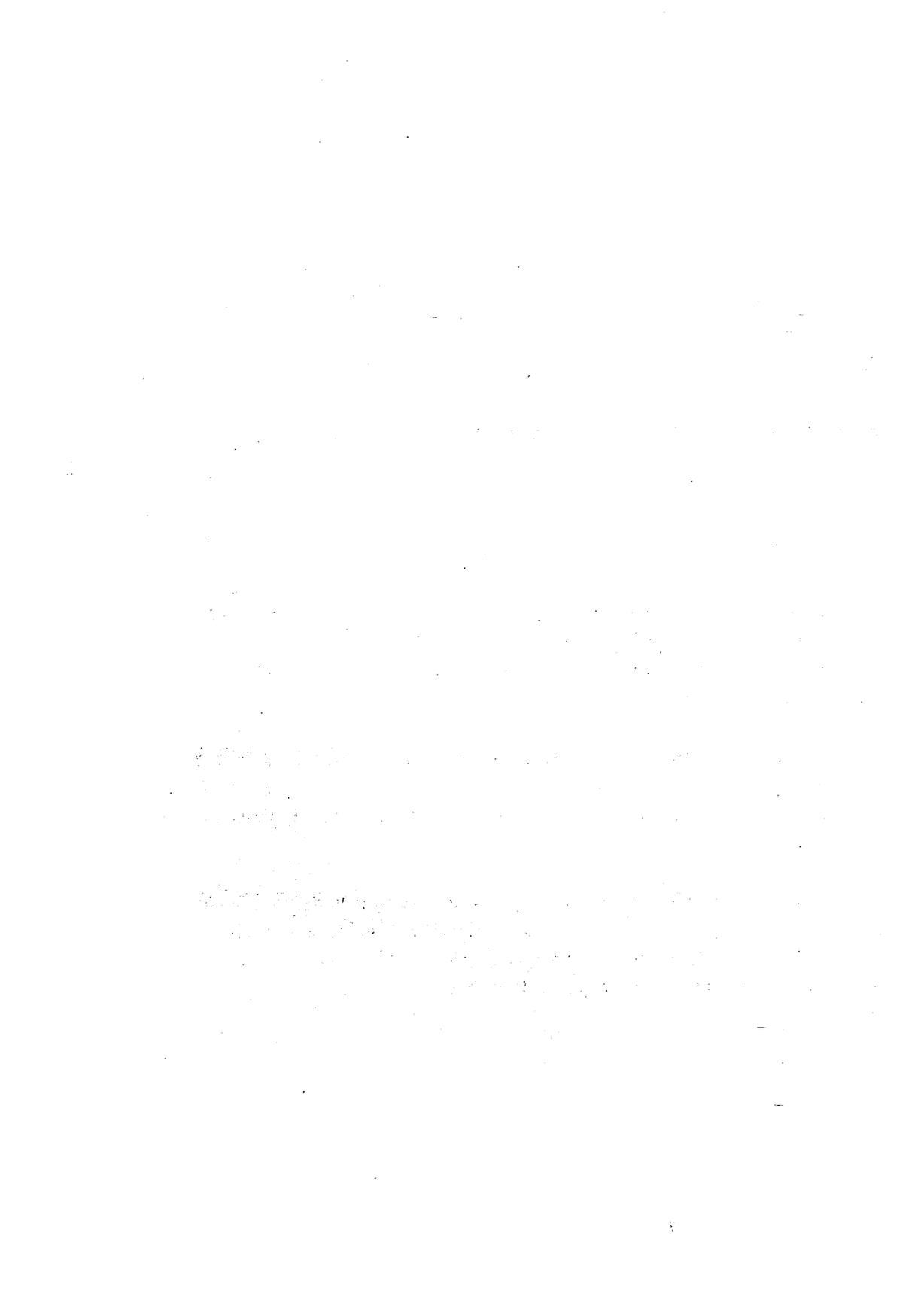
Un descenso en la tasa de subsidencia, sería igualmente responsable de la no existencia de determinados focos de mayor captación de sedimentos, con lo cual, se daría una evolución más lenta en el estilo sedimentario, según un análisis en sentido proximal-distal.

La proporción anómalamente alta de facies lutíticas en los sectores más proximales de este sistema (fig. 4.52) tiene explicación si se considera que los elementos de grano fino corresponden fundamentalmente a depósitos sobre islas. Esto quiere decir, que en el modelo de llanura trenzada que se propone, se daría mayor estabilidad de las islas en sectores muy proximales que en zonas medias. En aquellas, los canales están más encajados y la tasa de desplazamiento lateral es menor, al igual que sucedía en el sistema equivalente de la unidad 2.

Los frecuentes procesos de estrangulamiento de cauces que se suceden en una llanura trenzada, como consecuencia del desplazamiento de las barras, podrían ser responsables de la amplia proporción de canales rellenos por una secuencia de abandono progresivo.



5. RELACION TECTONICA - SEDIMENTACION



5. RELACIONES TECTONICA-SEDIMENTACION

El propio origen de la cuenca sedimentaria, las características de la sedimentación, tipos y distribución de facies, evolución en el tiempo y probablemente también el final de la sedimentación son el efecto de la actuación de factores a los que la tectónica contribuye como una de las causas principales. Así, en un estudio de análisis de cuenca con énfasis estratigráfico y sedimentológico como el que aquí se aborda, resulta ineludible el dedicar un capítulo a aspectos tectónicos.

En conjuntos deformados como es el caso de las Cordilleras Béticas, no se podrá, igualmente reconstruir la historia tectónica al completo si no se presta especial atención a los sedimentos que se produjeron como respuesta a esa deformación y que por tanto están involucrados en ella.

En este capítulo se repasan algunas de las características de los elementos estructurales reconocidos en la cuenca y su entorno, para facilitar el entendimiento del papel de la tectónica en la dinámica evolutiva de la cuenca y a su vez poder así destacar los rasgos sedimentarios que mejor contribuyen a la reconstrucción tectónica del área en la que se encuadra la depresión continental.

5.1. PRINCIPALES RASGOS TECTONICOS

5.1.1. ESCALAS DE OBSERVACION

El volumen de datos sobre los que se basa este análisis se ha obtenido en tres escalas de trabajo distintas.

Un primer grupo de datos corresponde a las fallas y fracturas reconocidas a partir del trabajo de geología de campo. Una segunda escala de reconocimiento de rasgos estructurales se ha realizado sobre fotografía aérea (E: 1/18.000). Por último, se han incorporado datos resultantes del análisis de las alineaciones visibles en imagen de satélite.

Los dos primeros grupos de datos se han reunido en un solo conjunto y corresponden a los rasgos estructurales reflejados en la cartografía a escala 1:50.000 que se presenta en este trabajo.

La escasez de información geofísica ha hecho imposible incluir otro grupo de datos de esta naturaleza. No obstante, algunos de los rasgos más claramente visibles han sido contrastados e incluidos en el análisis de imagen satélite.

Como se muestra en los apartados siguientes, resulta llamativo el hecho de que un análisis utilizando una misma técnica y para un mismo área refleja resultados distintos dependiendo de la escala a la que se realice.

En los datos de imagen satélite se reflejarán características a escala regional, así como a veces rasgos correspondientes a la historia geológica previa al depósito de sedimentos en la cuenca. Aún en este último caso, se han tenido en consideración, ante la posibilidad de su posterior actuación en respuesta a nuevos campos de esfuerzos.

Los datos representados en la cartografía geológica de la cuenca nos darán información principalmente de qué procesos estructurales han actuado al tiempo de y/o con posterioridad a la sedimentación. Esto va a permitir la delimitación de fenómenos quizás de escala más local, que son responsables de las características particulares de la cuenca, y que condicionan una evolución sedimentaria distinta a otras cuencas enmarcadas en una situación geológica general similar.

La comparación de ambos grupos de datos será altamente interesante a la hora de discriminar qué fenómenos estructurales son persistentes en el tiempo y cuales responden a situaciones más localizadas tanto en el espacio como en el tiempo. En definitiva, tal análisis comparativo va a contribuir a la reconstrucción de la evolución estructural del ámbito geológico en el que se desarrolla la cuenca.

5.1.2. ANALISIS DE LA ORIENTACION PRINCIPAL DE LAS ESTRUCTURAS

Se han aplicado dos tratamientos distintos a la hora de representar gráficamente cada grupo de datos mediante un histograma circular. Se ha representado, por un lado, el número total de datos según cada orientación y, por otro, la longitud total de las alineaciones según cada dirección. Todos los diagramas consideran intervalos de 10 grados y representan los datos en tantos por ciento.

A continuación se muestran los resultados obtenidos en el estudio a mesoescala (campo y fotografía aérea) y a macroescala (imagen satélite y geofísica). Para esta segunda escala de trabajo, se ha considerado además interesante establecer por separado los datos correspondientes a la misma área geográfica cartografiada a escala 1:50.000 (sobre la que se hace el tratamiento a mesoescala) y el basamento que rodea a la cuenca de sedimentación. Posteriormente se aportan algunas ideas para interpretar los resultados.

5.1.2.1. Análisis a mesoescala

Los resultados se representan en la figura 5.1. Es conveniente precisar que en este estudio se han considerado exclusivamente aquellas estructuras que afectan al relleno continental de la cuenca.

Cabe destacarse en cuanto a la distribución del número de fracturas (fig. 5.1a) la aparición de dos máximos en direcciones aproximadas NO y NE. La dirección NO corresponde a datos que se agrupan en el intervalo N-20-50-O, con un máximo claramente marcado en N-30-40-O. El otro grupo de datos es algo más disperso. Se distribuyen fundamentalmente en el intervalo N-10-50-E con dos máximos en N-20-30-E y N-40-50-E.

Quizás es interesante destacar que los dos intervalos entre N-50-E y N-70-E no superan cada uno el 5% de los datos.

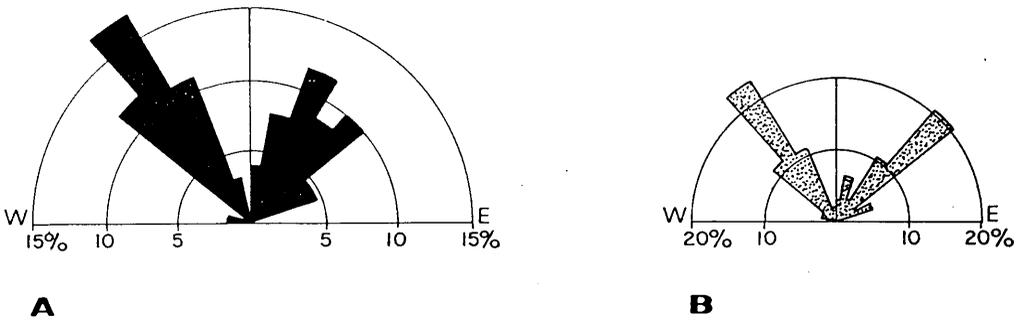


Figura 5.1. Análisis a mesoescala.
A.- Distribución del número de fracturas.
B.- Distribución de la longitud de fracturas.

El diagrama de distribución de longitud total de alineaciones (fig. 5.1b) perfila mucho más los mismos resultados. Aparecen tendencias generales similares a las que han sido destacadas para la distribución del número de datos, pero con la particularidad de que en la dirección N-20-50-O, el máximo N-30-40-O, aparece mucho más marcado, representando en torno al 23% del total de datos. En cuanto a la dirección NE, destaca también una acentuación del intervalo N-40-50-E, que representa más del 20% de los datos. El intervalo N-10-20-E queda reducido al 7% y el N-60-70-E, sigue apareciendo con valores próximos al 5%.

5.1.2.2. Análisis a macroescala

Dentro de la cuenca

Los datos obtenidos del análisis de imagen satélite para el mismo sector analizado a mesoescala se representan en la figura 5.2. Tanto el número total de alineaciones, como la longitud relativa que éstas representan, muestran un patrón de distribución muy similar.

Existe un máximo extraordinariamente marcado en el intervalo N-30-40-O que agrupa a más del 30% de los datos. También hacia el NO aparece representado el intervalo N-40-50-O con valores entre 6 y 8% (fig. 5.2a y b). El resto de los datos se distribuye en tres máximos. Dos de ellos alcanzan valores en torno al 10%, y son los intervalos N-0-10-E (que se desplaza a N-10-20-E en el análisis de distribución de longitudes) y N-30-40-E. El otro máximo, y que constituye el intervalo más representado después de la orientación NO, lo representa la dirección N-60-70-E, con valores próximos al 20%.

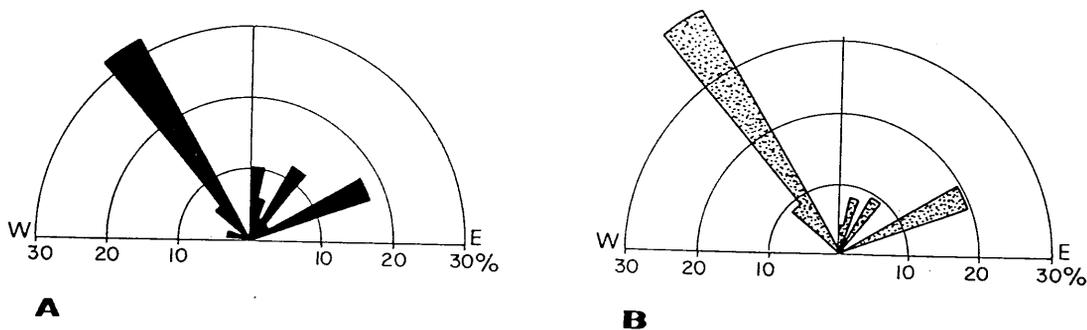


Figura 5.2. Análisis a macroescala dentro de la cuenca.
A.- Distribución del número de fracturas.
B.- Distribución de la longitud de las fracturas.

Basamento y sector circundante

Las principales alineaciones en el área de las inmediaciones del relleno continental analizado, y que corresponden esencialmente al basamento de la cuenca aparecen representadas en la figura 5.3.

El persistente máximo en torno a N-30-40-O sigue apareciendo, aunque su valor relativo queda reducido a un 7% del total de alineaciones, que sin embargo son de una longitud considerable (fig. 5.3b).

Otro máximo aparece en el intervalo N-20-40-E, si bien el valor más espectacular lo registra la orientación N-60-80-E, y muy especialmente el intervalo N-60-70-E, que agrupa en torno al 30% de los datos.

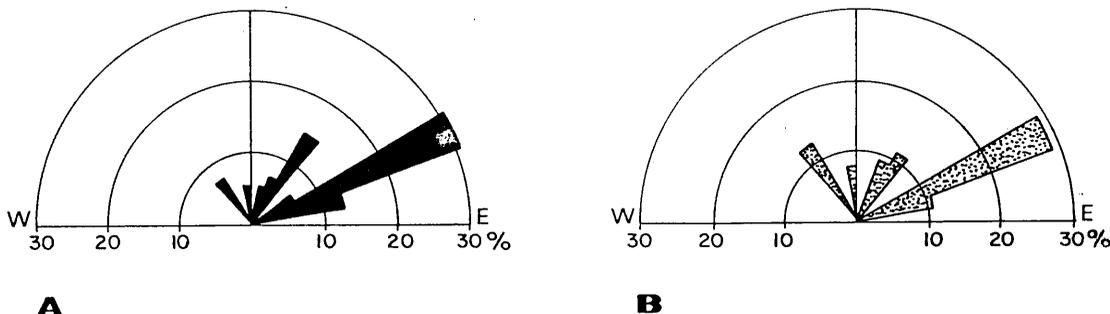


Figura 5.3. Análisis a macroescala en el basamento.
A.- Distribución del número de fracturas.
B.- Distribución de la longitud de fracturas.

5.1.2.3. Interpretación de resultados

En definitiva, de todo lo expuesto hasta ahora se puede concluir que existen tres direcciones estructurales preferentemente significativas en el relleno continental de la cuenca y su entorno. Tales direcciones tienen sus máximos próximos a los valores N-30-40-O, N-20-40-E (a los que en adelante de modo informal me voy a referir como orientaciones NO y NE, respectivamente) y N-60-70-E.

Las orientaciones NO y NE pueden bien corresponder a dos sistemas de fracturación conjugados como respuesta a un mismo campo de esfuerzos. Cabe destacarse que, como norma general, el sistema que presenta menor dispersión de datos es siempre el de orientación NO. Este hecho, junto a la información que suministra la cartografía y los datos geofísicos, permite concluir que muchas de las fracturas correspondientes a este sistema han actuado muy recientemente, pudiendo así provocar ligeras desviaciones sobre las direcciones estructurales originales.

En cuanto al régimen de movimiento de fallas hay que, indicar que si bien no se ha realizado un estudio exhaustivo, parecen dominar los movimientos de tipo vertical normal.

El pliegue de dirección NO que aparece en el sector septentrional del área cartografiada (inmediaciones de Villanueva de las Torres) podría corresponder a una estructura de adaptación a un basamento compartimentado en sectores, con tasas de subsidencia distintas y alineados según las orientaciones preferenciales, presentando por tanto un significado similar a los pliegues de orientación E-O que afectan al conjunto continental en el sector de Iznalloz, según son interpretados por Estevez y Sanz de Galdeano (1980). En otras palabras, estas suaves estructuras de plegamiento podrían representar la respuesta al hundimiento del relleno continental por causa de la actuación de fallas pertenecientes a la orientación NO, con planos a veces ligeramente curvos y buzantes hacia el NE, constituyendo, por consiguiente, una estructura de tipo anticlinal de compensación (*roll-over*). La suave estructura sinclinal visible en el sector de Loma Bandera (al E del anterior pliegue) puede responder al mismo origen. Podrían quizás explicarse también como la adaptación por falta de espacio producida ante un pequeño desplazamiento sinistrorso en el juego de orientación N-60-70-E obstaculizado parcialmente en el labio N por la masa subbética situada al O. Estevez *et al.* (1976) ponen de manifiesto la existencia de desplazamientos de salto en dirección de componente sinistra en tiempos muy recientes para fracturas de orientación N-60-70-E en el sector del Negratín. Como se comenta más adelante, este movimiento podría obtenerse simplemente con esfuerzos de orientación N-S, que son los que se describen a nivel regional para el tiempo de actuación de la cuenca continental.

La importancia de cada uno de los tres juegos de fracturas mencionados a lo largo del tiempo y así como su distribución espacial puede en parte ser deducida a partir de la comparación de los distintos grupos de datos considerados en el apartado anterior.

Comparando los dos diagramas del estudio a mesoescala se percibe claramente como el difuso máximo que aparece en dirección NE en la representación del número de fracturas, se concentra en torno a la dirección N-40-50-E, cuando se considera la longitud de las fallas. Esto puede ser interpretado como que algunas de las líneas que se agrupan en este intervalo pertenezcan a la dirección N-60-70-E (Cádiz-Alicante), que suele presentarse con segmentos de longitudes muy considerables, y que hayan sido ligeramente rotadas por actuación de las fracturas del sistema NO que atraviesan la cuenca desde las inmediaciones occidentales del Mencil hasta el sector de Bernabeles-La Calerilla, al E de Guadix. Movimientos de desgarre de componente dextrorsa como los que se invocan, han sido claramente verificados para tiempos incluso muy recientes en otras fracturas de esta misma orientación, como se expondrá en el apartado siguiente.

Comparando los diagramas del análisis mesoescalar con el macroescalar para

exactamente el mismo sector (figs. 5.1 y 5.2) se percibe como en ambos casos la orientación NO aparece como el sistema preferente. La orientación N-60-70-E, pasa, sin embargo, a ser el segundo sistema en orden de importancia en el análisis a macroescala, en tanto que en el mesoescalar, el segundo sistema es el NE y el N-60-70-E está muy poco representado. La explicación más plausible parece ser la de que el análisis de imagen satélite pone de manifiesto la existencia de la orientación N-60-70-E como sistema de fondo, que habrá podido asumir parcialmente el movimiento que correspondería al sistema NE restándole protagonismo, como se comenta más abajo.

Las diferencias entre los resultados correspondientes al estudio a macroescala comparando la cuenca (fig. 5.2) con el basamento (fig. 5.3) son evidentes. Aunque en ambos casos aparecen representados los tres sistemas, NO, NE y N-60-70-E, este último cobra mucha más importancia en los materiales del substrato, lo cual directamente induce a pensar en que no se trata de un sistema especialmente activo durante la historia sedimentaria de la cuenca.

Esta misma tendencia es mucho más acusada si se comparan los resultados de magnitud mesoescalar con los macroescalares correspondientes al basamento (figs. 5.1 y 5.3).

En conclusión ante todo lo expuesto, parece percibirse que la cuenca se formó por la subsidencia diferencial de sectores limitados fundamentalmente por la intersección de los sistemas NE y NO, que parecen controlar la sedimentación en gran parte del ámbito de la depresión. Probablemente por ser el sistema NO más activo, tanto en la génesis de la cuenca como a lo largo de la historia sedimentaria, algunos de los subsectores en que puede dividirse la cuenca presentan una elongación máxima según esta orientación. El sector más septentrional, no obstante aparece implantado sobre la traza de la zona de fallas Cádiz-Alicante (sistema N-60-70-E, coincidente con la orientación general de la Cordillera) rasgo tectónico más antiguo, pero que dada la proximidad en orientación al sistema NE ha podido rejuglar sustituyendo parcialmente a este último.

En el apartado siguiente se plantean posibilidades para integrar estos resultados dentro del esquema regional descrito por otros autores.

5.1.3. INTEGRACION DE RESULTADOS A ESCALA REGIONAL. MARCO TECTONICO

López Garrido y Vera (1974) en un estudio en el sector del Negratín destacan como sistemas de fracturas más representados las direcciones N-40-E y mucho menos desarrollada la N-30-50-O, afectando ambas a materiales de edad muy reciente. Además señalan la aparición de estructuras compresivas tipo falla inversa, que superponen materiales del conjunto marino Tortoniense sobre los depósitos continentales. Tales estructuras de origen compresivo estarán situadas justamente al N de esa línea N-60-70-E que marca la traza de la zona de fallas Cádiz-Alicante. El paralelismo con los resultados de este trabajo es evidente.

Estevez *et al.* (1976), tras el análisis tectónico de la misma región del Negratín, concluyen que la estructura corresponde a un anticlinal de orientación N-65-E e inclinación axial 5° al Oeste. Destacan además la existencia de pliegues laxos tardíos de orientaciones N-65-E y N-130-E (o lo que es lo mismo, N-50-O, con lo que la coincidencia en la orientación con el antiforme próximo a Villanueva de las Torres, comentado en el apartado anterior, es llamativa). La escasez de fallas con régimen sinistral ante la existencia de un segundo esfuerzo compresivo poco marcado de orientación N-45-E, es interpretada por estos autores como la consecuencia de que todo este movimiento sea absorbido por un único accidente, el Cádiz-Alicante. La alineación de las surgencias de aguas termales en Alicún de las Torres, Zújar, La Alquería y Orce según una orientación N-60-E es atribuida también por estos autores a la presencia de la zona de fallas Cádiz-Alicante, a la que también asignan un papel fundamental en la distribución de facies en la cuenca continental.

Sanz de Galdeano (1983) señala que en la historia neotectónica de la Cordillera Bética tienen especial protagonismo tres sistemas tectónicos de orientación N-70-E, N-30-60-O y N-10-30-E. Benavente y Sanz de Galdeano (1985) perfilan estas conclusiones señalando como principales direcciones de fracturación la N-70-100-E, N-20-50-O y N-5-35-E. Esta última orientación presenta dos máximos en N-5-35-15-E y N-25-35-E, con lo cual el parecido con el sistema NE que aparece en la Cuenca de Guadix, tanto en el estudio de campo y fotografía aérea (fig. 5.1) como en el análisis de imagen satélite (fig. 5.2), donde aparecen máximos según aproximadamente estas dos mismas tendencias, es incuestionable. Los sistemas N-60-70-E y NO de la Cuenca de Guadix son igualmente correspondientes a las otras dos tendencias señaladas por estos autores.

Soria *et al.* (1989) señalan la significativa importancia sobre la historia sedimentaria de la Cuenca de una fractura que denominan Oeste del Mencil y que en realidad es una de

las fallas que componen el gran juego de orientación NO que se presenta en la cartografía adjunta y que se extiende, con ligeros escalonamientos desde las inmediaciones de Pedro Martínez hasta el Oeste de Guadix (sector de Bernabeles-La Calerilla). A este mismo juego corresponden todo el cortejo de fallas que se sitúa en el área conocida como la Solana del Zamborino.

También se encuentran interesantes coincidencias con otros sectores del ámbito mediterráneo. Así, Foose (1985) en un detallado estudio de alineaciones visibles en imagen satélite, destaca por ejemplo que el 32% de los datos en la isla de Creta tienen una orientación que oscila entre N-85-O y N-70-E. Además detecta dos tendencias tensionales de orientaciones aproximadas NO-SE y NE-SO. Para los Balcanes la orientación preferente se sitúa próxima a N-70-85-E, al tiempo que aparece otro sistema menos importante de orientación N-30-35-E. El mismo autor señala para la Cuenca del Egeo dos orientaciones no muy marcadas según N-20-25-E y N-85-90-E, que aproximadamente podrían ser equivalentes a los sistemas NE (en su rama más orientada al N) y N-70-E de la Cuenca de Guadix. Se detecta el predominio de las condiciones tensionales para el Plioceno y Pleistoceno en aquella región.

Sanz de Galdeano (1990) destaca la similitud de las tendencias estructurales afectadas por movimiento transcurrente en el Rif (N-60-70-E a E-O, NE-SO y NO-SE) y las orientaciones tectónicas en las Cordilleras Béticas.

Rodríguez Fernández *et al.* (1989) señalan en la vecina Cuenca de Granada la importancia de los tres mismos sistemas que se determinan en este trabajo para la Cuenca de Guadix, además de una cuarta orientación, aproximadamente E-O que se continúa en el Corredor de las Alpujarras.

Montenat *et al.* (1987) ponen de manifiesto que las principales direcciones estructurales en el SE español están representadas por la orientación NE (N-10-70-E), a la que corresponden fracturas con salto en dirección sinistrorso, y por otro sistema con salto en dirección dextrorso, cuya orientación es E-O o NO-SE.

Boccaletti *et al.* (1987) realizan un análisis tectosedimentario de la historia neógena de la Cordillera Bética, concluyendo en la existencia de tres principales sistemas de fracturas, uno de orientación N-70-E/E-O, otro N-120-150-E y otro NNE/NE, que coinciden con los sistemas determinados para la Cuenca de Guadix. Destacan además que la orientación N-70-E es sustituida por la E-O en las zonas Internas de la Cordillera.

En un estudio realizado por el IFP (1977) en la Cuenca de Alborán se destaca la existencia de cuatro juegos de fracturas principales, tres de los cuales son los claramente manifiestos en la Cuenca de Guadix; esto es NE, NO y ENE. Los sistemas NE y NO son considerados como de desgarre sinistrorso y dextrorso respectivamente, y sus movimientos son responsables de fenómenos de marcada elevación diferencial entre los distintos bloques que delimitan.

IGME (1986) señala la existencia de grandes sistemas de fallas normales de orientación ENE al Sur de la Costa Sur Mediterránea española, así como fracturas, también de actuación en régimen normal, de orientación NO. Ambos sistemas tienen claros equivalentes en la Cordillera Bética emergida.

Por consiguiente parece evidente que los tres sistemas tectónicos principales que se detectan en este estudio para la Cuenca de Guadix corresponden a orientaciones comunes en la Cordillera e incluso en todo el ámbito peri-mediterráneo. La orientación NO, según Sanz de Galdeano (1983) tiene como representante más típico el accidente de salto en dirección dextrorso de Tíscar, al tiempo que el sistema NE debe corresponder al mismo origen que los accidentes de Palomares y Carboneras. Ya se ha hecho alusión a la orientación N-70-E, que corresponde a la zona de fallas Cádiz-Alicante a su paso por la cuenca (también llamado accidente del Negratín por Estevez *et al.*, 1976, o accidente de Crevillente, por Foucault, 1971).

Al juego NE corresponde todo el conjunto de fracturas que se extiende desde el Sur de la Mesa de Bacaire hasta el Cortijo de la Vera, en el río Gor, a partir de donde, y hacia el NE, la orientación tectónica más visible parece corresponder a la tendencia Cádiz-Alicante (ENE). También puede atribuirse al juego de orientación Carboneras-Palomares (NE) la alineación de las fallas que delimitan por el NO al Morrón de la Meseta, y que elevan el Tortoniense hasta cotas próximas a 1.300 m en el Cortijo de Romailique (al N de Darro). Este mismo sistema se puede seguir en imagen satélite hacia el S, donde pasa a constituir la terminación occidental de Sierra Nevada y uno de los límites estructurales de la Cuenca de Granada (Sanz de Galdeano *et al.*, 1982, Vidal *et al.*, 1982). Por último, el juego de orientación Tíscar está representado en primer lugar por la propia falla de Tíscar, limitando las subcuencas de Guadix y Baza (ver apartado 2.2.2) y por todo ese conjunto de pequeñas fracturas que se pueden agrupar en ese gran juego que atraviesa la cuenca con orientación NO-SE desde las inmediaciones de Pedro Martínez. Otra fractura, menos visible, de similar orientación parece delimitar la cuenca de los relieves béticos por el margen suroccidental.

Existen diversas referencias acerca de la posible orientación del esfuerzo que afectó

a este sector de la Cordillera durante el tiempo del relleno continental de la Cuenca de Guadix.

Estévez *et al.* (1976) establecen la evolución del campo de esfuerzos para una reducida área en las inmediaciones del Cortijo del Negratín (sector nororiental del área de trabajo). Estevez y Sanz de Galdeano (1980 y 1983) señalan que tras una etapa compresiva al final del Serravaliense, la cuenca está sometida a una distensión general que solo se ve interrumpida por una compresión de orientación N-S en tiempo Cuaternario. Tal fase compresiva de edad cuaternaria ha sido también invocada por Benkheil (1976) para el sector occidental de la Cordillera y por Bousquet y Philip (1976a y b) para toda el área oriental.

IFP (1977) atribuye la compartimentación de la Cuenca de Alborán a un prolongado empuje de edad Neógena de Africa contra Europa, orientado aproximadamente N-S, que provoca movimientos diferenciales según alineaciones de tendencia NE y NO, para Boccaletti *et al.* (1987) el esfuerzo sufrido por el sector oriental de la Cordillera ha sido de tipo compresivo y de orientación N-S a NNO-SSE hacia el Mioceno superior, con una ligera rotación antihoraria (más claramente NNO-SSE) para el Plioceno y Cuaternario. Por otro lado, Montenat *et al.* (1987) indican un esfuerzo compresivo máximo de orientación N-S para el Tortoniense superior y parte del Plioceno, que rota en sentido antihorario hasta NO-SE en el resto del Plioceno y Cuaternario. Sanz de Galdeano (1990) advierte desde el Tortoniense al Cuaternario una rotación en la dirección de máxima compresión desde ONO-ESE hasta NNO-SSE, y aproximadamente en la misma línea se manifiestan Rodríguez-Fernández *et al.* (1989) en referencia a la Cuenca de Granada.

En definitiva, el marco estructural durante el desarrollo de la cuenca continental, parece estar dominado por el esfuerzo de fondo entre Africa y Europa. Tal esfuerzo hace jugar los sistemas que informalmente se han denominado NO y NE, aunque en el caso de la cuenca de Guadix, probablemente parte del movimiento correspondiente a la orientación NE es asumido por el sistema N-60-70-E (Cádiz-Alicante), que por consiguiente podría haber actuado durante este tiempo con una componente de desgarre sinistrorsa de escasa magnitud. Desplazamientos a lo largo de estas orientaciones, así como el fallamiento de tipo normal en los momentos de relajación del esfuerzo de fondo son responsables de la evolución de las áreas subsidentes que constituyen la cuenca continental.

5.2. CONTROL TECTONICO SOBRE LA SEDIMENTACION

5.2.1. La compartimentación de la cuenca

La irregular fisiografía de la depresión debe responder, presumiblemente, a una estructuración del basamento como consecuencia de la intersección de los distintos juegos de fallas que se han descrito.

La estructuración de la vecina Cuenca de Granada en un complejo mosaico de pequeñas subcuencas, con valores de subsidencia muy distintos, parece un hecho más que probado a partir de los trabajos de Rodríguez-Fernández *et al.* (1989, 1991) y Ruiz Bustos *et al.* (1990).

Por el momento, resulta arriesgado el adelantar una hipótesis definitiva sobre la estructuración de la Cuenca de Guadix, a falta de una información de sísmica y gravimetría completa de todo el ámbito de la depresión. Sin embargo, se puede adelantar que casi con plena seguridad existe una estructuración de fondo, que ha condicionado de modo importante la sedimentación.

A partir del estudio de imagen satélite y con los escasos datos geofísicos de que se dispone se puede intentar una diferenciación en al menos tres sectores distintos, estructurados en base a la intersección de los juegos de fracturas NO y NE. El juego de orientación NO además constituye el límite entre los distintos sectores, al igual que lo hace a nivel regional (Boccaletti *et al.*, 1987).

- El sector más meridional (fig. 5.4), que ocupa el área Marquesado-Guadix-Huélago se extiende con una elongación máxima según la orientación NO-SE. El límite suroccidental lo marcan una serie de fracturas de orientación NO. El límite nororiental lo constituyen ese conjunto de fracturas que pueden ser agrupadas bajo el nombre de zona de fallas de Pedro Martínez, igualmente de "orientación Tíscar". Por el sector noroccidental está limitado por una serie de fracturas visibles en imagen satélite que podrían corresponder a segmentos bien de la zona de fallas Cádiz-Alicante, bien del sistema NE. El límite más meridional, de orientación aproximada

E-O se puede situar en un accidente deducido en base a gravimetría por C.A.M. (1984).

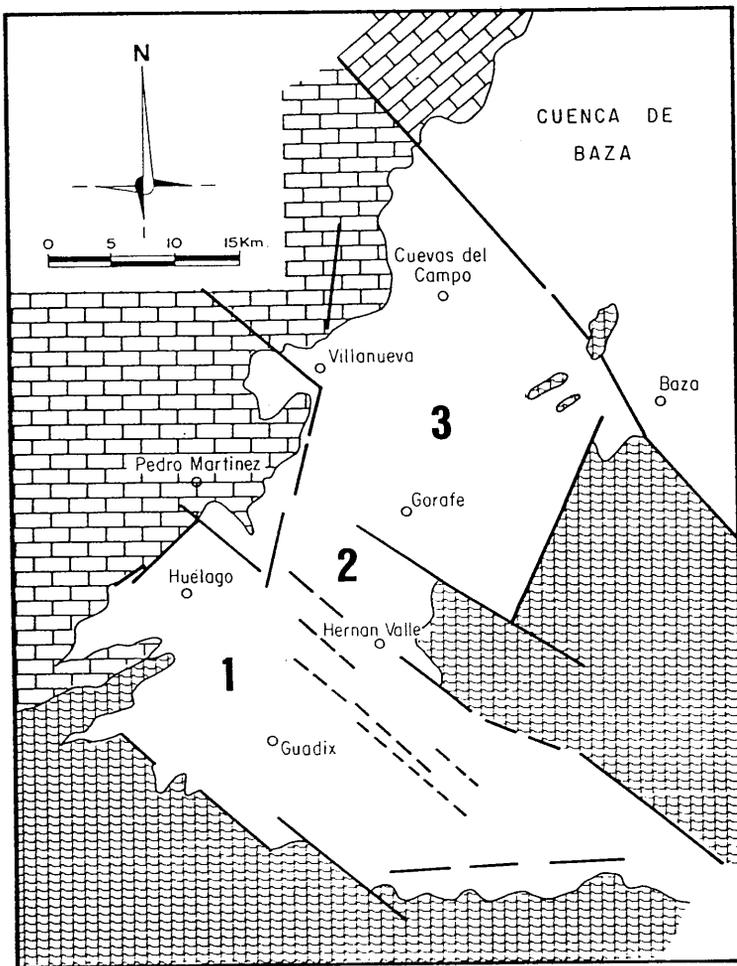


Figura 5.4. Posible subdivisión tectónica de la Cuenca de Guadix (elaborada sobre imagen LANDSAT. Contornos aproximados).

- Los juegos NE y NO delimitan otro sector, de geometría más romboidal, situado al norte de la cuenca, y cuyo límite nororiental lo constituye el propio accidente de Tíscar y el límite suroccidental una serie de fracturas, también de orientación NO-

SE, entre las que se encuentra el juego que da origen a los abanicos aluviales del complejo de Villanueva (fig. 5.4). Se extiende este sector desde Gorafe a Cuevas del Campo.

- Entre ambas áreas existe un tercer sector individualizable, de menor extensión y que comunica los dos extremos. Dentro se encuentra por ejemplo Hernán Valle. Sus límites son fallas de orientación NO.

La subdivisión en los tres sectores a que se ha aludido y que, a falta de un mayor volumen de datos geofísicos, constituye tan solo una posibilidad entre otras, responde igualmente a las diferencias en la dinámica sedimentaria entre cada una de estas partes de la cuenca. La evolución de las geometrías de cambios de facies, orientación del sistema de drenaje longitudinal, etc., tienen, como se verá en el apartado siguiente, características propias en cada uno de estos sectores. La tasa de subsidencia igualmente, parece ser bastante más alta en las áreas N y S que en el subsector central, como se pone de manifiesto por los bruscos cambios de potencia en el conjunto continental.

5.2.2. Principales eventos tectónicos en la historia de la cuenca continental: categorías.

En una primera aproximación podría establecerse una diferenciación entre dos categorías de eventos tectónicos reconocibles en la historia de la cuenca continental, aquellos que se localizan en un período de tiempo corto y que son reconocibles en toda la cuenca, y otros, que reflejan situaciones más persistentes, que se manifiestan como acontecimientos que podríamos calificar de menos bruscos.

En el primer grupo se incluyen acontecimientos que se reconocen por la aparición de un cambio brusco en la dinámica sedimentaria de toda la cuenca. Se puede asegurar que existen al menos cuatro momentos en los que se advierten fenómenos tectónicos reseñables a escala de toda la cuenca y que se han utilizado para establecer el límite entre la historia marina y la continental, y entre la historia deposicional y el actual régimen erosivo, así como los límites entre las tres UTs que se han diferenciado.

El primero de estos eventos, debió acaecer hacia finales del Tortonense superior, y contribuyó a la aceleración importante en la retirada del mar, así como a la aparición de una serie de desniveles topográficos que rápidamente tienden a ser compensados con el

depósito de la Formación Río Gor (UTS 1).

Hacia el final del Ventiense, se inicia la subsidencia de la que será la cuenca continental Plio-Pleistocena, como consecuencia de una situación distensiva. Esta subsidencia, que continuará con algunas interrupciones a lo largo de la historia deposicional, va a ser responsable de la aparición de importantes diferencias topográficas en esa superficie de enrase post Tortoniense a que se alude en el apartado 6.4.

Un poco antes del límite Plioceno-Pleistoceno, hacia el Villafranquiense inferior (MN 16), debe acontecer otro evento tectónico que probablemente provoca variaciones importantes en las cuencas de drenaje de los principales ríos y que marca el inicio de un período caracterizado por un descenso brusco en la tasa de subsidencia, reconocible a nivel de toda la cuenca. Se trata del límite entre las UTSS 2 y 3.

Finalmente, tras el período glaciar Würmiense, el drenaje de la cuenca se ve alterado en parte por causas tectónicas, con gran probabilidad, que condicionan que el ámbito de la que había sido hasta entonces cuenca deposicional pase a estar sometida a un régimen fundamentalmente erosivo.

El otro grupo de eventos tectónicos, más persistentes, deben ser reflejo del continuo levantamiento de Sierra Nevada (Sanz de Galdeano, 1990) así como de los movimientos, probablemente con una componente de desgarre, en los sistemas tectónicos de orientación NO (dextrorsos) y Cádiz-Alicante y/o NE (sinistrorsos). Los resultados en la sedimentación son diversos, como se muestran en el apartado siguiente.

En definitiva, los fenómenos tectónicos persistentes, parecen estar relacionados con ese esfuerzo compresivo de orientación aproximada N-S, consecuencia del acercamiento Africa-Europa que diversos autores señalan para el tiempo de la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix.

Los eventos del primer grupo pueden ser consecuencia bien de la aceleración instantánea de ese esfuerzo compresivo, o bien de los momentos de relajación de éste, que permiten la aparición de situaciones tensionales con desplazamiento normal en las mismas fallas que en otros momentos actúan con salto en dirección. Es difícil discernir qué tipo de situación se ha dado en cada momento, pues el factor clima, que se refleja también de modo importante en los sedimentos, puede llegar a distorsionar y enmascarar el papel de la tectónica de manera considerable.

Es importante señalar, que algunos de los eventos de extensión local a veces van a llevar asociadas espectaculares discordancias o cambios localmente bruscos en el estilo sedimentario. Sin embargo, la cartografía geológica se constituye en la herramienta clave que conduce a la exclusión de estos fenómenos en el grupo de eventos de mayor escala, que paradójicamente en algunos puntos a veces van a estar representados por relaciones geométricas entre materiales o cambios en el medio sedimentario menos bruscos, aunque constatables a escala de toda la cuenca (apartado 3.2.3).

5.2.3. Control tectónico continuado

Ya han sido comentados en apartados anteriores muchos de los rasgos sedimentarios de la cuenca en los que se piensa que la tectónica juega un papel primordial. En este punto se lleva a cabo un repaso general y se matizan algunos aspectos.

La propia configuración y estructuración de la depresión, con claro origen tectónico, va a condicionar la ubicación de los puntos de máxima subsidencia y la geometría final de todo el relleno sedimentario. La aparición de cambios bruscos en el estilo o el ambiente sedimentario, tanto a escala local (límite de elementos arquitecturales de cuarto orden) como a escala cuencial (límite de UTSs), va a tener con frecuencia un origen tectónico, como lo prueban las discordancias angulares que conllevan. En la transformación de la cuenca deposicional en erosiva, así como en los profundos cambios en el drenaje de la cuenca que se producen en este momento, como se comenta en el capítulo siguiente, probablemente toman parte importante procesos de naturaleza tectónica.

Además de estos momentos de importante revolución en la dinámica de la cuenca, existe un continuado control tectónico, como lo demuestra la evolución en el tiempo de las superficies de cambio de facies entre los distintos conjuntos continentales, con un continuo desplazamiento del eje paleogeográfico hacia posiciones más noroccidentales, claro reflejo de un progresivo mayor protagonismo del margen bético, como consecuencia de la configuración de esa gran estructura antiformal en Sierra Nevada durante el tiempo de la sedimentación continental en la cuenca de Guadix (Sanz de Galdeano, 1990).

Especial significación tiene la orientación del sistema fluvial longitudinal y sus áreas lacustres asociadas. La evolución en sentido próximal-distal de su trazado desde una orientación NO (subsector tectónico meridional) a NNE (subsector intermedio) y hasta N-

60-70-E (subsector septentrional), coincidiendo de manera perfecta con la orientación de alineaciones de fracturas visibles tanto en el estudio a mesoescala como a macroescala, es un indicativo indiscutible de hasta qué punto la tectónica controla la ubicación del eje paleogeográfico de la cuenca. En este sentido, cabe añadir que la orientación del sistema axial en el subsector meridional, puede también estar inducida por la circunstancia de que transcurre sobre el eje del sinclinal que existiría entre las dos estructuras anticlinales de Sierra de Filabres (y su continuación en Sierra de Baza) y Sierra Nevada, señaladas por García Dueñas *et al.* (1988).

El reconocimiento de marcadas superficies erosivas en los sedimentos lacustres y fluviales del sistema longitudinal, la geometría de algunos elementos arquitecturales de segundo y tercer orden en los sistemas transversales, así como la existencia de claros fenómenos de destrucción y reciclado de parte del sedimento continental, deben ser achacados a la actuación de las fallas que cruzan la cuenca.

Tradicionalmente la mayor parte del control tectónico sobre la sedimentación en la cuenca continental se ha relacionado con la actuación de fallas del sistema Cádiz-Alicante (García Aguilar, 1986, Arribas *et al.* 1988, Fernández *et al.* 1986-87, 1989b, Viseras y Fernández, 1989), sin embargo, tras la realización de este estudio conviene hacer algunas matizaciones.

- Las fracturas de orientación N-60-70-E, que podrían corresponder a parte de esa compleja zona de fallas conocida como Cádiz-Alicante, aparecen en la Cuenca de Guadix, muy subordinadas en relación a otros juegos más modernos.
- La citada orientación es únicamente visible en el sector septentrional de la cuenca.
- No obstante, el hecho de que las mayores diferencias entre la cuenca plio-pleistocena y la depresión actual se manifiesten precisamente en este sector septentrional (ver apartado 6.3), y que en la literatura se describan movimientos en fallas de este sistema más recientes que el glacis antiguo (Estévez y Sanz de Galdeano, 1980), hace pensar en que puede tener un especial protagonismo en la transformación de la cuenca en ámbito erosivo.
- Cabe la posibilidad de que estas fracturas actúen ante esfuerzos que correspondería asumir a la denominada orientación NE.

En conclusión, según se deduce de esta investigación, las fracturas pertenecientes a

la zona de fallas Cádiz-Alicante influyen en la evolución sedimentaria de la cuenca continental, si bien probablemente su papel es muy subordinado al de los juegos tectónicos más modernos, y por supuesto mucho menos importante de lo que se ha invocado en trabajos previos.



**6. ANALISIS DE CUENCA: DINAMICA
EVOLUTIVA DEL CONJUNTO CONTINENTAL**

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is essential for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. It highlights the need for consistent data collection procedures and the use of advanced analytical techniques to derive meaningful insights from the data.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in data management and analysis. It discusses how modern software solutions can streamline data collection, storage, and analysis processes, thereby improving efficiency and accuracy.

4. The fourth part of the document addresses the challenges associated with data management, such as data quality, security, and privacy. It provides strategies to mitigate these risks and ensure that the data remains reliable and secure throughout its lifecycle.

5. The fifth part of the document concludes by summarizing the key findings and recommendations. It stresses the importance of a data-driven approach in decision-making and the need for continuous monitoring and improvement of data management practices.

6. ANALISIS DE CUENCA: DINAMICA EVOLUTIVA DEL CONJUNTO CONTINENTAL

En este capítulo se pretende, mediante un repaso a algunas de las características sedimentológicas de los depósitos continentales que se han descrito, delimitar la información que el análisis de las facies sedimentarias puede aportar a la hora de conocer el funcionamiento de los procesos geológicos que tienen lugar en el ámbito regional en el que se desarrolla la cuenca, puesto que la sedimentación se entiende como el resultado de la actuación de estos procesos.

6.1. GEOMETRIA DE LOS CAMBIOS DE FACIES

Previamente al análisis de la geometría de los cambios de facies considero imprescindible aclarar que se ha entendido aquí por cambio de facies, y la escala a la que se han tratado en este análisis de cuenca.

Se ha considerado una superficie de cambio de facies a aquella que surge de la unión de todas las líneas que, siendo cada una de ellas una isocrona, marcan para su momento el límite entre dos conjuntos con determinado tipo de facies distintas y considerando siempre una misma escala de trabajo. Se tratará pues, por definición, de una superficie heterocrona

que estará limitada por superficies isocronas.

En el análisis que aquí se trata, se ha trabajado con cambios entre conjuntos litológicos que correspondan a sistemas sedimentarios distintos, es decir, superficies que marquen el límite entre sistema transversal bético, subbético, sistema longitudinal, y depósitos lacustres. No se consideran, por tanto, cambios de facies entre dos abanicos independientes del sistema transversal, por ejemplo.

6.1.1. TENDENCIAS GENERALES. EVOLUCION TEMPORAL

La información que aporta la geología de superficie, con el complemento que supone la utilización de los datos de algunos sondeos realizados por el Servicio Geológico de Obras Públicas (los datos geofísicos de que se dispone son bastante estériles para este particular) permiten marcar unos patrones generales de comportamiento en los cambios de facies entre los distintos conjuntos sedimentarios a la escala en que se ha señalado.

La dispersión de los afloramientos y la reducida extensión de éstos, hace que para la UTS 1 no se puedan trazar cambios de facies a la escala que se ha marcado.

Para las UTSs 2 y 3 hay que establecer una clara diferenciación entre el sector de la cuenca más meridional con orientación aproximada NO-SE (Marquesado-Guadix-Huélago, ver capítulo 5.2.1) y el resto de la cuenca analizado.

Para el citado sector meridional y muy especialmente el área situada al sur de Benalúa de Guadix, es destacable el hecho de que, para la porción de UTS 2 que aflora en superficie, se detectan indentaciones muy marcadas entre el sistema longitudinal y los transversales, pero no se determina una tendencia clara de desplazamiento de las superficies de cambio de facies hacia uno de los dos márgenes (fig. 3.8). Más adelante se proponen hipótesis posibles para explicar estos hechos.

Respecto a la UTS 3, debe señalarse que igualmente no existe tendencia de desplazamiento clara hacia ninguno de los márgenes de la cuenca.

La geometría de los cambios de facies en el resto de la cuenca (es decir, desde Benalúa de Guadix hacia el norte y noreste) parece responder a unas pautas distintas y

aproximadamente generales, a pesar de la compartimentación a la que ya se ha aludido.

Para la UTS 2 se dan superficies de cambio de facies normalmente inclinadas hacia el margen Bético de la cuenca (E-SE). Dentro de una de estas superficies, aparecen saltos especialmente acentuados, que corresponden a límites de elementos arquitecturales de cuarto orden, que se desarrollan a escala local. Estos saltos contribuyen a dotar a las superficies de una morfología tan curiosa como se muestra en la figura 6.1.

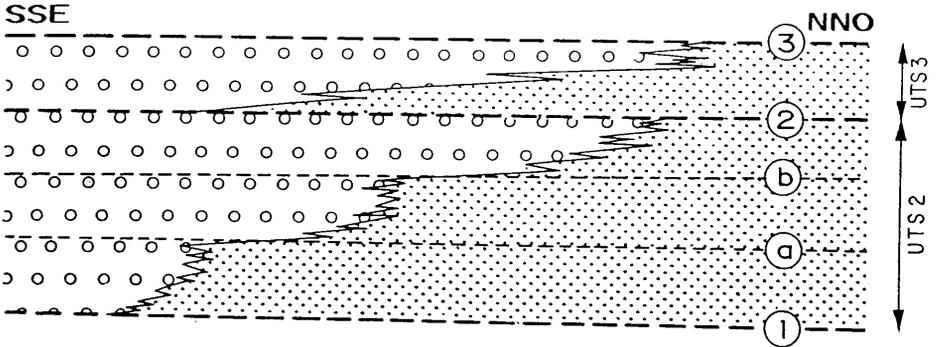


Figura 6.1. Geometría de las superficies de cambio de facies en las UTSs 2 y 3. 1, 2, 3.- Saltos limitantes de UTS. a, b.- Saltos limitantes de elementos arquitecturales de orden 4.

Como norma general, dentro de sucesivos elementos arquitecturales de cuarto orden en un mismo afloramiento, las superficies de cambio de facies tienden a ser más horizontales a medida que nos desplazamos a elementos más altos, o lo que es lo mismo, la tendencia final a la verticalización de la envolvente del cambio de facies tiende a ocupar una parte mayor hacia elementos más bajos (fig. 6.1).

El cambio de la UTS 2 a la UTS 3 supone una acentuación brusca en la citada tendencia a la horizontalización de la envolvente de los cambios de facies, de manera que la parte subvertical queda reducida cuando más a la sexta parte de la longitud de la envolvente. A esta tendencia a la horizontalidad contribuye la aparición de saltos mucho más bruscos en la geometría de las superficies de cambio de facies que para la unidad anterior.

6.1.2. FACTORES CONDICIONANTES DE LA GEOMETRIA

En una cuenca de geometría elongada, como lo es la de Guadix en el sector que se ha trabajado (o más exactamente, susceptible de ser dividida en segmentos con una elongación máxima, fig. 5.4), con bordes de cuenca principales aproximadamente paralelos entre sí, hay un número diverso de variables que pueden entrar a formar parte de los factores condicionantes de la geometría de las superficies de cambio de facies (tabla 6.1).

- En primer lugar, juega un papel fundamental el valor de la tasa de subsidencia en la cuenca y el punto donde en cada momento se sitúe el valor máximo, en otras palabras, la simetría o asimetría de la cuenca respecto al hundimiento de su base.
- Lógicamente habrá que considerar también la estabilidad o inestabilidad del nivel de base general de la cuenca, especialmente cuando se trata, como es el caso que nos ocupa, de una cuenca continental.
- No se debe desestimar el papel fundamental de la tectónica en cada uno de los márgenes de la cuenca, y especialmente la comparación entre ambos, para determinar simetría o asimetría también respecto a este aspecto.
- Por último, el clima debe ser tenido en cuenta como responsable de los procesos de erosión en el área fuente y generación de detritos que constituirán el sedimento. A primera vista parece ilógico pensar que pueda darse una situación de asimetría climática entre las dos áreas fuente, máxime cuando están geográficamente tan cercanas. De este modo se tendría una de las variables controlada, en el sentido de suponerla aproximadamente equivalente para ambos márgenes de cuenca. Sin embargo, hay que decir que no es éste el caso, puesto que las marcadas diferencias topográficas entre los relieves Béticos situados al sur (Sierra Nevada) y los relieves Subbéticos del oeste y noroeste, condiciona que tanto en la actualidad como durante el Plioceno el volumen de precipitaciones sea mucho mayor en la Sierra Nevada y Sierra de Baza que en los accidentes montañosos del margen opuesto de la cuenca. No se debe perder de vista además que esta "asimetría" climática debió ser aún mucho más acentuada en tiempo Pleistoceno, por la sucesión de períodos glaciares registrados en Sierra Nevada y que afectaron de manera mucho más débil al resto del área fuente de la cuenca, topográficamente mucho más deprimida.

TABLA 6.1.- Factores condicionantes de la geometría de las superficies de cambio de facies.

FACTORES	CONTROL SOBRE SEDIMENTACION	COMPORT.	EFFECTO EN SUPERF. DE CAMBIO DE FACIES
TECTONICA EN AMBOS MARGENES	VOLUMEN DE MATERIAL QUE ENTRA POR CADA MARGEN DE LA CUENCA	Simétrica	Verticalización
		Asimétrica	Horizontalización (desplaz. del eje hacia margen más activo)
Similar		Indentaciones sin tendencia general de desplazamiento	
Desproporcionada		Horizontalización (desplaz. del eje hacia margen menos activo)	
ACTIVIDAD CLIMATICA EN AMBAS AREAS FUENTE			
OSCILACIONES DEL NIVEL DE BASE GENERAL	VOLUMEN DE MATERIAL QUE QUEDA	En ascenso	Verticalización
		Estable	Fuertes indentaciones sin tendencia general de desplazamiento
		En descenso	Erosión
SUBSIDENCIA	ATRAPADO EN LA CUENCA	Importante y localizada	Verticalización (importante acumulación de sedimentos)
		Pequeña o inexistente	Escaso depósito, erosión (cuenca como sistema de transferencia)
		Desplazándose hacia un margen	Horizontalización (desplaz. del eje hacia margen subsidente)

Estamos pues ante una situación en la que se juega con cuatro variables. Dos de ellas, la subsidencia en la cuenca y la situación del nivel de base, actúan como controladoras

de la cantidad de detritos que deben salir de o depositarse en el propio ámbito de la cuenca y otras dos, clima y tectónica en las áreas fuente, responsables de la cantidad de detritos que entran en la cuenca (tabla 6.1).

De la situación de equilibrio o desequilibrio entre estos dos grupos de factores va a depender la tasa de sedimentación en la cuenca y la arquitectura con que su relleno se construya, esto es, la geometría de las superficies de cambio de facies entre unos conjuntos y otros.

Por regla general, un ascenso en el nivel de base provoca que se produzca un apilamiento en la vertical en los depósitos fluviales de la cuenca que controla ese nivel (Posamentier y Vail, 1988, Marzo *et al.*, 1988); es decir, que si se mantienen constantes las otras tres variables, o sea, el aporte de sedimentos a la cuenca es constante y la tasa de subsidencia también, sin que aparezcan fenómenos tectónicos bruscos, se dará una tendencia a la verticalización en la envolvente de los cambios de facies, si consideramos una cuenca ideal con dos sistemas fluviales transversos y uno axial.

Si el eje de máxima subsidencia en la cuenca se desplaza hacia uno de los márgenes, con el resto de los factores constantes, provocará un desplazamiento hacia ese borde de cuenca de las superficies de cambio de facies.

Un incremento brusco en el volumen de aportes por rejuvenecimiento tectónico o mayor volumen de precipitaciones en uno de los márgenes de la cuenca, será igualmente responsable de un desplazamiento del cambio de facies hacia el otro margen, lo que en definitiva supone una tendencia a la horizontalización en esta superficie.

Centrándonos en el caso concreto de la cuenca de Guadix y principalmente en los subsectores tectónicos intermedio y septentrional, la aparición de una tendencia a la verticalización antes de cada salto brusco (fig. 6.1), debe suponer el que aproximadamente se ha alcanzado un "equilibrio" entre el área de depósito que corresponde a cada uno de los sistemas transversales, esto es, el desplazamiento del eje deposicional de la cuenca, marcado por el centro del sistema longitudinal y sus lagos asociados, se ha producido hasta que de alguna manera se compensa el efecto "perturbador" que ha creado el desequilibrio.

Si consideramos que la descompensación de aportes entre el margen Bético y el Subbético se mantiene constante a lo largo del tiempo (lo cual es una gran simplificación, como ya se ha indicado), el efecto de ascenso del nivel del mar en el Mediterráneo registrado en el Plioceno inferior para áreas próximas a la Cuenca de Guadix y que, según

diversos autores da comienzo en tiempo Messiniense, podría ser responsable de la mayor inclinación de las envolventes de los cambios de facies a lo largo de la UTS 2 respecto a la UTS 3, al igual que de la mayor tendencia a la verticalidad en las zonas de la UTS 2 correspondientes al Mioceno terminal-Plioceno inferior.

Un efecto constante de mayor aporte de sedimento a la cuenca desde los relieves Béticos en relación a los Subbéticos es perfectamente congruente con la existencia de un levantamiento progresivo del complejo de Sierra Nevada y Filabres, que, en un momento en que se produce con mayor brusquedad, puede alterar de tal modo los cambios de facies que constituya el paso de la UTS 2 a la UTS 3. Así, si cada desplazamiento hacia el NO de los cambios de facies o lo que es lo mismo, del eje de la cuenca, está influenciado por un rejuvenecimiento de los relieves Béticos, la tendencia final de verticalización en cada tramo en particular, sería resultado del momento en el que el eje de la cuenca alcanza el nuevo punto de equilibrio entre los aportes béticos y subbéticos y vuelve a darse apilamiento vertical ante una situación de subsidencia continua o nivel de base en ascenso (fig. 6.2).

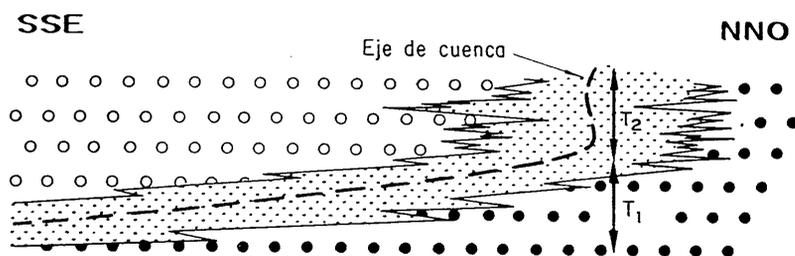


Figura 6.2. Diferenciación de tramos en cada superficie de cambio de facies. T₁, período de inestabilidad en el eje de cuenca por mayor influencia de aportes béticos. T₂, período de estabilidad en el eje de cuenca al redistribuirse el área de depósito de los sistemas transversales bético y subbético.

La espectacular tendencia a la horizontalización en los cambios de facies en la UTS 3 debe tener su origen en la combinación de dos efectos. Por un lado, la posibilidad de nivel de base general en ascenso ha desaparecido para el Plioceno terminal-Pleistoceno, con lo cual se elimina uno de los posibles efectos "verticalizadores"; y, por otro, el desarrollo de esta tercera unidad coincide con la aparición de la alternancia de glaciaciones y períodos interglaciares, que afectan especialmente a los relieves más elevados (Zona Bética s.s.), lo que condiciona que, en determinados momentos, la desproporción en el volumen de aportes

The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text outlines various methods for recording transactions, including the use of journals, ledgers, and spreadsheets. It also highlights the need for regular audits and reconciliations to ensure the accuracy of the financial data.

The second part of the document focuses on the role of management in overseeing the financial operations of the organization. It discusses the importance of setting clear financial goals and objectives, and the need for effective communication and coordination between different departments. The text also addresses the challenges of managing cash flow and controlling expenses, and provides practical advice on how to overcome these challenges.

The final part of the document discusses the importance of financial reporting and transparency. It explains how regular financial statements, such as the balance sheet, income statement, and cash flow statement, provide valuable insights into the organization's financial health. The text also emphasizes the need for clear and concise communication of financial information to stakeholders, and the importance of maintaining accurate and reliable financial records.

6.2. EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DE LA TASA DE SEDIMENTACION

Es muy arriesgado intentar estimar una tasa de sedimentación media para la Formación Río Gor (UTS 1), pues, tal y como se ha expuesto en capítulos anteriores, aparece muy irregularmente distribuida, diferenciándose considerablemente en espesor de unos afloramientos a otros. A veces está erosionada a techo, lo cual impide conocer su espesor real, mientras que en amplios sectores de la cuenca ni tan siquiera aparece representada. En cualquier caso, los rasgos que se han descrito en capítulos previos inducen a pensar en tasas de sedimentación muy variables según los puntos y en general muy bajas en la mayor parte de los ejemplos.

En amplios sectores de la cuenca no se conoce la base de la UTS 2, sin embargo, por extrapolación desde las áreas conocidas y con algunos datos de geología de subsuelo se puede estimar de un modo aproximado que en los puntos de máxima subsidencia, es probable que se alcancen potencias de 500 o más metros. Lo que parece bastante improbable es que se diesen valores tan espectaculares como los que muestra la vecina cuenca de Granada (2500 m para el conjunto Plio-Pleistoceno, según Rodríguez Fernández *et al.*, 1989). Debo destacar que la velocidad de sedimentación en esta UTS 2 fue bastante variable dependiendo del sector de la cuenca. Así lo atestigua el que niveles isocronos representados por superficies de interrupción sedimentaria tales como horizontes edáficos, y que han sido seguidos a lo largo de varios kilómetros, se encuentran a muy distintas cotas topográficas. De esta manera, horizontes isocronos que en áreas centrales de la cuenca puedan estar separados cientos de metros, hacia sectores marginales, esta diferencia puede quedar reducida a 25-30 m e incluso menos.

Los datos de gravimetría de que se dispone para el sector septentrional indican además la existencia de importantes irregularidades en la geometría del fondo de la cuenca, relacionadas sin duda con diferencias locales en la velocidad de subsidencia, como consecuencia de la, prácticamente segura, compartimentación tectónica del basamento sobre el que se acumula la sedimentación continental.

En la figura 6.3 se muestra la variación en la tasa de sedimentación media desde sectores marginales de la cuenca (5.15 cm/1000 años) a las áreas más subsidentes (15.5-19 cm/1000 años) para esta unidad intermedia (UTS 2). Los datos se basan en la evolución observada hacia el centro de la cuenca en horizontes edáficos aceptados como superficies isocronas. Los valores obtenidos se aproximan bastante a los 20 cm/1000 años estimados

como velocidad máxima de sedimentación por Estévez *et al.* (1976). Friend (1978) estima la magnitud de este parámetro en un total de seis ejemplos de cuencas aluviales de distintas edades, obteniendo valores de 5-10-50 cm/1000 años.

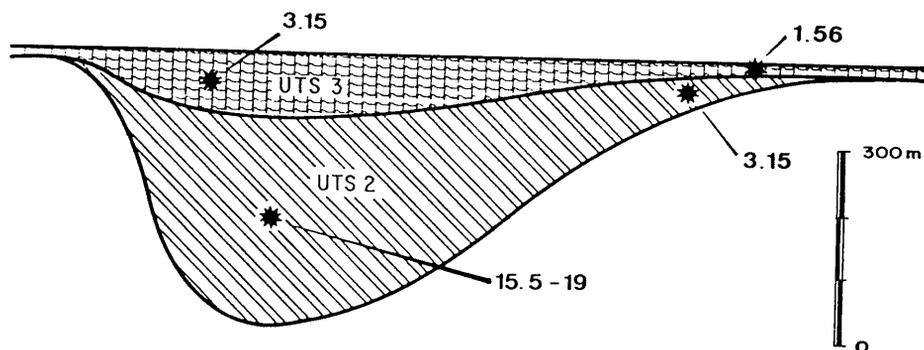


Figura 6.3. Valores de tasa de sedimentación en las UTSs 2 y 3 (en cm/1000 años). Escala horizontal desproporcionada.

Así, debe considerarse que la correlación estratigráfica por cotas topográficas, sobre la base de que se trata de un relleno poco tectonizado, puede conducir a errores importantes, puesto que se está desestimando de antemano la posibilidad de la existencia de distintos valores de la tasa de subsidencia en un fondo de cuenca, como se ha visto, bastante estructurado.

Más sencillo resulta estimar la geometría del relleno correspondiente a la UTS 3, que, como se ha indicado anteriormente muestra en parte una morfología de adaptación al hueco que queda en la cuenca como consecuencia de la "desactivación" de los aparatos deposicionales que actuaban al final de la UTS 2. Para este cálculo habrá aquí que tener en cuenta que una mínima parte del volumen de sedimentos correspondientes a esta UTS 3 ha sido erosionado por el glacis antiguo (G-1), con anterioridad al encajamiento de la red fluvial actual, que ha eliminado por completo el registro sedimentario de esta UTS en extensos sectores de la cuenca.

Los valores de tasa de sedimentación en sectores marginales de la cuenca para esta unidad son próximos a 1.5 cm/1000 años y en las áreas centrales del orden de 3.15 cm/1000 años (fig. 6.3). Es interesante comparar como la tasa de sedimentación se multiplica tan solo por 2 del margen al centro en esta UTS, mientras que lo hace hasta por 5 en la UTS 2,

aparte de presentar un valor absoluto mucho más alto como resultado de la mayor tasa de subsidencia en la unidad intermedia.

Un análisis especialmente interesante resulta de la comparación del volumen de sedimento que supone cada una de las dos últimas UTS.

La técnica utilizada ha sido la de realizar tres cortes geológicos aproximadamente perpendiculares al eje principal de la cuenca y comparar la superficie que ocupa en el corte la UTS 3 respecto al UTS 2, con las precisiones indicadas anteriormente y con ayuda de datos geofísicos, y extrapolando después datos areales a volúmenes. Se obtienen por supuesto, valores que no pueden ser tomados como reales, pero que permiten estimar que el volumen de sedimento acumulado en la UTS 3 puede ser aproximadamente la mitad del que alberga la UTS 2.

Ahora se trata de comparar el tiempo transcurrido en el desarrollo de ambas UTSs. Asumiendo la posibilidad de error derivada de la controversia sobre el momento de inicio de la UTS 3, discutida en el apartado 3.4.3, se puede estimar según los datos de paleontología de vertebrados y arqueología, que el período de duración de ambas UTS debió ser aproximadamente de 3 m.a..

De este modo, y considerando ambas UTS como sistemas globales (esto es, desestimando posibles interrupciones sedimentarias intra-UTS), para un mismo intervalo de tiempo, en el desarrollo de la UTS 2 se habría depositado en la cuenca un volumen de sedimentos aproximadamente 2.2 veces mayor que para el mismo período de la UTS 3.

En principio existe una contradicción si se considera que precisamente la UTS 3 se desarrolló en gran parte coincidiendo con la aparición de los principales períodos glaciares pleistocenos registrados en las Cordilleras Béticas, con lo cual una erosión importante de los relieves está garantizada.

Pueden existir varias razones, en absoluto excluyentes, para explicar esta desproporción en el volumen de sedimentos entre las dos unidades.

- Parte del volumen de rocas que en teoría debería haber pasado por la cuenca durante el tiempo de la UTS 3, pudo haber sido transportado hacia fuera del sector estudiado por el sistema longitudinal especialmente en los períodos interglaciares (ver 3.7), actuando en este caso la cuenca como un área de transferencia de sedimentos.

- Durante parte del tiempo de desarrollo de la UTS 2 tiene lugar el ascenso del nivel del mar en las vecinas depresiones mediterráneas. Una situación de nivel de base en ascenso es conocida como una causa de apilamiento y crecimiento rápido en la vertical de los sistemas sedimentarios aluviales relacionados directa o indirectamente con ese nivel de base (Posamentier y Vail, 1988, Marzo *et al.*, 1988, Collier, 1990). Por consiguiente, este fenómeno pudo permitir una mayor tasa de sedimentación durante la UTS 2.
- A partir de datos de distinto tipo se concluye que probablemente durante el tiempo de desarrollo de la UTS 3 la tasa de subsidencia fue mucho menor que en tiempo de UTS 2, como muestra la geometría mucho más uniforme del litosoma completo correspondiente al relleno de la UTS 3 respecto a UTS 2, así como la menor afectación de la unidad más moderna por los distintos sistemas tectónicos que cruzan la cuenca. Esto sucede hasta tal punto, que probablemente en gran parte el desarrollo de la UTS 3 esté condicionado a la compensación de la topografía que hereda de la cuenca sedimentaria con que termina la UTS 2 (apartado 3.4).

Una tasa de subsidencia baja o nula (probablemente como preámbulo a la venidera situación de elevación del conjunto de la depresión) sería por consiguiente responsable de que la acomodación de cuenca (*basin accommodation*) para el tiempo de la UTS 3 fuese mucho menor que para UTS 2 (fig. 3.4), con lo cual se explicaría un volumen menor de sedimento en aquella. Un descenso paulatino en la velocidad de subsidencia y que se viese bruscamente acentuado en el paso de UTS 2-UTS 3 es ya, de alguna manera, patente a lo largo del desarrollo de la UTS 2. Comparando el espesor de sedimentos acumulados en sucesivos elementos arquitecturales de cuarto orden separados por horizontes de escala no cuencal, se percibe como unidades que muestran en sectores marginales de la cuenca potencias de 20-30 m, hacia zonas centrales se ensanchan espectacularmente (fig. 6.4). Sin embargo, mientras que los elementos de cuarto orden más altos pueden presentar un engrosamiento del orden del 100% hacia el centro de cuenca, elementos intermedios muestran engrosamientos de hasta el 400% y los elementos más bajos valores, con toda seguridad, mucho más elevados (aunque difíciles de calcular por no aflorar su base en el centro de la cuenca). De este modo es posible pensar en una velocidad de subsidencia que fuese paulatinamente menor a lo largo del desarrollo de la UTS 2 y que se desacelerase bruscamente al dar paso a la UTS 3.

Existe otro argumento además en favor de una mucho menor tasa de subsidencia en UTS 3. Se trata del hecho de que para este momento parece existir un control tectónico menor sobre las áreas de sedimentación. De este modo, los depósitos lacustres aparecen ahora mucho más irregularmente distribuidos.

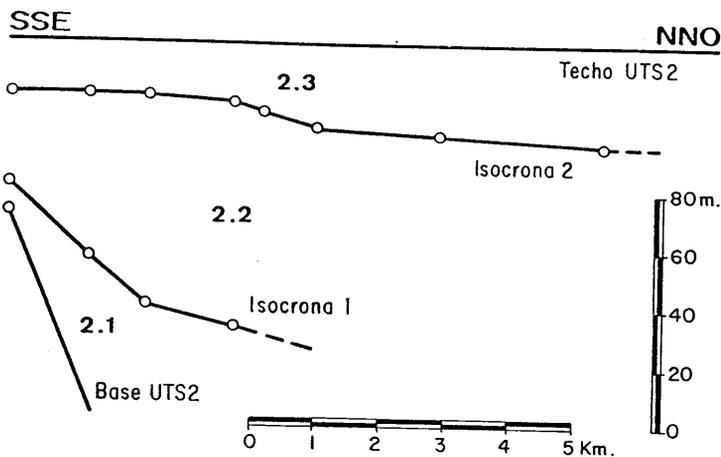


Figura 6.4. Evolución desde margen (SSE) a centro de cuenca (NNO) de algunas superficies isocronas. 2.1, 2.2, 2.3, sucesivos elementos arquitecturales de cuarto orden. El diagrama corresponde a la sección del Arroyo de Gor.

Las tres posibilidades son válidas y probablemente, de manera independiente, cada una de ellas contribuye en su medida a que exista esa diferencia en el volumen de sedimento acumulado en la cuenca para las dos últimas UTS. La figura 6.5, ilustra la discusión que se ha expuesto.

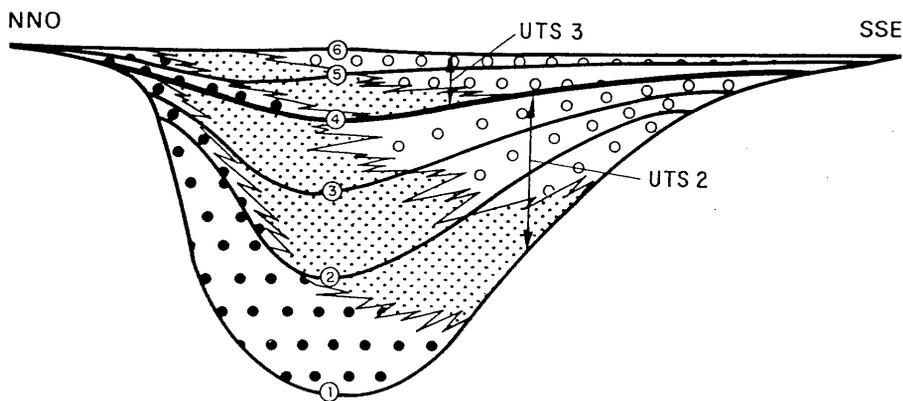


Figura 6.5. Distribución teórica de la evolución de la tasa de subsidencia. 1, 2, 3, etc., isocronas separadas un intervalo de tiempo constante. Notar la heterocronía de las superficies de cambio de facies. Escala horizontal y vertical arbitrarias.

En definitiva, se trata de una cuenca que, desde UTS 2 a UTS 3 pierde progresivamente su carácter de cuenca sedimentaria, condición que desaparece definitivamente tras el desarrollo del glacis antiguo (G1).

6.3. ANALOGIAS Y DIFERENCIAS CON LA DEPRESION ACTUAL

La comparación de algunos rasgos del ámbito geográfico que actualmente ocupa la Depresión de Guadix con los de la cuenca sedimentaria Plio-Pleistocena, puede dar luz sobre cuales han sido los procesos geológicos implicados en la evolución más reciente de la cuenca.

La actuación de los principales sistemas tectónicos que limitan y cruzan la cuenca que, como se ha indicado, debió ser responsable importante del inicio de la sedimentación continental hacia el Mioceno terminal, parece ser en la actualidad más débil. No obstante, algunos de los accidentes principales se reconocen activos incluso hasta tiempos muy recientes y con gran probabilidad lo sean en la actualidad.

Desde el punto de vista de paleogeografía regional, la depresión actual es bastante parecida en su configuración al esquema que se estima para la cuenca antigua que se ha analizado. El margen meridional suroccidental está constituido por los relieves béticos de Sierra Nevada y Sierra de Baza, el occidental por Sierra Harana y el nororiental por otros relieves Subbéticos. En este último margen es donde quizás pueda existir una diferencia más acusada con la cuenca antigua. Al existir una marcada desproporción topográfica entre estos relieves subbéticos del N y los accidentes montañosos del E, S y SE, en favor de estos últimos, a igual tasa de erosión en todo el entorno de la Cuenca, parte de los relieves del NO podrían haber llegado incluso a desaparecer como tales por quedar absolutamente cubiertos por el relleno de la cuenca.

En cuanto a paleoclimatología, es evidente que el amplio desarrollo de los depósitos fluviales y la gran extensión que alcanzaron las áreas lacustres en determinados momentos, especialmente en tiempo Cuaternario debe estar relacionado con períodos de humedad más

alta que en la actualidad. Sin embargo, tanto los datos paleontológicos procedentes de estudios locales (Martín Penela, 1987, Martín Suárez, 1988, Barbadillo, 1989, Ruiz Bustos, 1990b, etc), como la información que se tiene para todo el ámbito mediterráneo occidental (Selli *et al.*, 1977, Thunnel, 1979, López Martínez *et al.* 1985, Bertolani, 1985, Müller, 1985, Steininger *et al.*, 1985a, etc.) indican que las condiciones climáticas en la región durante prolongados períodos del tiempo de desarrollo de la sedimentación continental no difieren esencialmente de las condiciones actuales.

La similitud, sin embargo, más espectacular entre la cuenca antigua y la depresión actual corresponde al sistema de drenaje.

El sistema longitudinal Plio-Pleistoceno a grandes rasgos coincide en cartografía en su sector proximal con el Río Verde o Río Guadix, para pasar a la altura de Benalúa a transcurrir con una orientación muy parecida a la del actual Río Fardes, solo que éste se encuentra a partir de la confluencia con el Arroyo de Huélago algo desplazado hacia el NO. El sistema longitudinal transcurrió sobre aproximadamente la traza del actual Guadiana Menor y embalse del Negratín desde el sector de Barchés aunque en sentido contrario al drenaje actual, probablemente con dirección hacia el área comprendida entre Cortes de Baza y Benamaurel, que según datos de gravimetría y estratigrafía sísmica alberga uno de los puntos más subsidentes en todo el ámbito de la gran Cuenca de Guadix-Baza durante el tiempo del relleno Plio-Pleistoceno. El desarrollo de un patrón de alta sinuosidad con aparición de ejemplos de barras de meandro de tamaño de grano grueso a lo largo del cauce del Río Fardes desde su confluencia con el Arroyo de Huélago, así como en el Guadiana Menor en el tramo Cortijo Barches Bajo - Negratín, e incluso en parte del cauce ahora invadido por el agua del pantano, según se advierte en fotografías aéreas previas a la construcción de la presa, es una característica más de similitud sedimentológica con el sistema longitudinal Plioceno.

Los sistemas de drenaje transversales de la cuenca plio-pleistocena están igualmente representados en la actualidad. Así, al sistema transversal de procedencia en Zonas Externas corresponderían, de sur a norte, los Arroyos de Belerda y Anchurón, Barrancos de la Partición, del Aguila, de los Moriscos y Piedra Horadada y Ramblas de Olivares, Alcantarilla y Molino, así como el Río Guadalentín. Drenaje similar a los sistemas transversales procedentes de Sierra de Baza con orientación hacia el sector meridional de la cuenca presentan Rambla Seca, Barranco de la Longuera y Ramblas de Tejarejo, Bonilla, Zaraguil, Baza y del Agua. El sistema transversal vertiente desde Sierra de Baza al N y NO está representado en el área de estudio por la Rambla del Ovel, Arroyo de Gor y Rambla del Baul, como ejemplos más importantes.

La orientación de los sistemas transversales actuales, al igual que parece descubrirse para los Pliocenos, no es en la mayoría de los casos estrictamente perpendicular al tramo del sistema longitudinal en el que desembocan, sino ligeramente oblicuo, apuntando en la misma dirección que transcurre la corriente troncal (fig. 6.6).

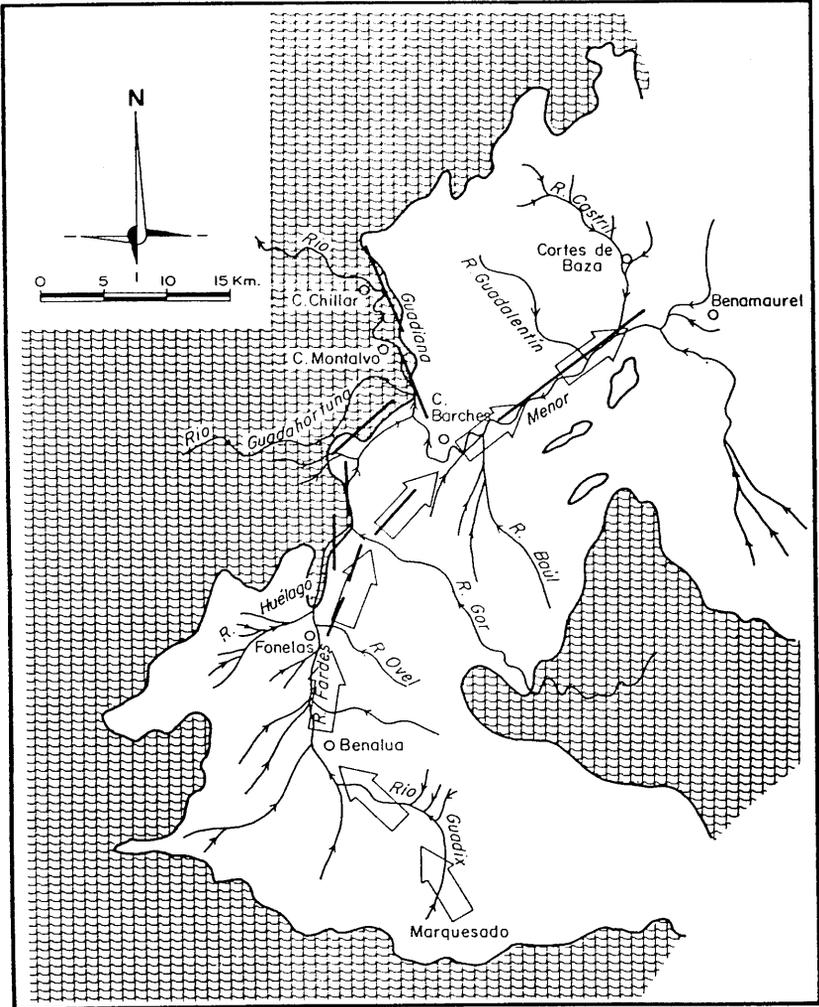


Figura 6.6. Comparación entre las principales corrientes actuales y el sistema longitudinal Plio-Pleistoceno (flechas). Se señalan algunas fallas sobre el sistema longitudinal y la red actual (sobre imagen LANDSAT).

un momento, si esta tendencia no se interrumpía, en el que la tasa de subsidencia fuese nula, para pasar posteriormente la cuenca a un régimen erosivo.

6.4. CAUSAS DEL ORIGEN, DESARROLLO Y DECLIVE DE LA SEDIMENTACION CONTINENTAL EN LA CUENCA

6.4.1. RELACION DEL CONJUNTO CONTINENTAL CON EL MIOCENO MARINO INFRAYACENTE

La relación existente entre el conjunto continental que aquí se analiza y los depósitos marinos infrayacentes va a ser un punto fundamental a la hora de establecer el origen de la cuenca continental y las causas que provocan el inicio de la sedimentación.

Ya se ha indicado que los últimos depósitos marinos bien datados que se conocen en la región corresponden al Tortoniense superior, subzona de *Globorrotalia suterae*. Aparecen en la mayor parte de los casos con un cierto buzamiento, que puede llegar a 70 - 80° (Estévez y Sanz de Galdeano, 1980, 1983) y que al menos en parte es interpretado por Rodríguez Fernández (1982), Rodríguez Fernández *et al.* (1984b) y Vera y Rodríguez Fernández (1988) como correspondiente al resultado del desarrollo de cuerpos deposicionales progradantes hacia el centro de la cuenca en un contexto general de nivel del mar en descenso. Este descenso es más acusado al final del Tortoniense, como lo demuestra la aparición de abundante fauna bentónica oligotípica en la última capa que se registra (Rodríguez Fernández, 1982), como manifestación de la próxima crisis de salinidad en todo el ámbito mediterráneo (Cita, 1976, 1981, Van Couvering *et al.*, 1976, Hsü *et al.*, 1977, Rouchy, 1980, Loutit y Keigwin, 1982, Bender y Graham, 1981, Keigwin, 1979, Rehault *et al.*, 1985, Mauffret *et al.*, 1978, Selli, 1985; Steininger *et al.*, 1985a y b, etc.) y que hace difícilmente aplicable la ley de Walther para estos últimos momentos del relleno marino de la cuenca (Vera *et al.*, 1991).

Si bien es cierto que el substrato del relleno continental no es conocido en todo el ámbito de la cuenca, en aquellos sectores donde, por la erosión subactual o por datos de

sondeos se puede conocer, no superan el 15% las áreas donde los materiales continentales se disponen directamente sobre los sedimentos más altos del Tortoniense superior. Así, el hecho de que probablemente un 85 % de la cuenca continental tenga su substrato en materiales más antiguos del Tortoniense superior, es un argumento más a favor de la cierta independencia existente entre ambos conjuntos.

Entre los lugares en los que el Tortoniense superior representa el substrato del relleno continental, existen además distintas situaciones de relación entre ambos grupos de materiales. El caso más común es que cuando los depósitos continentales corresponden a las UTS 2 y 3, éstos se dispongan discordantemente sobre los marinos según una geometría de solapamiento expansivo que se suele producir sobre una superficie que enrasa oblicuamente a los depósitos marinos tortonienses. Tal es el caso por ejemplo de parte de los afloramientos del Arroyo del Anchurón y del sector SO de la cuenca. Igualmente la relación de discordancia angular es claramente manifiesta en el sondeo realizado por el S.G.O.P. en las proximidades del núcleo de Gorafe, donde además, los materiales marinos más modernos que aparecen, aún siendo pertenecientes al Tortoniense superior, no corresponden a la parte más alta de éste, poniendo en evidencia la existencia de fenómenos erosivos posteriores al depósito marino y previos al continental.

En algunos puntos el contacto entre ambos conjuntos es claramente de tipo mecánico, mediante accidentes que normalmente afectan tan solo al paquete infrayacente, es decir, correspondiendo a una tectónica responsable de la individualización de una nueva cuenca para el relleno continental. Tal es el caso de los afloramientos de Bernabeles - Fuente Quebrado.

Resulta curioso el hecho de que cuando se trata de la Formación Río Gor (UTS 1 continental) disponiéndose directamente sobre el conjunto Tortoniense, la relación entre ambos es una superficie erosiva, marcadamente irregular, estando la formación suprayacente con frecuencia, alimentada directamente de clastos del Mioceno erosionado. Tal es el caso por ejemplo de los afloramientos próximos al núcleo de Lopera, en el borde SO de la cuenca, donde además localmente la Formación Río Gor aparece cepillada a techo por la misma superficie de enrasamiento sobre la que se disponen las UTS 2 y 3 del relleno continental.

De este modo cabe pensarse que tras el depósito del material marino Tortoniense superior, existe un momento de erosión de parte de los sedimentos marinos que quedan emergidos (probablemente relacionado con la creación de nuevos relieves por la tectónica responsable también de la brusca retirada final del mar). Una subsiguiente compensación de

relieves, permite la aparición de depósitos brechoides, y culmina con un enrase general en gran parte de la cuenca, que constituiría un fenómeno de tipo glacis erosivo.

La relación discordante del conjunto continental sobre el marino ha sido ampliamente citada en la literatura para distintos puntos de la cuenca (Vera 1968 y 1970a, Rodríguez Fernández, 1982, López Garrido y Vera, 1974, Estévez *et al.*, 1976, Rodríguez Fernández *et al.*, 1984a, entre otros).

Hay que añadir, sin embargo, que principalmente en el sector septentrional de la cuenca el conjunto continental se dispone en aparente concordancia sobre los materiales marinos del Tortoniense superior, que por consiguiente, habrían localmente escapado a esa erosión relacionada con el enrase postortoniense. Este hecho tiene cabida dentro de la hipótesis expuesta, como se explica a continuación y se muestra en la figura 6.7.

El buzamiento deposicional (fig. 6.7a) de los materiales del Tortoniense superior pudo acentuarse por causas tectónicas coincidiendo con la retirada definitiva del mar del ámbito de la cuenca, apareciendo esta deformación más localizada hacia los sectores próximos a Sierra Nevada, que parece ser el relieve que sufrió los movimientos verticales más bruscos al final del Tortoniense superior (fig. 6.7b). Inmediatamente después se produciría una situación de compensación de los nuevos relieves que se inicia con el desarrollo de la Formación Río Gor, que probablemente no progresó hasta el centro de la cuenca y termina con un enrase muy extendido tipo glacis, que según se muestra en la figura 6.7c, haría desaparecer hacia sectores marginales de la cuenca gran parte del conjunto Tortoniense y de la formación brechoide recientemente depositada, en tanto que hacia el centro de cuenca apenas erosionaría al conjunto Tortoniense y se mostraría aparentemente concordante a escala de afloramiento.

Cabe incluso la posibilidad de que en determinados sectores, el citado enrase postortoniense no erosionase al material Tortoniense, tratándose por tanto estas áreas de puntos de sedimentación continua. Por el momento, los datos paleontológicos no arrojan ningún resultado que permita asegurar si se produce continuidad sedimentaria local o simplemente paraconformidad durante el tiempo Messiniense. Como se ha comentado, ambas alternativas son geoméricamente posibles.

La existencia de una superficie de enrasamiento permite explicar que en sectores como las proximidades de la desembocadura del Arroyo de Huélago en el Río Fardes, el conjunto continental descansa directamente sobre materiales atribuidos al Tortoniense

superior en puntos muy localizados y lateralmente lo haga sobre sedimentos más antiguos (Serravaliense), estando ambos conjuntos cepillados a techo por una superficie localmente horizontal.

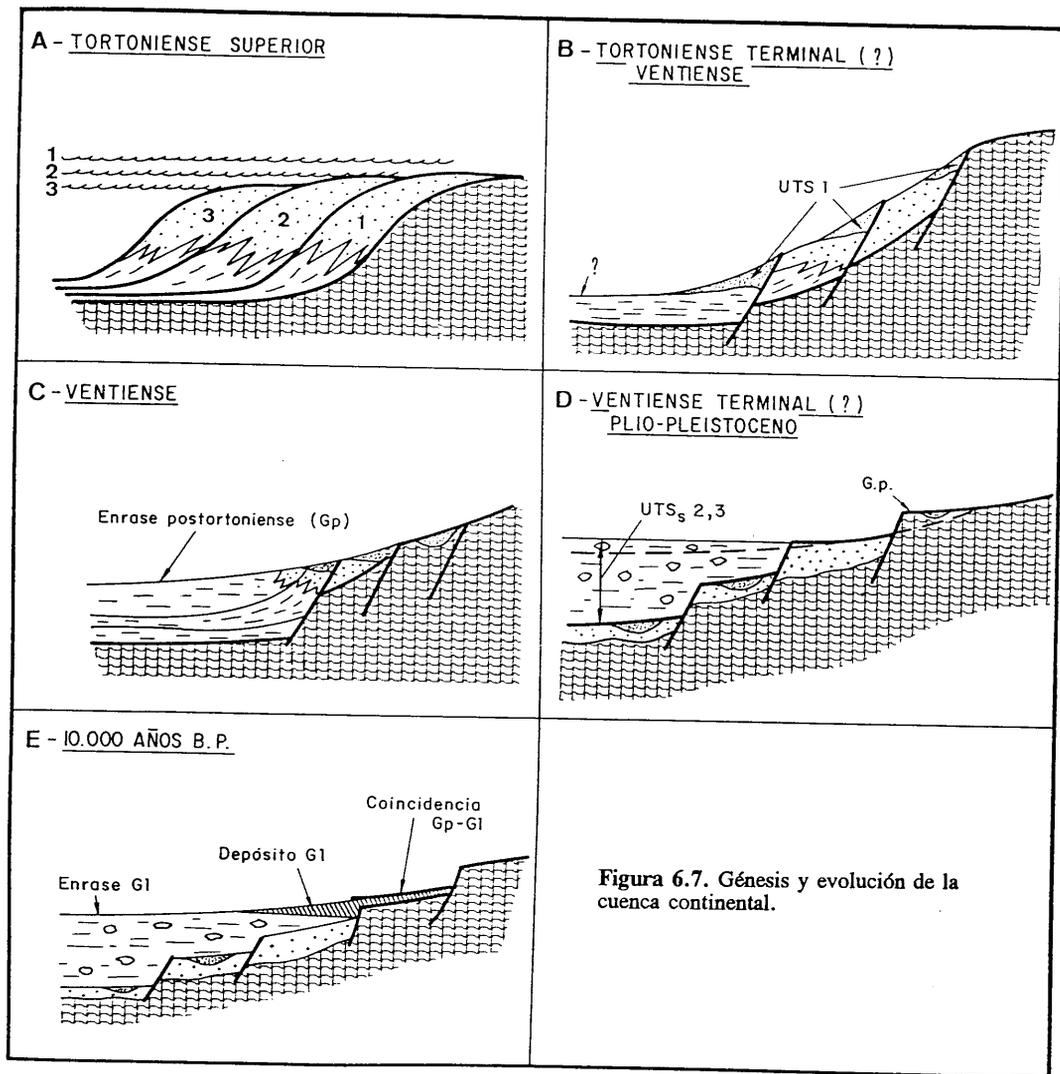


Figura 6.7. Génesis y evolución de la cuenca continental.

Esta superficie de enrase, tipo glaci erosivo, podría presentar por analogía con el denominado glaci antiguo que se desarrolla al final del depósito de la cuenca continental

(G1) desniveles topográficos próximos a los 300 m desde el centro a los bordes del área que abarcase. La continuación tectónica con una prolongada fase distensiva (Sanz de Galdeano, 1983, 1990, Estévez y Sanz de Galdeano, 1980, 1983, Estévez *et al.*, 1976, etc.), sería responsable de que esta superficie de enrase acentuase aún más sus diferencias topográficas de unos puntos a otros, constituyendo la base fundamental del asiento de la sedimentación continental de la unidades tectosedimentarias 2 y 3, desarrolladas tras el establecimiento de unas condiciones climáticas cálidas y húmedas (Steininger *et al.*, 1985a), favorables a la instauración de una red de drenaje más o menos organizada. Así se explicarían las importantes diferencias topográficas entre distintos afloramientos del Tortoniense superior.

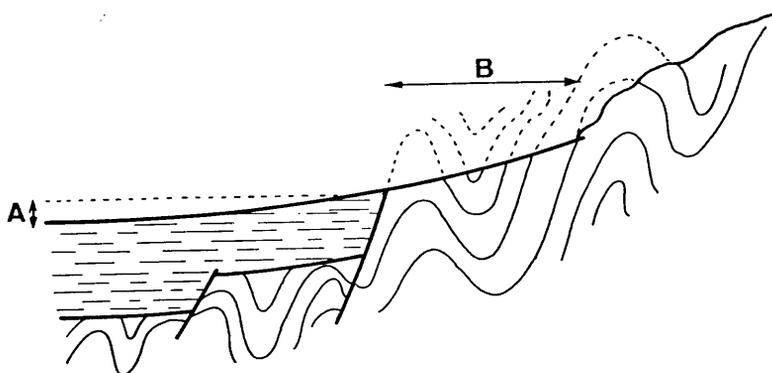


Figura 6.8. Relación del glacis antiguo (G1) con el relleno de la cuenca y con el substrato. A, intervalo de tiempo eliminado en el relleno de la cuenca. B, Idem en el substrato.

Una vez más si se considera la comparación con el glacis antiguo (G1), es remarcable el hecho de que aún siendo un fenómeno indiscutiblemente desarrollado en la extensión de toda la cuenca, mientras que en el substrato llega a eliminar materiales de muy distintas edades (por presentar estos fuertes buzamientos), en el relleno continental erosiona depósitos correspondientes a un intervalo de tiempo no superior a 30 - 40.000 años, y la geometría de enrase erosivo del último relleno continental es a veces difícil de ver, de modo que si no se trata de afloramientos muy extensos en sentido transversal al eje principal de la cuenca, la superficie de caliche asociada a este glacis, se puede interpretar erróneamente como concordante sobre el conjunto continental. Así, de igual manera que el glacis antiguo (G1) erosionó depósitos correspondientes a amplios intervalos de tiempo en el substrato, por mostrarse con valores de buzamiento a veces bastante altos y muy poco del relleno continental subhorizontal y fue desarrollado de un intervalo de tiempo relativamente corto

(fig. 6.8), el posible glacis postortoniense pudo perfectamente, con un intervalo de tiempo mucho más amplio para actuar, eliminar en sectores marginales de la cuenca un importante volumen de materiales, al tiempo que en sectores más interiores de la que entonces era la cuenca, donde aparecería el conjunto Tortoniense poco deformado, la tasa de erosión pudo ser mínima, e incluso, localmente nula.

Hacia los bordes de la cuenca Plio-Pleistocena, el glacis antiguo (G-1) llega localmente a coincidir con el postortoniense, o bien en amplias extensiones, ambas superficies de enrase pueden estar separadas por pocos metros, como se puede ver a lo largo de 10 km en la sección del Río Gor desde el núcleo de Gor hasta las inmediaciones de Peña Hendía (fig. 6.9).

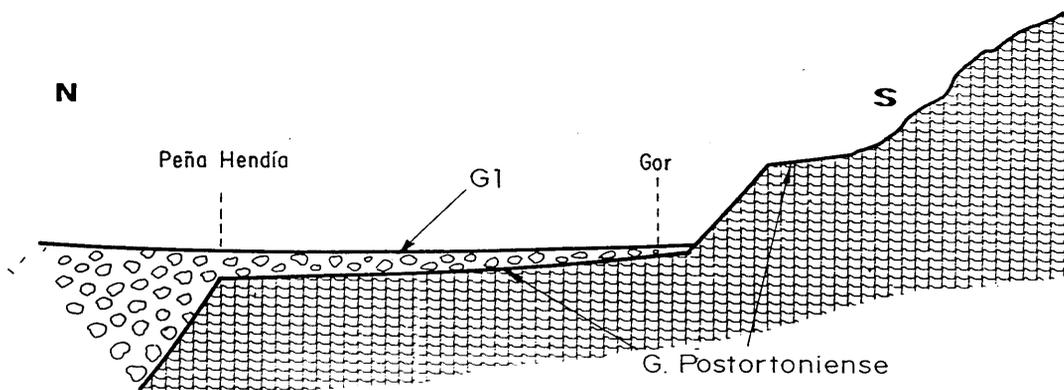


Figura 6.9. Relación en sectores marginales entre el glacis postortoniense y el glacis antiguo (G-1).

De igual modo, y dado que el enrase postortoniense se dio probablemente durante un intervalo más largo y se desarrolló en un área más amplia, y que con posterioridad a su formación sufre una estructuración tectónica importante para ser el asiento de la cuenca continental, parte de las superficies correspondientes a este glacis permanecen a cotas más elevadas de las que alcanzó el enrase del glacis antiguo. Así, Estévez y Sanz de Galdeano (1980, 1983) e IGME (1983), señalan la existencia de los restos de una superficie que corta no solo a los materiales paleozóicos y mesozóicos de los relieves béticos y subbéticos del sector occidental de la cuenca, sino también a los propios sedimentos del Tortoniense superior, que aparecen absolutamente desconectados de la cuenca continental por cuyo

relleno nunca fueron cubiertos, y a altitudes próximas a 1.600 m en el macizo de Sierra Harana (inmediaciones del cortijo de Romailique). Tal superficie debe corresponder al citado enrascamiento postortonense.

La aparición de fenómenos de tipo glacis mixto (con erosión en los relieves y relleno por la Formación Río Gor en depresiones) es congruente con un momento de crisis climática como el que corresponde al tiempo Messiniense. Meon *et al.* (1980) señalan un descenso relativo de humedad en todo el Oeste de Europa para este momento. El descenso brusco de la contaminación detrítica en el ámbito marino incluso también en el Atlántico, puesto de manifiesto por Rodríguez Fernández *et al.*, (1984a), es congruente con esta idea. Unas condiciones de escasa o nula subsidencia contribuirían a acentuar el bajo carácter deposicional de las corrientes fluviales que se desarrollarían en las áreas que quedasen fuera del ámbito de la sedimentación marina.

La existencia de este glacis podría explicar que muchas áreas del basamento que rodea a la cuenca continental presenten cotas máximas entre 1.350 y 1.600 m, así como la superficie invocada por Alonso-Diago *et al.* (1988) en Sierra de Baza y Sierra de Filabres y que ha sido referida en capítulos previos.

La existencia de una superficie de discontinuidad para, al menos, parte del tiempo Messiniense, es un hecho bien documentado en todo el ámbito de Europa meridional y Norte de África. Así, Wezel (1985) destaca una superficie de discontinuidad en el Mar Tirreno a techo de la secuencia evaporítica Messiniense. Mauffret *et al.* (1978) y Rehault *et al.* (1985) señalan que en el Mediterráneo Occidental el tiempo Messiniense está representado por evaporitas hacia el centro de la cuenca, que corresponden a una discordancia con hiato sedimentario de distinta magnitud según los puntos, hacia los márgenes de la misma. Los márgenes de la cuenca de Alborán también muestran una laguna estratigráfica intramessiniense (Carrasco *et al.*, 1978, Ryan *et al.*, 1972). Stanley (1985) y Wezel *et al.* (1979) destacan una relación de discordancia del Plioceno marino sobre materiales Messinienses o Tortonenses en distintos puntos de la Cuenca Mediterránea. Por último, Selli (1985) y Stanley y Wezel (1985) atribuyen la existencia generalizada de superficies erosivas aproximadamente hacia la base del Plioceno en todo el ámbito perimediterráneo, a la respuesta a fenómenos de levantamiento tectónico vertical en amplios sectores de este área. Esto explicaría que la superficie de discontinuidad más marcada pueda sufrir un ligero desfase en el tiempo de unos puntos a otros. Montenat *et al.* (1987) establecen en las cuencas del SE español sendas superficies de discontinuidad en el límite Tortonense - Messiniense y a la base del Plioceno.

Esta superficie de enrase postortoniense debe corresponder a la aparición de discontinuidades aproximadamente planas bastante extensas que se perciben en las líneas sísmicas, así como a los rellanos que se deducen del mapa gravimétrico de la cuenca y situados, probablemente a la base de la serie continental de las unidades 2 y 3. De igual manera, en el campo se observa a las unidades tectosedimentarias 2 y 3 disponiéndose localmente en concordancia o en geometría de solapamiento expansivo sobre una superficie plana escalonada tectónicamente hacia el centro de cuenca (por ejemplo en el afloramiento del Río Gor desde Gor hasta Villa María Luisa y desde el puente situado unos kilómetros al Norte de Gorafe hasta las inmediaciones del Balneraio de Alicún).

Por otro lado, y centrándonos ahora en la relación del conjunto continental con respecto a los materiales más antiguos del Tortoniense superior (es decir, Tortoniense inferior, Mioceno inferior y medio y substrato Alpujárride, Maláguide, Nevado-Filábride o Mesozóico y Cenozóico Subbético), se pueden establecer curiosas similitudes con lo que se ha expuesto hasta ahora.

Al igual que cuando el substrato de la cuenca continental es Tortoniense superior, cuando el material continental más antiguo corresponde a la Formación Río Gor, la superficie de separación suele ser de tipo irregular. En los casos en los que el depósito continental más antiguo corresponde a los conjuntos continentales más modernos (UTSs 2 y 3), la base es una superficie plana, frecuentemente escalonada. Por último, la relación puramente tectónica con este basamento más antiguo que el Tortoniense superior también es frecuente.

Esta similitud, me induce directamente a pensar que la relación del relleno continental de la cuenca de Guadix respecto al Tortoniense superior no se diferencia esencialmente de la que presenta con el resto del basamento más antiguo (con la excepción hecha de esa posible continuidad en reducidos sectores). Si el Tortoniense marino es entonces en su mayor extensión substrato de la cuenca continental, tanto como lo es el resto del basamento, se debe concluir que la cuenca continental que aparece al final del Mioceno, es una nueva depresión, independiente de la previa cuenca marina, y que por tanto el relleno continental se produce sobre un área paleogeográfica esencialmente recién creada.

6.4.2. EL ORIGEN DE LA CUENCA CONTINENTAL

El descenso del nivel del mar durante el Tortoniense superior argumentado por diversos autores, debió tener un impulso importante al final del Tortoniense, probablemente relacionado con movimientos tectónicos considerables en los juegos de orientación aproximada NO y NE, especialmente en el margen bético, de manera que a la fisiografía de la cuenca marina Tortoniense, se le impone una nueva morfología que, con ligeras variaciones, se va a mantener a lo largo del Mioceno terminal, todo el Plioceno y Pleistoceno y hasta la actualidad.

Así, la nueva cuenca continental se va a estructurar directamente sobre el basamento antiguo o sobre el propio depósito Tortoniense. Prueba de ello es que localmente existe una perfecta delimitación del área de sedimentación continental respecto a los depósitos margosos y arenosos del Tortoniense superior mediante un accidente tectónico múltiple de orientación NNO-SSE (Sector de Bernabeles al NE de Guadix) y que puede continuarse a lo largo de toda la cuenca (el denominado sistema de Pedro Martínez). Igualmente por causa de estos movimientos tectónicos, aparecen materiales tortonienses desplazados hasta superar los 1.500 m de altitud en el sector de Sierra Harana, por actuación de una falla de orientación SO-NE.

Se podría considerar pues a la cuenca continental de Guadix como una cuenca originada en una tercera generación y en tiempo Messiniense (o Ventiniense, según la escala continental que se maneja en este trabajo), dada su fisiografía distinta en relación a la cuenca marina Tortoniense. Fenómenos de estructuración tectónica entre el episodio marino y continental se han descrito también para otras cuencas neógenas béticas.

La complicada intersección de los dos juegos de fracturas anteriormente aludidos y que parecen actuar en este momento, no solo entre sí, sino también con fracturas de fondo que pueden estar más o menos suturadas (Cádiz-Alicante, contacto Zonas Internas-Zonas Externas) o con otras orientaciones menos desarrolladas que también cruzan la cuenca, resulta en un complicado mosaico de bloques, que puede llegar a delimitar al menos tres sectores, que se van a comportar de manera distinta a lo largo de la sedimentación del Plioceno y Pleistoceno.

Coincidiendo con el momento de estructuración de la cuenca continental (que nunca más vuelve a ser marina), se produce un episodio de importante desarrollo de conos de deyección, cuyo registro sedimentario va a quedar atrapado en las depresiones erosivas y

tectónicas que se crean sobre el substrato antiguo de la cuenca o sobre los propios materiales del Tortonense correspondientes a la antecesora cuenca marina. Se trata de la Formación Río Gor (Viseras y Fernández, 1988a y b), cuya distribución de afloramientos, como se comentó en el apartado 3.5 marca aproximadamente los límites de la nueva cuenca continental. Cabe la posibilidad de la existencia de un reducido ambiente marino residual (Soria, com. pers.) coetáneo a esta formación, y que se concentraría en los focos más subsidentes de la nueva cuenca.

En esta misma dinámica de compensación de relieves se pudo dar un enrase tipo glacis erosivo que en muchos puntos va a ser después la superficie subsidente sobre la que se producirá el asiento de la sedimentación continental una vez establecida la nueva red de drenaje en respuesta a los reajustes tectónicos en el basamento.

El hecho de que en la Cuenca de Guadix probablemente no se dieran para el tiempo del relleno continental tasas de subsidencia tan espectaculares como las que aparecen en la Cuenca de Granada (Rodríguez Fernández *et al.*, 1989; Ruiz Bustos *et al.*, 1990) puede ser responsable de que la compartimentación del fondo no provocase aquí el desarrollo de auténticas cuencas *pull-apart* sino tan solo áreas de comportamiento tectosedimentario ligeramente distinto.

6.4.3. CAUSAS DE LA TRANSFORMACION ENTRE LAS UNIDADES 2 Y 3

Al final del desarrollo de la segunda UTS, pudo darse un fenómeno de incremento brusco en la extensión de las áreas de drenaje de algunas de las corrientes alimentadoras de los aparatos del sistema transversal bético, por captura de parte de las cuencas que drenaban hacia otros sectores de la cuenca (sector SE por ejemplo) o hacia otras áreas de sedimentación. Este proceso pudo venir en parte condicionado por una tectónica activa en los relieves de Zonas Internas (fig. 6.10). Sin embargo, el desarrollo de los nuevos cuerpos sedimentarios no será especialmente patente hasta que, probablemente en un tiempo ligeramente posterior, el importante volumen de precipitaciones, relacionado con los períodos glaciares (y que tendría especial incidencia en los relieves Béticos, pues los Subbéticos debían ya de ser de mucha menor altitud), haga actuar las nuevas áreas de drenaje y de sedimentación, confiriendo a la cuenca una distribución paleogeográfica distinta.

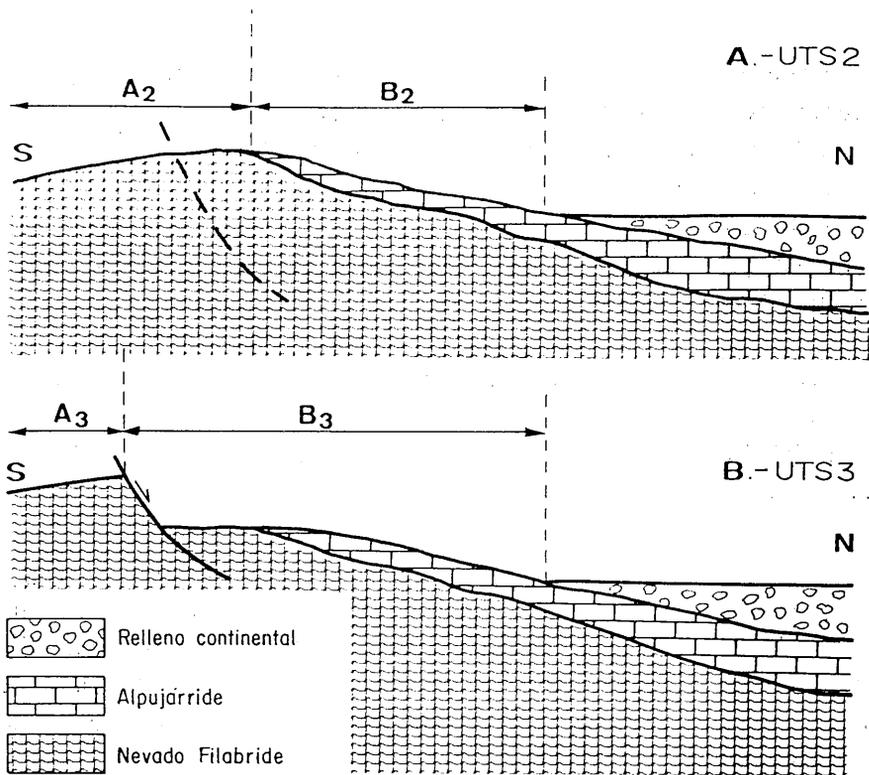


Figura 6.10. Procesos geomorfológicos tectónicamente inducidos en el tránsito de las UTSs 2 - 3. A₂, B₂, A₃, B₃, cuencas de drenaje del sistema transversal bético en las UTSs 2 y 3 en distintas vertientes de la Sierra de Baza.

Un descenso bastante marcado también en la tasa de subsidencia se deduce para este momento, a partir de la menor deformación hacia zonas centrales de la cuenca de los horizontes isocronos que se han podido seguir, así como por el mucho más reducido volumen total de sedimentos acumulados y la aparentemente más libre distribución paleogeográfica en relación a las áreas de máxima subsidencia del Plioceno inferior.

Un hecho a favor de considerar la importancia de fenómenos paleogeográficos de tipo captura de cuencas de drenaje y restar el protagonismo exclusivo a la tectónica en el tránsito entre las dos últimas unidades tectosedimentarias, lo constituye precisamente la curiosa distribución de los ambientes sedimentarios que se deduce para esta última unidad. Mientras que localmente los sedimentos procedentes de Zonas Internas llegan a alcanzar los relieves Subbéticos del margen opuesto de la cuenca (como también señalan Soria y Duran, 1988), aparecen áreas dominadas por sedimentación palustre y lacustre muy próximas a la Sierra de Baza (margen Bético). Este fenómeno encajaría con la posibilidad de que el aumento del

área de drenaje de algunas de las corrientes del sistema transversal bético en detrimento de otras, permitiese a algunos de los antiguos aparatos pliocenos desarrollarse extensamente hasta cubrir toda la anchura de la cuenca, quedando la ubicación de las áreas lacustres condicionada a la topografía que marcaran estos cuerpos deposicionales, siendo así menos dependiente de la tectónica de lo que lo era en la unidad anterior.

La aparición, por primera vez, de materiales procedentes del basamento Nevado-Filábride en los sedimentos de los sistemas de drenaje transversales de procedencia Bética que fluyen hacia el N, es un argumento más a favor de la posibilidad de ampliación de las cuencas de recepción de algunas corrientes (fig. 6.10).

Un fenómeno de transformación en la cuenca de la naturaleza del que se ha invocado, podría explicar que en sectores centrales (ocupados por el sistema longitudinal), la sedimentación se mantuviese mas continua, como se deduce de los datos paleontológicos.

6.4.4. FINAL DE LA SEDIMENTACION Y TRANSFORMACION DE LA CUENCA DEPOSICIONAL EN AMBITO EROSIVO

La baja tasa de subsidencia que debió dominar en el desarrollo de la UTS 3, probablemente alcanzó hacia el final de ésta un valor prácticamente nulo. Coincidiendo con este hecho, tiene lugar la fusión de las nieves de la última glaciación (Würm). Un cambio radical se produce, pues el área fuente entonces dispone de un sistema de amplias cuencas de drenaje muy activas en el Pleistoceno por la sucesión de períodos de humedad y períodos secos con fusión de nieves, y que van a quedar prácticamente inactivas cuando se establece un régimen climático similar al actual. De este modo, las amplias áreas de la cuenca sedimentariamente activas en períodos anteriores, quedan expuestas sin depósito en amplios sectores. Por consiguiente, en un contexto de no subsidencia y escaso aporte de sedimentos a la cuenca (por reducida tasa de erosión en las áreas fuente), y bajo un régimen climático subárido, la cuenca queda expuesta a un fenómeno geomorfológico de tipo glacis ligeramente erosivo, con desarrollo de costra carbonatada (caliche) que constituye el glacis más visible en toda la cuenca (glacis antiguo o G-1). Si se considera que el período Würmiense termina en torno a 11.150 b.p. (Bertolani *et al.*, 1980), y se asume que el último episodio de relleno de la UTS 3 (nivel de colmatación), corresponde efectivamente a la fusión de las nieves del total del Würm (lo cual, como se ha discutido, no se puede asegurar con los datos actuales), el glacis antiguo, que marca el final del ciclo tectosedimentario sería más moderno de esa

edad.

Al haber desaparecido la subsidencia en la cuenca, el sistema de drenaje longitudinal, que hasta entonces había tenido un claro control por los puntos más subsidentes, puede ahora más fácilmente cambiar de posición en respuesta probablemente a fenómenos tectónicos relacionados con un posible levantamiento a nivel regional de toda la cuenca (que más adelante se argumentará). De este modo, se puede producir el desplazamiento hacia el O y NO del Río Fardes en relación al antiguo sistema longitudinal a partir de la altura de Fonelas (fig. 6.6). Así, el sistema longitudinal antiguo, que debía tener su continuación en la actual traza del Guadiana Menor desde Barchés hacia el este, siguiendo claramente una dirección tectónica, como se muestra en la figura 6.6, puede perfectamente haber quedado desplazado según la tendencia citada al rejuglar algunas de las fracturas (que probablemente eran rasgos antiguos) con motivo del levantamiento de la cuenca. El actual Arroyo de Gor, que debía seguir una dirección heredada del drenaje de la cuenca Pleistocena, sufre un giro a la altura de Gorafe, para adoptar una dirección, que probablemente sí sea moderna en busca de la traza del actual Río Fardes, ligeramente desplazado del antiguo sistema longitudinal a la altura del Cortijo del Royo (desembocadura del Río Gor).

La desaparición de la subsidencia en la cuenca pudo también condicionar que, el hasta entonces fuertemente subsidente sector de Cortes de Baza-Benamaurel (como se deduce de los datos de gravimetría y estratigrafía sísmica), dejase de serlo, con lo cual desaparece su carácter de área "atrayente" de sedimentos. Esto mismo pudo facilitar el desplazamiento hasta posiciones más septentrionales del sistema longitudinal (hacia el actual Fardes), una vez que el sector Gorafe-Bacor, deja de ser un polo subsidente paralelo a cuya orientación transcurría el sistema axial Plio-Pleistoceno en este tramo de la cuenca.

Un fenómeno de erosión remontante en el Guadiana Menor en el tramo desde el Guadalquivir hasta el sector de Cortijo Montalvo, pudo provocar una captura de la cuenca de drenaje de una corriente transversal de procedencia norte, paralela al actual Río Guadalentín, que coincidiría aproximadamente con el trazado del actual Guadiana Menor desde el Cortijo de Chillar hasta la curva de Barchés, donde desembocaría en el sistema longitudinal. El relieve Subbético en este sector es en la actualidad muy bajo, como consecuencia de la prolongada erosión Plio-Pleistocena, de manera que el posible levantamiento de la cuenca con desplazamiento hacia el norte del eje de sedimentación (Río Fardes), acompañado de la no tan fuerte tendencia del drenaje principal hacia la cuenca de Baza, pudo facilitar una inversión en la dirección de corriente de parte del sistema longitudinal (sector Guadiana Menor de Barchés hacia el este) y pasar la cuenca de Guadix a ser capturada por la del Guadalquivir. Este posible fenómeno de captura pudo estar

impulsado además por la actuación tectónica de la alineación que, con orientación aproximada N-S, limita parcialmente las Sierras Prebéticas, y que se continúa en la Cuenca de Guadix, marcando el trazado del Río Guadiana Menor en el sector de Barchés-Cortijo Chillar.

Otro hecho que pudo acaecer es que el levantamiento general de la cuenca se produjese con una mínima inclinación hacia el N (no es un fenómeno extraño si se considera que Sierra Nevada estuvo en continuo y lento levantamiento a lo largo de la historia deposicional de la cuenca, como lo muestra la continua migración del eje de la misma hacia sectores septentrionales, y como indica Sanz de Galdeano, 1990). Esta inclinación pudo ser suficiente para provocar un cambio parcial en las tendencias de drenaje, habida cuenta de la morfología tan extraordinariamente peneplanizada que adquirió la cuenca tras el desarrollo del glacis antiguo (G-1).

En cualquier caso, sean cuales fuesen los factores concomitantes, en este momento, la que había sido cuenca sedimentaria pasa a estar dominada por un régimen fuertemente erosivo y se inicia el encajamiento de la red fluvial actual.

La clave para conocer la veracidad de esta hipótesis debe estar en la cuenca del Guadalquivir, donde debería determinarse en que momento exactamente empiezan a acudir aportes procedentes de las Zonas Internas en los sectores proximales, y que tendrían su origen en la destrucción de la cuenca de Guadix.

La incisión de la red de drenaje actual no es un proceso absolutamente continuo. El desarrollo del glacis moderno (G-2), ya claramente controlado por la red actual, y los distintos niveles de terrazas (al menos tres claramente expuestos a lo largo del cauce del Río Fardes) asociados a los actuales sistemas transversales y longitudinal, son una evidencia de que la cuenca, desde el desarrollo del glacis antiguo (G-1), en su tendencia general erosiva hasta la actualidad, ha pasado por momentos en que ha vuelto a ser deposicional o cuando menos ha visto ralentizada su tasa de erosión. Tales situaciones podrían estar relacionadas con momentos de detención en el proceso de levantamiento general, si es que es este el principal responsable del encajamiento de la red fluvial.

Este proceso de levantamiento general, cuya magnitud absoluta es muy difícil de calcular, puede haber involucrado a toda la Cuenca de Guadix y Baza y probablemente a sectores marginales de la de Granada, provocando sobre los materiales Plio-Pleistocenos encajamientos similares de lo que sucede en Guadix. A tal situación responderían por ejemplo el encajamiento del Río Darro sobre los materiales de la Formación Alhambra,

mientras que el sector más hacia el interior de cuenca sigue siendo un área subsidente, sedimentariamente activa, con un sistema longitudinal de drenaje en el actual Río Genil con su llanura de inundación en la Vega de Granada.

El mismo sistema de fracturas de orientación SSO-NNE a favor de las que se desplaza el cauce del actual Río Fardes respecto al antiguo sistema longitudinal de la Cuenca de Guadix (fig. 6.6), puede ser, en su continuación hacia el sur, parcialmente responsable del levantamiento de sectores marginales de la cuenca de Granada, que fueron antiguas áreas de sedimentación en el Plio-Pleistoceno, y la aparición de sectores actualmente subsidentes más hacia centro de cuenca, como ya se ha comentado.

El carácter de superficie rígida de la costra caliza relacionada con el glacis antiguo (G-1), condicionaría que un evento tectónico, como el que se invoca, fracturase esta superficie rígida, creando una zona abierta, hacia donde fácilmente tendería a situarse la principal corriente fluvial (actual Río Fardes), que un momento antes no tenía un cauce estrictamente definido, dada la morfología tan horizontal asociada al desarrollo del glacis. De este modo, un evento tectónico que durante la historia Plio-Pleistocena de la cuenca, habría podido tener una repercusión poco importante, es en tiempo Holoceno bastante significativo.

Algunos argumentos a favor de la posible inversión de la tendencia de drenaje de parte del sistema longitudinal antiguo en el tramo que ahora constituye el Guadiana Menor se muestran en la figura 6.11.

El cauce de algunas de las corrientes de los actuales sistemas transversales que desembocan en el Guadiana Menor, sin que exista una razón estructural o de otro tipo aparente, se orientan al igual que lo hacen los ríos transversales que desembocan en el Fardes y al igual que lo hacían los sistemas transversales Pliocenos, es decir, con una dirección que forma un ángulo agudo con respecto a la corriente troncal a la que alimentan. Tal ángulo agudo siempre apunta en la dirección aguas abajo del drenaje principal, salvo en el caso de muchos afluentes directos del Guadiana Menor en el tramo en que se ha supuesto la inversión (fig 6.11). Tal es el caso, por ejemplo, del tramo final del Río Guadahortuna (que desemboca al sector del Guadiana Menor sobre el que en el Plioceno se instalaría una corriente transversal fluyente hacia el sur, como indican los datos de paleocorrientes expuestos en la figura), o de las actuales Ramblas del Barchés y Rambla del Baul y las que desembocan a esta por la vertiente occidental, o directamente al Guadiana Menor en el mismo sector (Ramblas Seca, del Carrizal, Taray, de las Columnas y Balata). En opinión del autor, estas corrientes de tendencia anómala heredan su orientación de los sistemas de

drenaje transversales Plio-Pleistocenos, y desembocarían, por tanto, a una corriente principal (sistema longitudinal) fluyente hacia el NE.

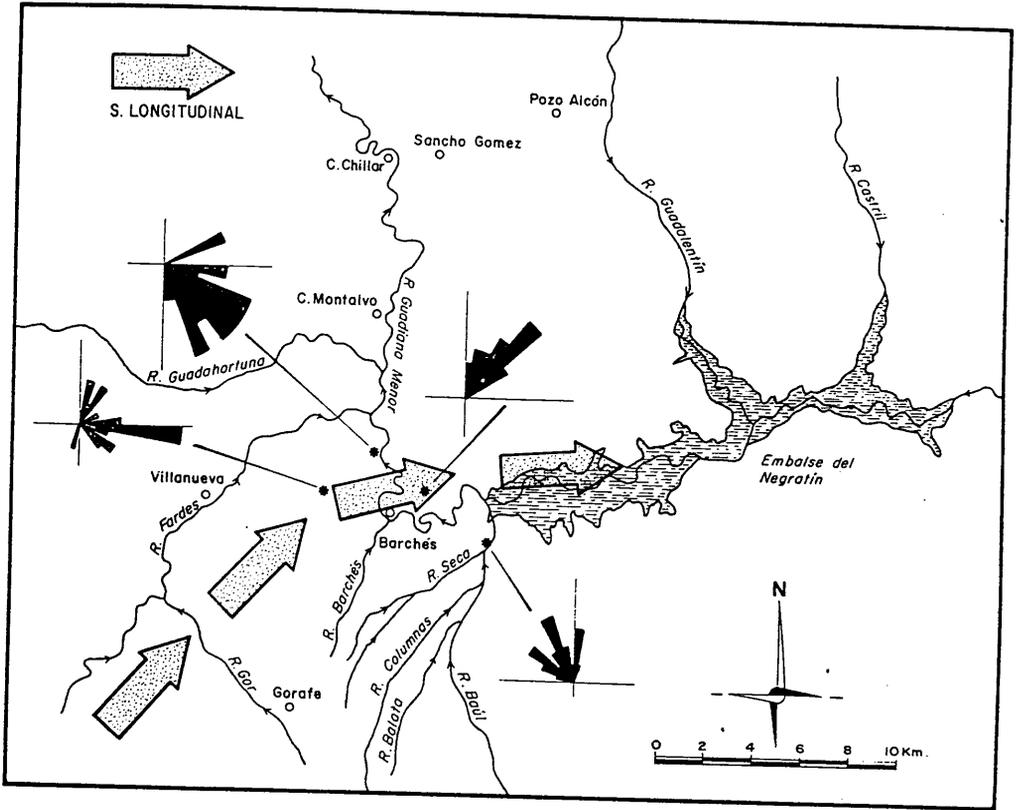


Figura 6.11. Comparación de la orientación de corrientes en la cuenca sedimentaria y la red fluvial actual en el sector distal (Negratín).

De este modo, se explica también que el río Guadalupe transcurra hacia el sur, paralelo al Guadalupe Menor (sector Barchés - Cortijo de Chíllar), que lo hace hacia el N. La dirección del Guadalupe debe ser la de un antiguo sistema transversal de procedencia N, de otra manera la salida más lógica hacia el Guadalupe Menor habría sido hacia el Cortijo de Chíllar, por el sector Pozo Alcón - Sancho Gómez (fig. 6.11).

Los datos de paleocorrientes de la figura 6.11, permiten comparar la orientación actual de las principales corrientes en este sector con los de las corrientes pliocenas.

Lo que fue el ámbito geológico de la cuenca sedimentaria se encuentra en la actualidad sometido a un acelerado proceso erosivo, como lo prueba el desarrollo tan extenso de áreas afectadas por fenómenos de tipo "*bad lands*" y "*piping*", que evolucionan a una velocidad muy rápida, provocando continuos cambios en el paisaje, observables incluso a escala de tiempo humana. Mediante cálculos muy poco precisos (basados en la realización de varios cortes geológicos transversales y longitudinales al eje principal de la cuenca) se puede estimar que en la actualidad se ha desmantelado por erosión en torno a la quinta parte del volumen de sedimentos acumulados al final de la historia sedimentaria de la cuenca.

A los factores de tipo ambiental (escasa cobertura vegetal, régimen climático subárido, etc.) hay que sumar, en mi opinión, el efecto de una serie de variables estrictamente geológicas que condicionan el que el acelerado proceso de erosión a que se ve sometida la región se produzca con tan extrema desproporción en relación a la velocidad de relleno estimada para la Cuenca de Guadix:

1. En primer lugar, es evidente que el grado de diagénesis y, por tanto, de litificación que van a mostrar los sedimentos de una cuenca reciente, es mucho menor que el que puedan presentar materiales antiguos litificados y, a veces, hasta afectados por procesos metamórficos, que imprimen a las rocas caracteres texturales y/o composicionales y una homogeneidad que las hacen mucho más difícilmente erosionables por los agentes físicos. En este caso es más fácilmente atacable el sedimento fluvial y lacustre Plio-Pleistoceno, que los materiales Paleozóicos y Mesozóicos del basamento.
2. El grado tan importante de heterogeneidad, tanto textural como composicional, y la alta proporción de tamaños de grano gruesos que presentan los sedimentos de ambientes aluviales como los que corresponden a los conjuntos Plio-Pleistocenos de la Cuenca de Guadix, facilitará que sean mucho más fácilmente disgregables que, por ejemplo, un sedimento marino, de precipitación química o incluso un sedimento detrítico muy evolucionado, con tamaño de grano fino y grado de selección importante.
3. Hay que tener en cuenta también, que una vez disgregada la roca, será mucho más fácilmente transportable si las partículas producto de esa meteorización tienen ya una morfología apta para el transporte, derivada de su historia sedimentaria anterior. En este sentido, los sedimentos fluviales son una vez más, aventajados. Un ambiente fluvial es por definición un medio de transición hacia el ambiente marino o lacustre. Debido a esta circunstancia,

los sedimentos fluviales tienen características texturales de material en transporte y, por consiguiente, van a ser más fácilmente transportados, una vez disgregados, que las partículas que se depositan en un ambiente terminal, marino, por ejemplo.

4. Por último, existe una razón fundamental para condicionar la rápida erosión de un material recientemente sedimentado. Cuando una cuenca sedimentaria colmatada pasa, por razones tectónicas o geomorfológicas, a ser capturada por otra cuenca que, obviamente, va a tener un nivel de base más bajo, el conjunto que deviene más inmediatamente inestable es el relleno de la cuenca capturada, puesto que se aleja más del perfil de equilibrio que se establecerá en relación al nuevo nivel de base (fig. 6.12).

Una vez más, una cuenca continental intramontañosa es más fácilmente afectada por estos procesos, puesto que, al menos en su parte más moderna, y salvo que haya sido sometida a fenómenos de subsidencia muy importante, gran parte del volumen de su relleno va a estar topográficamente por encima del nivel de base general, con lo cual bastan no muy importantes procesos tectónicos, geomorfológicos o eustáticos para romper su estabilidad.

El mismo efecto se produciría en una cuenca que aún estando directamente conectada con el nivel de base general, se viese afectada por un descenso eustático brusco.

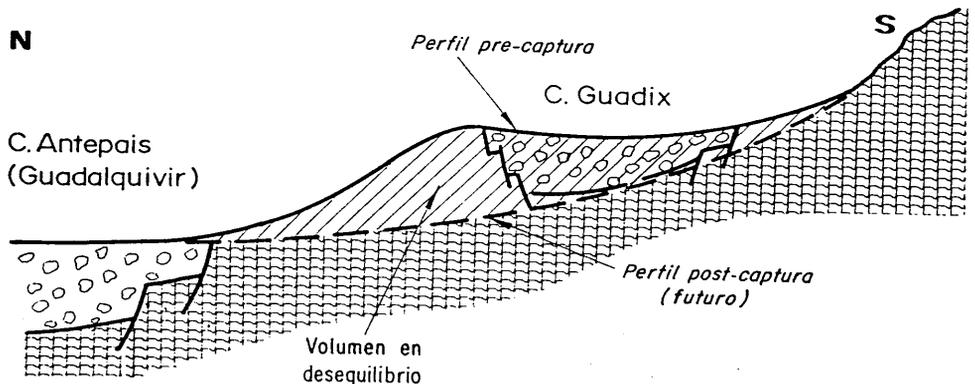


Figura 6.12. Transformación de la cuenca en ámbito erosivo.

En definitiva, se plantea que la Cuenca de Guadix al final de su historia sedimentaria, reúne las condiciones geológicas más idóneas para ser desmantelada por erosión a una velocidad rápida.

7. CONCLUSIONES

De toda la discusión que sobre los principales aspectos de este estudio se ha ido exponiendo a lo largo del texto, se pretende destacar aquí de manera muy esquemática algunos de los rasgos más significativos.

La historia y evolución paleogeográfica de la cuenca continental de Guadix se puede sintetizar en los siguientes puntos:

- La continentalización del área se produce al final del Tortoniense, y está condicionada por la actuación de procesos tectónicos a los que sucede una etapa de compensación de relieves (aparición de la UTS 1 o Formación Río Gor) que culminan con el desarrollo de una superficie de enrase tipo glacis.
- Hacia el Ventiense superior (probablemente terminal) esa superficie de enrase se fractura según las orientaciones N-30-40-O y N-20-40-E, pasando a constituir el fondo subsidente sobre el que se desarrolla la cuenca continental que ocupan las Formaciones Guadix (aluvial) y Gorafe-Huélago (lacustre). Esta cuenca continental va a aparecer compartimentada en al menos tres sectores con subsidencia distinta (Marquesado-Huélago, Hernan Valle y Gorafe-Cuevas del Campo). La actuación de los dos juegos de fracturas mencionados, además de la reactivación de algunas fallas de un sistema más antiguo N-60-70-E situado en el sector septentrional, controlan toda la historia sedimentaria de la cuenca.
- Dentro del período de desarrollo de las Formaciones Guadix y Gorafe-Huélago se reconoce a escala de toda la cuenca un evento tectónico que cumple una serie de

características que permiten tomarlo como límite entre dos UTSs.

- Durante el desarrollo de la UTS 2 (Mioceno terminal-Villafranchense inferior bajo, es decir, esencialmente tiempo Rusciniense) se produce en la mayor parte de la cuenca un continuo desplazamiento del eje hacia el margen subbético como consecuencia de una progresiva mayor entrada de aportes desde el margen bético y una mayor subsidencia en el margen subbético. Es en este intervalo de tiempo cuando tienen lugar tasas de sedimentación más altas y cuando se acumula el mayor volumen de materiales en la cuenca. Este fenómeno puede estar relacionado con la situación de ascenso del nivel del mar que se produce contemporáneamente en el Mediterráneo.
- La UTS 3 se desarrolla entre parte del Villafranchense y el Pleistoceno en unas condiciones de subsidencia muy baja y se acentúa el efecto de mayor entrada de aportes desde el relieve bético de sierra de Baza que desde los relieves subbéticos.
- Probablemente con posterioridad al período glacial Würmiense (que finaliza hace unos 11.000 años) se desarrolla una superficie de glacis extendida por toda la depresión. A continuación la cuenca es capturada por el río Guadalquivir, pasando a constituirse en área fuente de la Cuenca Atlántica. En este proceso puede intervenir un levantamiento general que parece detectarse a nivel regional.

El análisis sedimentológico de los conjuntos de origen aluvial permite diferenciar un total de 24 tipos diferentes de litofacies simples y en general cuatro categorías de elementos arquitecturales de rango inferior a la UTS. A partir de este análisis se deduce que:

- La sedimentación en la UTS 1 corresponde a una serie de conos de deyección localizados y de poca extensión, en tanto que en grandes áreas de la cuenca se reconocen rasgos que manifiestan muy bajos valores de tasa de sedimentación.
- En la UTS 2 se diferencian dos sistemas aluviales transversales al eje de la cuenca, referidos como bético y subbético, y un sistema axial que local y temporalmente supone el asiento de la sedimentación lacustre cuando el drenaje general se obstruye por progradación de los sistemas transversales.
- El sistema transversal bético consiste en una serie de extensos abanicos aluviales contruidos por la actuación de entramados de canales de baja sinuosidad que describen un movimiento pendular sobre su superficie. La combinación de procesos deposicionales y erosivos asociados a estos sistemas de canales concluye en la

aparición de una serie de secuencias FTU con características de detalle particulares en función de la posición del cono que se analice.

- El sistema fluvial longitudinal, que transcurre con una orientación tectónicamente controlada desde las inmediaciones del Marquesado hasta la subcuenca de Baza (sector N del Jabalcón), consiste en una serie de abanicos aluviales en su parte proximal que, de manera muy rápida, evolucionan a un sistema meandriforme con canales de mayores dimensiones que los correspondientes a los sistemas transversales.
- El sistema transversal subbético en el sector que se ha analizado puede describirse como una serie de abanicos aluviales que desde su zona proximal entran en conexión con un cuerpo lacustre, constituyendo por consiguiente un complejo de abanico deltáico. Sobre la geometría y secuencias de sus elementos arquitecturales de segundo y tercer orden se puede reconocer claramente la existencia de repetidas oscilaciones en el nivel del lago.
- Para la UTS 3 se puede suponer un esquema de arquitectura estratigráfica similar al de su predecesora, si bien, las bruscas oscilaciones climáticas que tienen lugar durante su desarrollo provocan importantes cambios en la extensión de las áreas lacustres y los distintos sistemas fluviales. El progresivo descenso en la subsidencia, que ya se advertía en la UTS 2, condiciona la coalescencia generalizada de los abanicos correspondientes al sistema transversal bético, que en esta tercera UTS pasa por tanto a constituir un modelo de tipo llanura trezada.

REFERENCIAS

- ACSN (American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1961). Code of stratigraphic nomenclature. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45: 645-665.
- AGUIRRE, E., LOPEZ, N. y MORALES, J. (1976). Continental faunas in Southeast Spain related to the Messinian. *Il significato Geodinámico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo*. Sem. 2: 62-63.
- AGUSTI, J. (1986): Synthèse biostratigraphique du Plio-Pléistocène de Guadix-Baza (Province de Granada, Sud-Est de l'Espagne). *Geobios*, 19: 505-510.
- AGUSTI, J., GIBERT, J., MOYA-SOLA, S. y VERA, J.A. (1985): Neogene-Quaternary boundary in the Continental Sediments of the Guadix-Baza basin (Southeastern Spain). *VII Congress Regin. Comit. Mediterr. Neogene Stratig.*, Budapest, Abstracts, 50-52.
- ALBERDI, M.T., ALCALA, L., AZANZA, B., CERDEÑO, E., MAZO, A.V., MORALES, J. y SESE, C. (1989). Consideraciones bioestratigráficas sobre la fauna de los Vertebrados fósiles de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada, España). In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (eds), *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 347-355.
- ALBERDI, M.T., BONADONNA, F.P., HOYOS, M. y LEONE, G. (1988). Biostratigraphy and Geodynamics of the Guadix-Baza area (Granada). *II Congreso Geológico de España, SGE*, Granada, Comunicaciones, 1: 249-252.
- ALBERDI, M.T., MAZO, A.V., MORALES, J., RUIZ-BUSTOS, A., SESE, C., CERDEÑO, E., HERRAEZ, E. y SOTO, E. (1985): Biostratigraphy of the continental neogene and lower Quaternary of the Guadix-Baza (Southeast Spain). *VII Congress Regin. Comit. Mediterr. Neogene Stratig.*, Budapest, Abstracts, 57-59.
- ALDAYA, F., DELGADO, F., DIAZ DE FEDERICO, A., FONTBOTE, J.M, GARCIA DUEÑAS, V. y RAMON LLUCH, R. (1980). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1011 (Guadix) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid, 48 p.
- ALLEN, J.R.L. (1983). Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- ALONSO-DIAGO, M.A. (1989): La sedimentación continental plio-pleistocena en la zona occidental de la Depresión de Guadix-Baza. Evolución geodinámica del área. In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds.): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 53-78.
- ALONSO-DIAGO, M.A., HOYOS, M. y MARTIN ESCORZA, M. (1988). Análisis morfológico de la Sierra de Baza y sus piedemontes. *II Congr. Geol. Esp.*, Granada, Comunicaciones, 1: 355-358.
- ANADON, P. (1978). El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarriztiense (Eoceno medio) entre los ríos Gailá y Ripoll (Prov. de Tarragona y Barcelona). *Tesis Doct.*, inédita. Resumen extenso en: *Estud. Geol.*, 34: 341-440.
- ANADON, P. (1990). Los lagos salinos interiores (atalásicos) con faunas de afinidad marina del Cenozoico de la Península Ibérica. *Act. Geol. Hisp.*, 24: 83-102.
- ANADON, P., DE DECKKER, P. y JULIA, R. (1986): The Pleistocene lake deposits of the NE of Baza Basin (Spain). *Hydrobiologia*, 143: 199-208.

- ANADON,P. y JULIA,R. (1990). Hydrochemistry from Sr an Mg contents of ostracodes in Pleistocene lacustrine deposits, Baza Basin (SE Spain). *Hydrobiologia* (en prensa).
- ANADON,P., JULIA,R., DE DECKKER,P., ROSSO,J.C. y SOLULIE-MARSCHÉ,I. (1987): Contribución a la Paleolimnología del Pleistoceno inferior de la cuenca de Baza (sector Orce-Venta Micena). In: Geología y Paleontología del Pleistoceno inferior de Venta Micena, *Paleont. Evol.*, Sabadell, mem. esp. 1, 35-72.
- ANADON,P. y MARZO,M. (1986). Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: sector Igualada-Monserrat. *Gula Exc. XI Congr. Esp. Sedim.*, Barcelona, 59 p.
- ANADON,P. y ZAMARREÑO,I. (1981). Paleogene nonmarine algal deposits of the Ebro Basin northeastern Spain. In: C.L.V. Monty (ed), *Phanerozoic Stromatolites*, Springer-Verlag, Berlín: 140-154.
- ANDRES,A. de, GARCIA RAMOS,G., RAIGON,M. y SANCHEZ,P. (1990). Propiedades cerámicas de arcillas procedentes de Guadix (Granada). *Bol. Soc. Esp. Ceram. Vidr.*, 29: 37-40.
- ARCHE,A. (1983). Coarse grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. In: J.D. Collinson y J. Lewin (eds), *Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6: 313-322.
- ARRIBAS,M.E., FERNANDEZ,J. y GARCIA-AGUILAR,J.M. (1988). Análisis sedimentológico de los materiales lacustres (Formación Gorafe-Huélago) del sector central de la Depresión de Guadix. *Estudios Geol.*, 44: 61-73.
- AZZAROLI,A., DE GIULI,C., FICCARELLI,G. y TORRE,D. (1988). Late Pliocene to early Mid-Pleistocene Mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events. *Paleogeogr. Paleoclimatol.*, 66: 77-100.
- BARBADILLO,L.J. (1989): Los Reptalia (Sauria y Amphisbaenia) de los yacimientos Plio-Pleistocenos de la cuenca Guadix-Baza (sudeste español). In: M.T.Alberdi y F.P.Bonadonna (Eds.): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 151-165.
- BENAVENTE HERRERA,J. y SANZ DE GALDEANO,C. (1985). Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. *Estud. Geol.*, 41: 177-188.
- BENDER,M.L. y GRAHAM,D.W. (1981): On late Miocene abyssal hydrography. *Mar. Micropaleont.*, 6: 451-464.
- BENKHELIL,J. (1976). Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse. Univ. Niza*. 180 p.
- BERTOLANI,D. (1985): Pollen Paleoclimatology in the Mediterranean since Messinian Time. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- BERTOLANI,D., ACCORSI,C.A., BANDINI,M. y FORLANI,L. (1980): La recherche palinologique nella illustrazione dell'ambiente naturale bolognese. *Nat. Mont.*, 3: 33-57.
- BLOW,W.H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings of International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, eds P. Brönnemann and H.H. Renz, (E.J. Brill, Leiden), 1: 199-421.
- BLUCK,B.J. (1971). Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7: 93-138.
- BLUCK,B.J. (1976). Sedimentation in some Scottish Rivers of Low Sinuosity. *Trans. R. Soc., Edinburgh*, 71: 29-46.

- BLUCK, B.J. (1979). Structure of coarse grained stream alluvium. *Trans. R. Soc.*, Edinburgh, 70: 181-221.
- BLUCK, B.J. (1980). Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Trans. R. Soc.*, Edinburgh, 71: 29-46.
- BLUCK, B.J. (1986). Upward coarsening sedimentation units and facies lineages, Old Red Sandstone, Scotland. *Trans. R. S. Edinburgh: Earth Sci.*, 77: 251-264.
- BLUCK, B.J. (1987). Bed Forms and clast size changes in Gravel-bed Rivers. In: K. Richard (Ed.): *River Channels: Environment and Process*. Blackwell. 159-178.
- BOCCALETTI, M., GELATI, R., LOPEZ-GARRIDO, A.C., PAPANI, G., RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987). Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Natur. de l'Ateneo Parmense*, 23: 179-200.
- BONADONNA, F.P. y LEONE, G. (1989): La Región de Guadix-Baza: datos de la composición isotópica del oxígeno y del carbono y reconstrucción paleoambiental. In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds.): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 79-95.
- BONIFAY, M.F. (1973): Principaux gisements paléontologiques français du Pléistocène moyen: essai de classification. In: *Le Quaternaire: géodynamique, stratigraphie et environnement*. Ed. Com. Nat. franç. Inqua : 41-50.
- BOTELLA, M., MARTINEZ, C., CARDENAS, F.J. (1986). Industria musteriense y achelense en Cueva Horá (Darro, Granada). *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*, Junta de Andalucía, Sevilla, 79-93.
- BOTELLA, M., MARTINEZ, C., CARDENAS, F.J. y CAÑABATE, M.J. (1985). Las industrias paleolíticas de Cueva Horá (Darro, Granada): avance del estudio técnico y tipológico. *Antrop. y Paleoec. humana, Univ. Granada*, 3: 13-48.
- BOTELLA, M., PORTA, J. y VERA, J.A. (1975): El yacimiento Achelense de la Solana de Zamborino. Fonelas. Granada (Primera campaña de excavaciones) *Cuadern. Prehist. Univ. Granada*, 1: 1-45.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976a): Observations microtectoniques sur la compression nord-sud cuaternaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne méridionale-Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Geol. Fr. (7)*. t. XVIII, 3: 711-727.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976b): Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension Plio-pléistocène ancien dans l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 7: 57-67.
- BRAITHWAITE, C.J.R. (1979). Crystal textures of recent fluvial pisolites and laminated crystalline crusts in Dyfde, South Wales. *J. Sedim. Petrol.*, 49: 181-194.
- CAM (1984): Proyecto GEOCAM. Minas del Marquesado. Compañía Andaluza de Minas. Informe privado.
- CAMPBELL, J.E. y HENDRY, H.E. (1987). Anatomy of a gravelly meander lobe in the Saskatchewan River near Nipawin, Canada. In: F.G. Ethridge, R.M. Flores y M.D. Harvey (eds), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ.*, 39: 179-190.
- CANO GARCIA, G.M. (1975). Un ejemplo de karst en rocas blandas: las Torcas de Guadix. *Homenaje a D. Manuel de Teran, Estud. Geograf.*, 36: 138-139.
- CANT, D.J. y WALKER, R.G. (1976). Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point sandstone, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 13: 102-119.
- CARRASCO, F., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., RODRIGUEZ, P. y SERRANO, F. (1978). Sobre la presencia de materiales del Mioceno superior en la desembocadura del Río Velez (provincia de Málaga). *Cuad. Geol. Univ. Granada.*, 8-9: 266-273.

- CASAS, J., PEÑA, J.A. y VERA, J.A. (1975): Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la Solana del Zamborino. *Cuadern. Prehist. Univ. Granada*, 1: 5-15.
- CASTILLO, C. (1990). Paleocomunidades de Micromamíferos de los Yacimientos kársticos del Neógeno de Andalucía Oriental. *Tesis Doctoral*, Univ. Granada. 255 p.
- CHALINE, J. (1980): Zonation biologique et climatique du Pléistocène d'après les faunes de Rongeurs. In: *Suppl. Bull. afeq*, n.s., 1: 359-367.
- CHURCH, M., (1972). Baffin Island sandurs: a study of Arctic fluvial processes. *Bull. Geol. Surv. Can.*, 216.
- CITA, M.B. (Ed) (1976): Il significato geodinámico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo. *C.N.R. Progr. Geodin. IGCP*. 92 P.
- CITA, M.B. (1981): Distribution of evaporites in the Neogene of the Mediterranean, the Paratethys and the Middle East Background and motivation. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 4: 219-231.
- COLLIER, R.E.U. (1990). Eustatic and tectonic controls upon Quaternary coastal sedimentation in the Corinth Basin, Greece. *Jour. Royal Soc. London*. 147: 301-314.
- COLLINSON, J.D. y LEWIN, J. (Eds) (1983). *Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6.
- COLOM, G. (1951): Estudio sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas mio-pliocenas de las Cordilleras Béticas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 49: 157-193.
- COMAS, M.C., GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO VILA, F. (1978). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 992 (Moreda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid, 51 p.
- COMAS, M.C., DELGADO, F. y VERA, J.A. (1973): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 993 (Benalúa de Guadix) del mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid, 64 p.
- COOK, H.B.S. (1984): Recognizing Different Quaternary Chronologies: a multidisciplinary Chronologies. *Geo Books*, 1-14.
- CORDY, J.M. (1982): Biozonation du Quaternaire postvillafanchien continental d'Europe Occidentale a partir des grands Mammifères. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 105: 303-314.
- CUEVAS, F., MARTIN-PENELA, A., RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1984): Première datation du Turolien à la base de la Formation de Guadix (Secteur d'Abla, Espagne). *Geobios*, 17: 355-361.
- DELFAUD, J. (1972). Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et Cretacé inférieur de l'Aquitaine. *Mem. B.R.G.M.*, 77: 593-611.
- DELGADO, F., GÓMEZ-PRÍETO, J.A. y MARTÍN GARCÍA, L. (1980): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 994 (Baza) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid, 63 p.
- DRASCHE, R. von (1879): Geologische skizze des hochgebirge thale der Sierra Nevada. *Jahrbuch, der K.K. Geol. Reichensald Bd.* 29: 93-122 (trad. *Bol. Com. Map. Geol.* 6:353-388).
- DUMAS, B., GUEREMY, P., LHENAFF, R. y RAFFY, J. (1980): Pour une révision de la Chronologie Quaternaire Méditerranéenne d'après des observations en Calabre méridionale (Italie) et en Espagne du Sud-Est. Problemes du Stratigraphie Quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Supl. an. bull. AEFEQ*, 1:326-331.
- ENADIMSA, (1985). Mapa Geológico-Minero de Andalucía. *Consej. de Econ. Ind., Dir. Gen. Ind. Energ. Min., Junta de Andalucía*.
- ESTEVEZ, A., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., MARTIN ALGARRA, A., SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F. (1984): El cabalgamiento Fini-serravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.

Mediterranea Ser. Geol., 3: 140-151.

- ESTEVEZ, A., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RODRIGUEZ FERNANDEZ, J., ALBERDI, M.T. y RUIZ BUSTOS, A. (1982). Sur l'âge mio-pliocène des séries détritiques de la terminaison occidentale du bassin de Grenade (Espagne méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294: 1187-1190.
- ESTEVEZ, A., LOPEZ-GARRIDO, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1976): Estudio de la deformación reciente en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza). *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el Mar de Alborán*. Secr. Publ. Univer. Granada, pp. 165-192.
- ESTEVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1980): La Neotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. de Grenade). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 11: 7-29.
- ESTEVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Neotectonique du secteur central des Chaînes bétiques (Bassins du Guadix-Baza et Grenade). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, 24: 23-34.
- ETHRIDGE, F.G., FLORES, R.M. y HARVEY, M.D. (Eds) (1987). *Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Soc. Econ. Paleon. and Mineral. Spec. Publ. 39*.
- FALLOT, P., FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J.M. (1967): Observations sur la partie occidentale de la formation de Guadix. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 78: 1-48.
- FALLOT, P., SOLE, L., COLOM, G. y BIROT, P. (1950): Sur l'âge des couches de Baza et de la Formation de Guadix. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 231: 504-507.
- FEJFAR, O. y HEINRICH, W.D. (1983). Arvicoliden-Sukcession und Biostratigraphie des Oberpliozäns und Quatärs in Europa. In: W.D. Heinrich (Ed), *Wirbeltier Evolution und Faunen Wandel im Känozoikum*. Akademie Verlag, Berlin, 61-109.
- FERNANDEZ, J. y DABRIO, C.J. (1983): Los conglomerados de Moraleda: un modelo de sistema fluvial de tipo braided (depresión de Granada, España). *Estud. Geol.*, 39: 53-69.
- FERNANDEZ, J., GARCIA-AGUILAR, J.M. y VERA, J.A. (1986-87): Evolución de facies abanico aluvial-fluvial-lacustre en el Plioceno de la depresión de Guadix-Baza. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 83-90.
- FERNANDEZ, J. y SORIA, J. (1988): Posición estratigráfica, relaciones de facies y control tectónico del abanico de Villanueva, Mioceno terminal, Depresión de Guadix. *II Congr. Geol. España, SGE, Granada, Simposios*, 291-298.
- FERNANDEZ, J., SORIA, J. y VISERAS, C. (1989a). Relaciones de facies en un abanico deltáico lacustre. Cuenca de Guadix, Cordilleras Béticas. *XII Congr. Esp. Sedimen.*, Comunicaciones, 1: 23-26.
- FERNANDEZ, J., VISERAS, C. y BLUCK, B.J. (1989b). Changes in evolution of Guadix Basin as documented by alluvial architecture (Betic Ranges, Spain). *4th Inter. Confer. Fluvial Sediment. Barcelona, Field Trip*, 80 p.
- FOOSE, R.M. (1985): Geological Information from Satellite Surveys of the Mediterranean Region. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- FOUCAULT, A. (1971). Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). *Tesis, Univ. París*. 633 p.
- FRIEND, P.F. (1978). Distinctive features of some ancient river systems. In: A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5: 531-542.
- FRIEND, P.F. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: J.D. Collinson y J. Lewin (eds), *Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 6: 345-354.

- FRIEND, P.F., SLATER, M.J. y WILLIAMS, R.C. (1979). Vertical and lateral buildings of river sandstone bodies, Ebro basin, Spain. *J. Geol. Soc.*, London 136, 39-46.
- GARCIA, C. (1979). Los roedores de Cueva Horá (Darro, Granada). Nuevos datos sobre la fauna del Pleistoceno Superior en Andalucía. *Antrop. y Paleoec. humana, Univ. Granada*, 1: 79-83.
- GARCIA AGUILAR, J.M. (1986). Análisis sedimentológico de la Depresión de Guadix (Transversal Gor-Alicun de Ortega, Granada). *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Granada, 189 p (inérita).
- GARCIA-DUEÑAS, V., MARTINEZ, M., OROZCO, M. y SOTO, J.I. (1988). Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles (Cordillères bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 2: 1389-1395.
- GEI (International Subcommission on Stratigraphic Classification, H.D. Hedberg, editor; C. Petzall, A. Salvador, S. Reguant y J.F. Longoria, traductores) (1980). *Guía Estratigráfica Internacional*, Réverté, Barcelona, 205 p.
- GIBERT, J., AGUSTI, J. y MOYA, S. (1983): Presencia de Homo sp. en el yacimiento del Pleistoceno de Venta Micena (Orce, Granada). *Paleont. Evol.*, Pub. sp. 9 p.
- GLAZEK, J. (1965). Recent oncolites in streams of North Vietnam and of the Polish Tatra Mts. *Roczn. Pol. Tow. Dendrol.*, 35: 221-242.
- GOLE, C.V. y CHITALE, S.V. (1966). Inland delta building activity of the Kosi River. *Porc. Am. Ass. Civ. Eng. J. Hydraul. Div. Hy-12*, 111-126.
- GONZALEZ, A. (1989). Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y de las cubetas ibéricas marginales. *Tesis Doctoral*, Univ. Zaragoza, 507 p.
- GONZALEZ, A., PARDO, G. y VILLENA, J. (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios: 175-184.
- GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C.J., HOYOS, M. y CIVIS, J. (1989): Geomorfología y evolución dinámica del sector suroriental de la cuenca de Guadix-Baza (área de Baza-Caniles). In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds.): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 97-109.
- GRANT, G., SWANSON, F.J. y WOLMAN, M.G. (1990). Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102: 340-352.
- GUERIN, C. (1980). Les Rhinocéros du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentales. Comparaison avec les espèces actuelles. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 79 (1-3), 1185 p.
- GUERIN, C. (1982). Premier biozonation du Pléistocène européen, principal resultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur d'Europe occidentale. *Geobios*, 15 (4): 593-598.
- GUERRA, A. (1990). Sobre la conexión entre la Depresión de Guadix-Baza y el Corredor del Almanzora. (Cordilleras Béticas, Andalucía Oriental). *Geogaceta*, 8: 97-99.
- GUERRA, A., MARTIN PENELA, A. y SERRANO, F. (1990): El Mioceno superior de la Depresión de Guadix-Baza en el sector de Caniles. Implicaciones paleogeográficas. *Mediterranea Ser. Geol.* (en prensa).
- HAQ, B.U., HANDEBOL, J. y VAIL, P.R. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 269: 483-489.
- HAUGHTON, P.D.W. (1986): Sedimentology and Provenance of the Dunnottar and Crawton Groups, Lower Old Red Sandstone, Kincarsdimeshire, Scotland. *Ph.D. Univ. Glasgow*. 601 p (inérita).
- HOBBS, W.H. (1906). Guadix Formation of Granada, Spain. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 17: 285-294.
- HOROWITZ, A. (1979): The Quaternary of Israel. *Academic Press*, New York, 394 p.

- HSU, K.J., MONTARDET, L., BERNOULLI, D., CITA, M.B., ERICKSON, A., GARRISON, R.E., KIDD, R.B., MELIERES, F. MULLER, C. y WRIGHT, R. (1977): History of the Mediterranean Salinity Crisis. *Nature*, 267: 399-403.
- IFP (Institut Français du Pétrole) (1977). The Alboran Sea structural pattern: an offshore extrapolation of Landsat imagery interpretation. In: *Proc. of Third Pecora Conf.* Sioux Falls, South Dakota, 5 p.
- IGME (1983). Mapa Sismotectónico de España 1:100.000, Hoja Piloto, Granada.
- IGME (1986). Contribución de la exploración petrolera al conocimiento de la geología de España. Plano 8, Mediterráneo. Málaga-Almería.
- ITGE (1990). Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España. Tomo II. Béticas - Granada - Guadix/Baza, Murcia/Almería, Alborán.
- JACKSON, R.G. (1978). Genesis of fluvial of bedforms. In: A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5: 852.
- JANOSSY, D. (1975): Mid-Pleistocene microfaunas of continental Europe and adjoining areas. In: K. Butzer & G. Isaac (Ed), *After the Australopithecines*, Mouton Publ., Paris: 375-397.
- KAHLKE, H.D. (1975): The macro-faunas of continental Europe during the Middle Pleistocene: Stratigraphic sequence and problems of intercorrelation. In: K. Butzer & G. Isaac (Ed), *After the Australopithecines*, Mouton Publ., Paris: 309-374.
- KEIGWIN, L.D.Jr. (1979): Late Cenozoic stable isotope stratigraphy and paleoceanography of DSDP sites from the east equatorial and north central Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 361-382.
- KENDALL, A.C. (1884). Evaporites. In: R.G. Walker (ed), *Facies Models, Geosci. Canada*, 259-267.
- KRIGSTROM, A. (1962). Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geogr. Annlr.*, 44: 328-436.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. (1957). River channel patterns: braided meandering and straight. *Prof. Pap. U. S. Geol. Surv.*, 282A.
- LOPEZ-GARRIDO, A. y VERA, J.A. (1974): Diapirismo reciente de la Depresión Guadix-Baza (sector del Negratín). *Estudios Geológicos*. 30: 611-618.
- LOPEZ-MARTINEZ, N., AGUSTI, J., CABRERA, L., CALVO, J.P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAMMS, R., DIAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTINEZ, J., MORALES, J., PORTERO, J.M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. y TORRES, T. (1985): Approach to the Spanish Continental Neogene Synthesis and palaeoclimatic Interpretation. *VIII Congress R.C.M.N.S.*: 348-350.
- LOUITT, T.S. y KEIGWIN, L.D.Jr. (1982): Stable isotopic evidence for latest Miocene sea-level fall in the Mediterranean region. *Nature*, 300: 163-166.
- LUMLEY, H., de (1976): Cadre chronologique absolu, paléomagnétisme, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles. In: H. de Lumley (Ed), *La Préhistoire Française CNRS*, Paris, 1: 5-23.
- MARIN, J.M. (1971): Estudio geológico de la formación lacustre existente al sur del macizo del Mencil. *Tesis Licenc. Univ. Granada* (inédita).
- MARTIN-PENELA, A. (1976). Paleontología de los Equidae, Rhinocerotidae y Elephantidae del yacimiento de la Solana del Zamborino (Fonelas, Granada). *Mem. Licenciatura, Univ. Granada*, 224 p, (inédita).
- MARTIN-PENELA, A. (1986). Los grandes mamíferos del yacimiento Pleistoceno Superior de Cueva Horá (Darro, Granada, España). *Antrop. y Paleoc. humana, Univ. Granada*, 4: 107-126.

- MARTIN PENELA, A. (1987): Los grandes mamíferos del yacimiento achelense de la Solana del Zamborino (Fonelas, Granada). Tesis Univ. Granada, 268 p. (publicada en *Antropología y Paleoecología humana*, 5: 29-188).
- MARTIN RAMOS, J.D. (1976). Las micas de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 244 p.
- MARTIN SUAREZ, E. (1988): Sucesiones de micromamíferos en la Depresión de Guadix-Baza (España). *Tesis Univ. Granada*, 241 p.
- MARTINI, E. y WORSLEY, T. (1970): Standard Neogene calcareous nanno-plankton zonation. *Nature*, 235: 289-290.
- MARZO, M. y PUIGDEFBREGAS, C. (Eds) (1989). *4th International Conference on Fluvial Sedimentology. Abstracts*, (volumen de trabajos pendiente de publicación).
- MARZO, M., NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1988). Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 35: 719-738.
- MAUFFRET, A., MONTARDET, L., LAVERGNE, M. y WILLM, C. (1978): Geological and Geophysical setting of DSDP, site 372 (western Mediterranean). In: K.J. Hsü et al (ed), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 42, parte 1, Nat. Sc. Found., Washington D.C., 889-897.
- McGANNON, D.E.Jr. (1975). Primary fluvial oolites. *J. Sedim. Petrol.* 45: 719-7272.
- McGOWEN, J.H. y GARNER, L.E. (1970). Physiographic features and stratification types of coarse-grained point-bars. Modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14: 77-112.
- McPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G. y MOIOLA, R.J. (1987). Fal-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Cos. Amer. Bull.*, 99: 331-340.
- MEGIAS, A.G. (1982). Introducción al Análisis Tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congreso latino-americano de Geología*, Actas, 1, 385-402.
- MEGIAS, A.G., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980a). Un essai synthèse lithostratigraphique du Bassin de Madrid (Espagne). *Congr. Inter. Geol.*, París.
- MEGIAS, A.G., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980b). Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid. *Act. IX Congr. Nac. Esp. Sedim.*, Salamanca.
- MEIN, P. (1976): Proposition du Biozonation du Neogene Mediterraean a partir des Mammifères. Proc. VI RCNMS Congress. Bratislava.
- MEIN, P. y AGUSTI, J. (1990): Les gisements de Mammiferes Néogène de la Zone Bétique. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 81-84.
- MEON, H., BALLELIO, R., GUERIN, C. y MEIN, P. (1980): Approche climatologique du Néogène superior (Tortonien à Pléistocène moyen ancien) d'après les faunes et les flores d'Europe Occidentale. *Mém. Mus. Hist. Natur. B.* 27: 182-195.
- MIALL, A.D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13: 1-62.
- MIALL, A.D. (Ed) (1978). *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5.
- MIALL, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5: 597-604.
- MIALL, A.D. (1985). Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-308.
- MIALL, A.D. (1988). Facies Architecture in Clastic Sedimentary Basins. In: K.L. Kleinspehn y C. Paola (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag, 67-81.
- MIALL, A.D. (1989). Facies architecture of fluvial sediments: the development of a field methodology, with examples from the Colorado Plateau U.S.A.. *4th International Conference on Fluvial*

Sedimentology. Abstracts, 183.

- MITCHUM, R.M.Jr., VAIL, P.R. y THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (ed), *Seismic Stratigraphy. Applications to hidrocarbon exploration*. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 26: 53-62.
- MOLINA, E. (1975). Estudio geológico (con énfasis Micropaleontológico) del sector Torre-Cardela. El Navazuelo (Granada). *Tesis Licenc.*, Univ. Granada (inédita).
- MONTENAT, C. (1977). Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique. *Docum. Lab. Géol.*, Univ. Lyon. 69, 345 p.
- MONTENAT, C., LAROUZIERE, F.D. y BEDU, P. (1989). Originalité Géodynamique des Bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne). *Notes et Memoires 21, Comp. Franç. Petrol*, 11-49.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P.H. y MASSE, P. (1987). Tectonic-Sedimentary Characters of the Betic Neogene Basins. Evolving in a Crustal Transcurrent Shear Zone (SE Spain). *Elf Aquitaine Bull.*, 11, 1: 1-22.
- MULLER, C. (1985). Late Miocene to Recent Mediterranean Biostratigraphy and Paleoenvironments based on Calcareous Nannoplankton. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- NASC (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983). North American Stratigraphic Code. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 67: 841-875.
- NEMEC, W. (1988). The shape of the rose. *Sedim. Geol.*, 59: 149-152.
- NEMEC, W. y STEEL, R.J. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E.H. Koster y R.J. Steel (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 1-31.
- NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1978). Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. In: A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgari, 5: 487-510.
- OKADA, H. y BURKRY, D. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropal.* 5: 321-325.
- ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1977). Calcareous tufas associated to the Middle Terrace and Campiña Terrace of High Henares Basin (Central Spain) and their climatologic and geomorphological significance. *10th int. Congress INQUA*, 337.
- ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1983). Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. In: J.D. Collinson y J. Lewin (eds), *Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Pubs. int. Ass. Sediment.*, 6: 485-497.
- ORDOÑEZ, S., GONZALEZ, J.A. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1982) Carbonatos fluviales en la Mesa Ocaña-Tarancón. *Actas del IX Congr. Nac. Sedim.*, Salamanca.
- OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C. (1985). Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300: 363-368.
- PAOLA, C. (1988). Subsidence and gravel transport in alluvial basins. In: K.L. Kleinspehn y C. Paola (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag, 231-243.
- PARDO, G., VILLENA, J. y GONZALEZ, A. (1989). Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y Unidades Tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2, (3-4), 199-221.

- PEÑA, J.A. (1974). Estratigrafía del Plio-Pleistoceno del sector occidental de la Depresión de Guadix. *Tesis Licenc.*, Univ. Granada. 72 p.
- PEÑA, J.A. (1975). Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno del sector occidental de la Depresión de Guadix. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6: 31-54.
- PEÑA, J.A. (1979): La depresión de Guadix-Baza. Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno. *Tesis Univ. Granada*, 160 p. (inédita).
- PEÑA, J.A. (1985): La depresión de Guadix-Baza. *Estudios Geol.*, 41: 33-46.
- PLINT, A.G. (1983). Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dordset, England. In: J.D. Collinson y J. Lewin (eds), *Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6: 355-368.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. y VAIL, P.R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition I-Conceptual Framework. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (eds): *Sea level Changes-An integrated approach. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Pub.* 42: 109-124.
- POSAMENTIER, H.W. y VAIL, P.R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition II-Conceptual Framework. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (eds): *Sea level Changes-An integrated approach. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Pub.* 42: 125-154.
- POTTER, P.E. y PETTIJOHN, F.J. (1963). Paleocurrents and Basin Analysis. *Academic Press*, New York, N.Y., 296 p.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1973). Miocene point bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. *Sedimentology* 20: 133-144.
- PUIGDEFABREGAS, C. y VAN VLIET, A. (1978). Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. In: A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgari, 5: 469-486.
- RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1983). Gravels bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: J.D. Collinson y J. Lewin (eds), *Modern and Ancient Fluvial Systems. Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6: 301-312.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985). The Western Mediterranean Basin. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- ROBLES, S. (1982). Estudio comparativo del sistema aluvial del borde occidental de los Catalánides, en la transversal de Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de Lérida). *Acta Geol. Hisp.*, 17: 255-269.
- ROBLES, S. (1984). El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de la Poble de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell. *Ilerda*, 45: 119-144.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1976): Estratigrafía de los materiales pleistocenos de una parte del sector central de la Depresión de Guadix-Baza. *Tesis Licenc.* Univ. Granada (inédita).
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982): El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 224 p.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., FERNANDEZ, J., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1984a). The central sector of the Betic Cordilleras. a realm situated between the Atlantic and Mediterranean domains during the upper Miocene. *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, XXXII: 97-103.

- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., MARTINEZ DEL OLMO, W., GARRIDO-MEGIAS, A. y VERA, J.A. (1984b): Paralelismo entre algunas formaciones que colmatan el Mediterráneo español y la Depresión de Guadix (Cordilleras Béticas). *I Congr. Esp. Geol.*, Segovia, 3: 279-288.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y FERNANDEZ, J. (1989): Genesis and evolution of the Granada Basin (Betic Cordillera, Spain). In: T.P. Thauasuthipitak y P. Ounchanum (eds), *Intermontane basins: Geology and resources*, Chiang-Mai, Thailand. 294-305.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1991). La Cuenca de Granada. *Doc. et trav. IGAL*, 14 (en prensa).
- RÖGL, F. y STEININGER, F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterranean und Paratethys. *Ann. Naturist. Mus. Wien.*, 85/A: 135-163.
- ROUCHY, J.M. (1980): La g n se des  vaporites messinienses de Méditerranée: un bilan. *Bull. Centre. Res. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 4: 511-545.
- RUIZ-BUSTOS, A. (1976): Estudio sistemático y ecológico sobre la fauna del Pleistoceno medio en las Depresiones granadinas. El yacimiento de Cullar Baza I., *Tesis Univ. Granada*, 293 p.
- RUIZ-BUSTOS, A. (1986): Análisis del proceso evolutivo del género *Stephanomys* (Rodentia, Muridae). *Paleomammalia*, 1, 1: 1-25.
- RUIZ-BUSTOS, A. (1990a). Biostratigraphy of the continental Neogene in the Betic Cordilleras. *Abstracts IX R.C.M.N.S. Congress*, Barcelona, 301-302.
- RUIZ-BUSTOS, A. (1990b). The contribution paleoecological data from Mammalian fauna provide on the climatic conditions of the continental Neogene in the Betic Cordilleras. The Plio-Quaternary limit. *Abstracts IX R.C.M.N.S. Congress*, Barcelona, 303-304.
- RUIZ-BUSTOS, A., FERNANDEZ, J., RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. y VERA, J.A. (1990): Los materiales Plio-Pleistocenos del borde norte de la Depresión de Granada. *Estudios Geol.* (en prensa).
- RUST, B.R. (1978). Depositional models for braided alluvium. In: A.D. Miall (ed), *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, 5: 605-626.
- RYAN, W.B.F., HSU, K.J. et al. (1972). The Pliocene record in Deep sea Mediterranean sediments. *Initial D.S.D.P. XIII*.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C., VIDAL, F. y DE MIGUEL, F. (1982). El sistema de fracturas de dirección N10-30E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 38: 393-398.
- SEBASTIAN PARDO, E. (1979): Mineralogía de los materiales plioceno-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza, *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, 311 p.
- SEBASTIAN, E., GARCIA-CERVIGON, A. y RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1975). Mineralogía y Génesis de la Formación Gorafe-Huélago (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Cuad. Geol.* 6, 55-74.
- SEBASTIAN, E., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y LOPEZ AGUAYO, F. (1980): Mineralogía de los materiales plioceno-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza y Serán-Caniles. Consideraciones generales y conclusiones. *Estudios Geol.*, 36: 289-299.
- SEBASTIAN, E., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y LOPEZ AGUAYO, F. (1981). Mineralogía de los sedimentos plioceno-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza (Granada). I Origen de los Minerales de la arcilla. *Soc. Esp. Miner.*, 2: 279-292.

- SELLI, R. (1985): Tectonic Evolution of the Tyrrhenian Sea. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- SELLI, R., ACCORSI, C.A., BANDINI, M., BERTOLANI, D., BIGAZZI, G., BONADONNA, F.P., BORSETTI, A.M., CATI, F., COLALONGO, M.L., D'ONAFRIO, S., LANDINI, W., MENESINI, E., MEZZETI, R., PASINI, G., SAVELLI, C. y TAMPIERI, R. (1977). The Urica Section (Calabria, Italy). A potential Neogene/Quaternary boundary stratotype. *G. Geol.*, 42: 181-204.
- SERRANO, F. (1979): Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral*, Univ. Málaga, 272 p.
- SESE, C. (1989): Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds.): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 185-213.
- SIEGERT, L. (1905): Das Becken von Guadix und Baza. *Zeitschrift Gesell für Erkunde*, Berlín, 525-554 y 586-614.
- SILVERTOP, C. (1836): Geological sketc of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia, Spain. *Longman ress. Edt.* Londres.
- SLOSS, L.L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. *GSA Bulletin*, 74: 93-113.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C. y DAPPLES, E.C. (1949). Integrated facies analysis. In: C.R. Longwel (ed), *Sedimentary facies in geologic history*: GSA Memoir 39, 91-124.
- SMITH, D.G. (1987). Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. In: F.G. Ethridge, R.M. Flores y M.D. Harvey (Eds.): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Spec. Pub. 39, 83-92.
- SMITH, N.D. (1970). The braided stream depositional environment: comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 2993-3014.
- SORIA, J.M. y DURAN, J.J. (1988). Sedimentación en Cueva Horá (Sierra Harana, Granada): Implicaciones neotectónicas y significado regional. *II Congr. Geol. Esp.*, Comunicaciones, 1: 407-413.
- SORIA, F.J., LOPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1987): Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios en el sector de Orce (Depresión de Guadix-Baza). In: *Geología y Paleontología del Pleistoceno inferior de Venta Micena*, Paleont. Evol., Sabadell, mem. esp. 1, 11-34.
- SORIA, J.M., GARCIA-AGUILAR, J.M. y FERNANDEZ, J. (1989): Caracterización estratigráfica y evolución de los depósitos lacustres en la cuenca de Guadix. Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 6: 101-102.
- STANLEY, J.D. (1985): Mud Redepositional Processes as a Major Influence on Mediterranean Margin-Basin Sedimentation. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- STANLEY, J.D. y WEZEL, F.C. (eds) (1985): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag. New York, 589 p.
- STEININGER, F.F., RABEDER, G. y ROGL, F. (1985a): Land Mammal Distribution in the Mediterranean Neogene: A consequence of Geokinematic and Climatic Events. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- STEININGER, F.F., SENES, J., KLEEMAN, K. y RÖLG, F. (1985b): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys: stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. *Inst. Paleontol. Vienna*.

- THORRARINSON, S. (1956). *The thousand years struggle against ice and fire*. Reyjavik: Bokavge Menningarsjads.
- THUNNEL, R.C. (1979): Climatic Evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. *Sed. Geol.*, 23: 67-79.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. y PEREZ-CRUZ, G. (1990). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. In: *Cycles and Events in Stratigraphy*, (en prensa).
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.Jr. y THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relatives changes of sea level. In: C.E. Payton (ed): *Seismic Stratigraphy Applications to Hidrocarbon Exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 26: 83-98.
- VAN COUVERING, J.A., BERGGREN, W.A., DRAKE, R.E., AGUIRRE, E. y CURTIS, G.H. (1976): The terminal Miocene event. *Mar. Micropaleont.*, 1: 263-386.
- VEGA TOSCANO, L.G. (1989): Ocupaciones humanas en el Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza: elementos de discusión. In: M.T. Alberdi y F.P. Bonadonna (Eds.): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, 327-345.
- VERA, J.A. (1968): El Mioceno del borde SW de la Depresión de Guadix. *Acta Geol. Hisp.*, 3: 124-127.
- VERA, J.A. (1970a): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.*, 81: 429-462.
- VERA, J.A. (1970b): Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix Baza. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 23-25.
- VERA, J.A. (1990). Estratigrafía y Geología de eventos. *Acad. Cienc. Matem. Físico-Quím. y Nat. Granada*. Discurso de recepción, 36 p.
- VERA, J.A., RIBA, O. y REGUANT, S. (1989). Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4): 381-401.
- VERA, J.A. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1988): Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortonense superior, Depresión de Guadix, S de España). *Geogaceta*, 5: 26-29.
- VERA, J.A., RODRIGUEZ FERNANDEZ, J., GUERRA, A. y VISERAS, C. (1991). La Cuenca de Guadix-Baza. *Doc. et trav. IGAL*, 14, París (en prensa).
- VIDAL, F., DE MIGUEL, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1982). El sismo granadino del 20 de Junio de 1979. *Rev. de Geofísica*, Madrid, 38: 57-63.
- VISERAS, C. y FERNANDEZ, J. (1988a): Las Brechas del Rio Gor: Una nueva formación en el Neógeno de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). *II Congr. Geol. España, SGE*, Granada, Comunicaciones, 1: 221-224.
- VISERAS, C. y FERNANDEZ, J. (1988b): Significado sedimentológico y tectosedimentario de la Formación Brechas del Rio Gor. Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). *II Congr. Geol. España, SGE*, Granada, Simposios, 299-308.
- VISERAS, C. y FERNANDEZ, J. (1989): Sistemas de drenaje transversales y longitudinales en el relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). *XII Congr. Esp. Sediment.*, Bilbao, 63-66.
- VISERAS, C., FERNANDEZ, J. y BLUCK, B.J. (1989a). Downstream bar evolution in gravel bed rivers. *4th International Conference of Fluvial Sedimentology*, Barcelona, Abstracts, 238.

- VISERAS,C., FERNANDEZ,J. y BLUCK,B.J. (1989b). Autocyclic processes and upward fining sequences in coarse grained deposits. *4th International Conference of Fluvial Sedimentology*, Barcelona, Abstracts, 239.
- VISERAS,C., FERNANDEZ,J. y BLUCK,B.J. (1991). Autocyclic processes on a Pliocene alluvial fan in the Guadix Basin, Spain. *Trans. R. S. Edinburgh* (en prensa).
- WELLS,N.A. y DORR,J.A. (1987). A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. In: F.G.Ethridge, R.M.Flores y M.D.Harvey (Eds.): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Spec. Pub. 39, 51-61.
- WEZEL,F.C. (1985): Structural Features and Basin Tectonics of the Tyrrhenian Sea. In: J.D. Stanley y F.C. Wezel (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, New York, 589 p.
- WEZEL,F.C., SAVELLI,D., BELLAGAMBA,M. y NAPOLEONE,G. (1979): Stile della sedimentazione Quaternaria nel Bacino della Sardegna (Mar Tirreno). *Atti. Conv. Scient. Naz. P. F. Ocean. e. Fondi. Mar.*, Roma 5-7 Marzo 1979, 2: 753-767.
- WILLIAMS,P.F. y RUST,B.R. (1969). The sedimentology of a braided river. *J. Sedim. Petrol.*, 39: 649-679.
- WISE,S.M., THORNES,J.B. y GILMAN,A. (1982). How old are the badlands?. A case study from south-east Spain. In: R.B. Bryan y A. Yair (eds), *Badland Geomorphology and Piping*. Norwich: *Geo Books*, 259-277.
- ZERMATTEN,H.L.J. (1929). Geologische onderzoekingen in de randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje), Delft (J. Waltman Jr.), VII, 104 p.