



## ÍNDICE GENERAL

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1.	RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN .....	2
<b>2</b>	<b>GEOLOGÍA</b> .....	<b>15</b>
2.1.	CARACTERÍSTICAS GENERALES .....	17
2.2.	CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	21
2.2.1.	TRIÁSICO.....	21
2.2.2.	JURÁSICO INFERIOR .....	32
2.2.3.	JURÁSICO MEDIO.....	54
2.2.4.	CRETÁCICO INFERIOR .....	72
2.2.5.	CRETÁCICO SUPERIOR.....	81
2.2.6.	PALEÓGENO .....	92
2.2.7.	MIOCENO INFERIOR Y MEDIO .....	107
2.2.8.	MIOCENO SUPERIOR.....	122
2.2.9.	CUATERNARIO.....	133
2.3.	DEFINICIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS CON CARÁCTER HIDROGEOLÓGICO.....	137
2.3.1.	UNIDADES SUBBÉTICAS .....	137
2.3.2.	UNIDADES PREBÉTICAS .....	140
2.3.3.	FORMACIONES NEÓGENAS.....	143
2.3.4.	FORMACIONES CUATERNARIAS .....	146
2.4	ESQUEMA SEDIMENTARIO.....	147
2.4.1.	EL TRÁNSITO KEUPER-CARBONATOS DEL LIÁSICO .....	
	INFERIOR .....	147
2.4.2.	LA RUPTURA DE LA PLATAFORMA DEL LIÁSICO INFERIOR .....	151



2.4.3.	DISCONTINUIDAD DEL TECHO DE LAS CALIZAS DEL GRUPO GAVILÁN .....	159
2.4.4.	DESARROLLO DE NUEVAS DEPRESIONES A TECHO DE LAS CALIZAS DEL GRUPO GAVILÁN .....	160
2.4.5.	COLMATACIÓN DE LAS IRREGULARIDADES CREADAS POR . LAS FALLAS LÍSTRICAS .....	161
2.4.6.	DISCONTINUIDAD ENTRE LAS FORMACIONES HONDÓN DE . LAS NIEVES Y LAS CALIZAS MICRÍTICAS TABLEADAS .....	166
2.4.7.	LAS DISCONTINUIDADES DEL TRÁNSITO LIÁSICO- DOGGER.....	166
2.4.8.	LAS DISCONTINUIDADES DEL DOGGER-MALM.....	170
2.4.9.	EL CAMBIO DE SEDIMENTACIÓN A TECHO DEL JURÁSICO .....	172
2.4.10	DISCORDANCIA ANGULAR DE LA BASE DEL CRETÁCICO SUPERIOR.....	175
2.4.11	DISCONTINUIDAD AQUITANIENSE .....	179
2.4.12	DISCONTINUIDAD BURDIGALIENSE MEDIO .....	179
2.4.13	DISCONTINUIDAD SERRAVALLIENSE .....	180
2.4.14	DISCONTINUIDAD SERRAVALLIENSE TERMINAL.....	180
2.4.15	DISCONTINUIDAD INTRA-TORTONIENSE .....	181
2.4.16	DISCONTINUIDAD TORTONIENSE TERMINAL.....	181
2.4.17	DISCONTINUIDAD FINIMESSINIENSE.....	182
2.4.18	DISCONTINUIDAD PLIOCENA BASAL .....	182
2.5	DESCRIPCIÓN TECTÓNICA ACTUAL .....	182
2.5.1.	LA LINEACIÓN CREVILLENTE- ABANILLA .....	184
2.5.2.	LA DEPRESIÓN DE LOS HONDONES .....	193
2.5.3.	LA CUENCA DEL BAJO SEGURA.....	199
2.5.4.	LA FALLA DEL PUERTO DE BARINAS.....	201
2.5.5.	LA SIERRA DE ARGALLET .....	205
2.5.6.	EL FRENTE SUBBÉTICO .....	211
2.6	TECTÓNICA EXTENSIVA MESOZOICA.....	215



2.6.1.	PRINCIPALES PERIODOS DE FRACTURACIÓN.....	216
2.7	GEOLOGÍA DEL SUBSUELO .....	226
2.7.1.	COLUMNAS LITOLÓGICAS.....	226
2.7.2.	RECONOCIMIENTOS GEOFÍSICOS.....	233
2.7.3.	RECONOCIMIENTOS VIDEOGRÁFICOS .....	235
<b>3</b>	<b>HIDROGEOLOGÍA .....</b>	<b>236</b>
3.1	HIDROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA .....	236
3.2	DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS ACUÍFEROS .....	240
3.2.1.	ACUÍFERO DE CREVILLENTE.....	242
3.2.2.	ACUÍFERO DE ARGALLET .....	243
3.2.3.	ACUÍFERO DE CHINORLET.....	244
3.2.4.	ACUÍFERO DE MADARA.....	245
3.2.5.	ACUÍFERO DE UMBRÍA .....	245
3.3	CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA .....	246
3.3.1.	CRITERIOS DE ASIGNACIÓN DE PERMEABILIDADES .....	246
3.3.2.	UNIDADES DE CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA .....	249
3.4	INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	250
3.5	PIEZOMETRÍA .....	256
3.5.1.	COTA DEL NIVEL DEL AGUA .....	263
3.5.2.	EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA.....	266
3.6	CAUDALES .....	278
3.7	VOLÚMENES DE EXPLOTACIÓN.....	280
3.8	CORTES GEOLÓGICOS.....	286
<b>4.</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS CITADAS EN EL TEXTO .....</b>	<b>236</b>



## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio .....	227
Tabla 3.1. Diferenciación de acuíferos en las Unidades de Crevillente y Quibas .....	241
Tabla 3.2. Rangos de permeabilidad de las unidades cartografiadas en el mapa hidrogeológico .....	248
Tabla 3.3. Datos generales de los puntos inventariados en la zona de estudio. ....	253
Tabla 3.4. Datos de los pozos de la Galería de los Suizos .....	256
Tabla 3.5. Medidas piezométricas .....	257
Tabla 3.6. Otros datos piezométricos .....	262
Tabla 3.7. Datos de caudal de los pozos en la zona de estudio .....	278
Tabla 3.8. Volúmenes de explotación de los pozos de la zona de estudio .....	282
Tabla 3.9. Retornos de riego estimados en la zona de estudio.....	284
Tabla 3.10. Volúmenes explotados por acuífero .....	285



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Diagrama Gamma Natural e interpretación geológica. ....	234
Figura 3.1. Evolución de las precipitaciones y temperaturas en la estación meteorológica 7247, Pinoso CHS.....	238
Figura 3.2. Evolución de las precipitaciones y temperaturas en la estación meteorológica 7255 A, Crevillente Los Molinos.....	239
Figura 3.3. Evolución de las precipitaciones y temperaturas en la estación meteorológica 8015 O, La Romana-Agromet. ....	240
Figura 3.4. Límites de las Unidades Hidrogeológicas definidas por el IGME en la zona de estudio. (08.51/07.42: UH Quibas, 08.52/07.12: UH Crevillente). ....	242
Figura 3.5. Esquema hidrogeológico y constructivo de la Galería de los Suizos. ....	255
Figura 3.6. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80033.....	266
Figura 3.7. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80039.....	267
Figura 3.8. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40019.....	267
Figura 3.9. Evolución piezométrica del sondeo 2734-70017.....	268
Figura 3.10. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40021.....	269
Figura 3.11. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40026.....	269
Figura 3.12. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40029.....	270
Figura 3.13. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40031.....	270
Figura 3.14. Evolución piezométrica del sondeo 2835-10005.....	271
Figura 3.15. Evolución piezométrica de la batería de sondeos de la Compañía Arrendataria de las Salinas de Torreveja, sondeos 2734-60062, 2734-60067 y 2734-60107.....	272
Figura 3.16. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80001.....	272
Figura 3.17. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80006.....	273
Figura 3.18. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80007.....	273
Figura 3.19. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80008.....	274
Figura 3.20. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80021.....	274
Figura 3.21. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80028.....	275
Figura 3.22. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80038.....	275
Figura 3.23. Evolución piezométrica del sondeo 2734-40008.....	276



Figura 3.24. Evolución piezométrica del sondeo 2734-40013..... 277

Figura 3.25. Evolución piezométrica del sondeo 2734-40020..... 277



## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 2.1. Vista de los materiales atravesados por el sondeo: calizas con nummulites del Prebético Interno de edad Eoceno y Oligoceno. ....	235
--	-----



## ÍNDICE DE PLANOS

PLANO Nº 1. Plano geológico de la UH Crevillente

PLANO Nº 2. Plano geológico de la UH Quibas

PLANO Nº 3. Plano hidrogeológico de la UH Crevillente

PLANO Nº 4. Plano hidrogeológico de la UH Quibas

PLANO Nº 5. Cortes geológicos realizados en la zona de estudio

PLANO Nº 6. Cortes hidrogeológicos realizados en la zona de estudio



## ANEXOS

ANEXO Nº 1. ANEXO FOTOGRÁFICO

ANEXO Nº 2. DIAGRAFÍAS

ANEXO Nº 3. DATOS CLIMÁTICOS

ANEXO Nº 4. PLANOS



## 1 **INTRODUCCIÓN**

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Diputación Provincial de Alicante (DPA) viene suscribiendo convenios técnicos de colaboración desde hace más de 10 años, actuando en los mismos el IGME como organismo asesor en materia de aguas subterráneas de la DPA.

Entre ellos se encuentra el presente proyecto, cuyo fin último es el de ejecutar el “Análisis y optimización de los modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos carbonatados. Aplicación a los acuíferos de Crevillente y de Quibas (Alicante)”. En dicho proyecto, se contempla que será el IGME quien elabore los modelos matemáticos, con la ayuda de una asistencia técnica externa que permita rellenar las lagunas de información actualmente existentes sobre estas unidades y disponer de los datos necesarios para realizar una correcta modelización.

La elaboración de un modelo matemático de flujo requiere, como condición previa a la modelización, disponer de un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del sistema que se va a modelar. Una parte fundamental de este modelo conceptual es el conocimiento geológico de los materiales que conforman los acuíferos a modelar y, en especial, los límites de las formaciones permeables.

En el caso de las Unidades de Crevillente y de Quibas, el conocimiento geológico de los límites de los mismos es deficiente, especialmente en el caso de Quibas, y no permite abordar la modelización matemática con el rigor científico necesario. Por ello, se hace necesario profundizar en el mismo con el fin de obtener una caracterización geológica e hidrogeológica que permita abordar la modelización con garantías de éxito.

La presente asistencia técnica tiene como objetivo responder a los interrogantes anteriormente expuestos, para la realización óptima de la modelización de las unidades mencionadas.



## 1.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

En este apartado se describen de forma breve las principales características de los distintos trabajos a nivel Hidroclimático, Geológico, Hidrogeológico, Geofísico y Geotécnico, que se han realizado en el ámbito de la zona objeto de estudio, que servirán como datos de partida para la elaboración de la primera parte del Estudio. Se ha efectuado una recopilación, análisis y valoración de los siguientes trabajos.

### **Cartografía geológica existente**

La cartografía geológica básica existente en esta zona, esta constituida por las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 (MAGNA), Nº 845, Yecla; Nº 846, Castilla; Nº 870, Pinoso; Nº 871, Elda; Nº 892, Fortuna; y Nº 893, Elche.

La cartografía de los materiales sedimentarios se considera como aceptable, teniendo en cuenta las características de este trabajo, cuyo fin primordial es el de determinar la geometría y características hidrogeológicas de los acuíferos existentes en el ámbito de estudio.

### **Mapa del agua (Alicante), escala 1:150.000**

El Mapa del Agua de la Provincia de Alicante publicado en el año 1990 y realizado por la Excm. Diputación Provincial de Alicante es, a nuestro juicio, uno de los puntos de partida fundamentales para desarrollar cualquier estudio hidrogeológico en la provincia alicantina.

En el mapa, elaborado a escala 1:150.000, se señalan los límites de las cuencas y subcuencas hidrográficas, principales datos hidroclimáticos, los acuíferos principales de la provincia (denominados embalses subterráneos), con indicación de la calidad y el estado de explotación de cada uno de ellos, sentido preferencial de flujo de agua subterránea, principales puntos de agua, usos del agua, referencias geográficas, infraestructuras y núcleos urbanos.



Éste incluye una serie de mapas (escala 1: 800.000) y esquemas asociados con objeto de no saturar de información el mapa principal, opción acertada a nuestro juicio, entre los que se incluyen. Mapa de precipitaciones máximas previsibles en un día, mapa de isoyetas medias (periodo 1.956-1.975), mapa de redes de control de la provincia (piezometría, calidad, foronomía e intrusión marina) y un mapa de superficies regadas y origen de las aguas. Además, incluye dos gráficos de evolución piezométrica y pluviométrica de los acuíferos de Argueña y Serrella-Aixorta y de evolución de caudales frente a precipitación del acuífero Mediodía. Todos ellos alejados de la zona objetivo del presente estudio.

El mapa viene acompañado de una guía donde se hace un breve resumen de los siguientes conceptos generales de hidrogeología: ciclo del agua en la naturaleza, características y funcionamiento de los embalses subterráneos o acuíferos, contaminación de las aguas (distinguiendo entre contaminación agrícola, urbana, industrial, por intrusión marina y/o por contacto con rocas evaporíticas y orgánicas), aprovechamiento y usos del agua, y el agua como factor de riesgo.

En esta guía se ha hecho un apartado específico del agua en la provincia de Alicante. Este apartado comienza con una descripción de las características climáticas provinciales, prosigue con las características fundamentales de hidrología (embalses, manantiales, humedales, contaminación y calidad, utilización, sequías, avenidas e inundaciones) y culmina con la problemática sobre la gestión del agua para el desarrollo de la Provincia de Alicante.

Es necesario comentar que la extensión de los acuíferos cartografiados en este mapa no es del todo acertada ya que actualmente, gracias a nuevos estudios llevados a cabo en la Provincia de Alicante, se ha podido discretizar los límites hidrogeológicos con mayor precisión.



## **Campaña de S.E.V. en Crevillente (Alicante)**

Esta campaña consiste en la realización de 42 sondeos eléctricos verticales (S.E.V.), los cuales están plasmados en un plano de situación.

Esta información aporta datos interesantes sobre la granulometría, composición, profundidad, compactación de los materiales por lo que sería recomendable que revisar la interpretación realizada y comparara con nuevos datos obtenidos de la zona, y de ese modo, definir con mayor seguridad los contactos entre los diferentes materiales subyacentes en el entorno del contacto entre la Sierra de Crevillente y la Cuenca del Río Segura.

## **Las aguas subterráneas en la Comunidad Valenciana. Uso, calidad y perspectivas de utilización (Valencia, 1986)**

Esta publicación consiste en una recopilación de estudios de investigación en el campo de la hidrogeología, realizados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en la Comunidad Valenciana. En dicho estudio se definen y caracterizan un total de 12 sistemas acuíferos.

Los sistemas acuíferos definidos son los siguientes: Javalambre-Maestrazgo, Medio Turia (Mesozoico septentrional valenciano), Alto Turia (Calizo Jurásico de Albarracín-Javalambre), Sierra del Espadán-Plana de Castellón-Plana de Sagunto, Caroch, Plana de Valencia, Subbético de Murcia, Cuaternario Guadalentín-Segura, Campo de Cartagena, Mancha Oriental, Complejo Calizo-Dolomítico del Prebético, Prebético Valencia-Alicante, Prebético de Alicante y acuíferos aislados de Alicante.

A grandes rasgos, se han definido y caracterizado, tres tipos de formaciones en función de su comportamiento hidrogeológico:

- Macizos calcáreos Mesozoicos: localizados en el interior de la Comunidad Valenciana y se caracterizan por estar más o menos karstificados. Constituyen una de las principales fuentes de alimentación lateral de los acuíferos costeros.



- Acuíferos detríticos Pliocuaternarios del litoral: éste nutre a la mayor parte de actividades económicas de la zona, por lo que está sometido a una demanda de agua subterránea considerable.
- Acuíferos Terciarios del interior que adquieren mayor entidad en la Cuenca Hidrográfica del río Turia, áreas de Uriel-Requena y Buñol-Casinos.

La investigación se realiza en dos fases, una primera fase denominada Proyecto de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del Júcar que tuvo lugar entre 1972 y 1976, y una segunda fase donde se estudia, en profundidad, los sistemas acuíferos más importantes, en función de la demanda y las aportaciones subterráneas (1976-1985). Las técnicas utilizadas en la investigación hidrogeológica han sido reflejadas en un organigrama.

La publicación contiene un apartado sobre el marco geográfico y socioeconómico de la Comunidad Valenciana en esa fecha, al igual que incluye un apartado sobre las zonas húmedas de la Comunidad, donde se narra la importancia de estos espacios naturales, la flora y fauna que los caracterizan, y un breve resumen de los principales humedales (incluyendo un mapa de situación de éstos).

El apartado de Hidrogeología incluye; una tabla de extensión superficial de las cuencas hidrográficas situadas en esta Comunidad, una tabla descriptiva de los ríos que discurren en su territorio (Júcar, Turia, Segura y Mijares), un plano de situación de los ríos y embalses de la Comunidad Valenciana, un mapa de la situación y denominación de los acuíferos en la comunidad valenciana en ese momento (Mapa nº 1) y un mapa de distribución espacial del contenido en residuo seco (Mapa nº 2).

Posteriormente, realiza una descripción de las características hidrogeológicas e hidroquímicas de los acuíferos que constituyen cada uno de los sistemas citados en el segundo párrafo de este resumen.



Esta publicación viene acompañada de un mapa hidrogeológico de la Comunidad Valenciana donde se clasifican los afloramientos en función de su permeabilidad y edad geológica.

La publicación ha servido en años posteriores de base para el desarrollo de numerosos estudios hidrogeológicos en la Comunidad Valenciana. No obstante, debido a la fecha de realización, los datos aportados por esta publicación han sido actualizados en fechas posteriores. De este modo, la definición geométrica de los acuíferos esbozada en este estudio, ha sido remodelada posteriormente sobre la base de nuevas campañas geofísicas efectuadas. Los datos de balance hidrogeológico sirven de base de partida para la evolución posterior, de considerable dimensión, debida fundamentalmente, a la variación en los últimos veinte años, de las demandas, reservas y usos del suelo. En este sentido, no descarta la posibilidad de utilizar esta publicación como herramienta de partida para caracterizar las unidades objeto del presente estudio.

### **Estructura y Estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Argallet: su relación con la Falla de Crevillente.**

El objetivo principal impulsor de este trabajo, lo constituye el estudio de la Falla de Crevillente en las proximidades de Alicante y más concretamente en las Sierras de Crevillente, Abanilla y Argallet, con especial atención a su evolución geodinámica. Este objetivo general se desglosa en los siguientes objetivos de carácter específico:

- Cartografía. Realización de un mapa geológico a escala 1:25.000 de una superficie próxima a los 500 km<sup>2</sup>.
- Arquitectura estratigráfica. Levantamiento detallado de secciones estratigráficas, correlación, y, cuando proceda, redefinición y subdivisión de unidades litoestratigráficas previamente utilizadas y establecimiento de nuevas unidades litoestratigráficas, especialmente



para aquellos intervalos temporales menos estudiados hasta ahora, como es el caso del Terciario.

- Datación de los materiales implicados en las estructuras.
- Delimitación cartográfica de unidades tectónicas y caracterización de las estructuras geológicas. Las unidades tectónicas se establecen a través de sus series estratigráficas y vergencias. Además, se realizan análisis detallados de estructuras, cortes geológicos y se modelizaran estructuras en tres dimensiones.
- Historia deformacional ligada a la Falla de Crevillente, esclareciendo la importancia de esta importante estructura.
- Caracterización de la tectónica extensiva mesozoica y su posible influencia en el periodo orogénico.
- Explicar la causa de las diferentes constituciones entre las sierras de Crevillente y Abanilla.
- Representación y modelización. Aunque es un objetivo secundario, pero de gran importancia desde el punto de vista de la cuantificación de esta investigación, la utilización de las posibilidades de representación y modelización que ofrecen los sistemas informáticos.

Se ha estudiado la estructura y estratigrafía de una zona de unos 545 kilómetros cuadrados que incluye las sierras de Crevillente, Abanilla y Argallet. El estudio litoestratigráfico detallado, que ha permitido distinguir setenta y una unidades litológicas, y la confección de una cartografía a escala 1:25.000 de todo el área, constituyen la base imprescindible sobre la que se ha asentado la realización del estudio estructural de la zona. A continuación se destacan las conclusiones más importantes de este trabajo:

- 1) Aunque hasta ahora, se ha considerado que la estructura que muestra la zona de estudio, es fundamentalmente el resultado de la actividad



orogénica que tuvo lugar durante el Mioceno Inferior, retocada ligeramente desde el Mioceno Medio hasta la actualidad. Los resultados obtenidos en esta tesis permiten afirmar que las deformaciones producidas desde el Mioceno Medio hasta la actualidad son tan importantes como las producidas en el Mioceno Inferior. Esta conclusión se puede hacer extensible al resto de la Cordillera Bética

2) En la evolución de la Cordillera Bética se pueden distinguir dos grandes etapas. En la primera, desarrollada entre el Triásico y el Paleoceno Superior, en el antiguo margen sudibérico domina la tectónica distensiva. En la segunda, desarrollada entre el Paleoceno Superior y la actualidad, predomina la tectónica compresiva asociada a un movimiento transpresivo. Así pues, el tránsito entre ambas etapas tiene lugar durante el Paleoceno Superior, tal como ya fue propuesto por De Ruig et al. (1991).

3) La primera etapa comienza en el Triásico con el depósito de sedimentos marinos someros y continentales entre los que se han podido diferenciar ocho unidades litológicas. Durante el Liásico más antiguo se instalan condiciones de plataforma carbonatada que dan lugar al depósito de los materiales del Grupo Gavilán, propuesto por primera vez en este trabajo, y que incluye cuatro unidades litológicas informales.

4) Durante el Sinemuriense superior-Carixiense inferior tiene lugar un primer episodio de fracturación distensiva, conocido en la bibliografía como "ruptura de la plataforma liásica inferior", que en la zona de estudio se refleja en la aparición, a techo del Grupo Gavilán, de una importante discontinuidad sobre la que se instala el Grupo Zegrí, compuesto por cuatro unidades litológicas, dos de las cuales, la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente y la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves.

5) El límite superior del Grupo Zegrí queda marcado por la aparición de los primeros indicios de sedimentación condensada y discontinua que



acompañan a un segundo episodio de tectónica distensiva, que tiene lugar durante el tránsito Liásico-Dogger. En la zona de estudio aparece reflejada por el desarrollo de una unidad litológica caracterizada por la presencia de abundantes discontinuidades. Los materiales suprayacentes del Dogger se agrupan en cuatro unidades litológicas informales.

6) El Jurásico Superior se caracteriza por la aparición de Facies Ammonítico Rosso. En los materiales de esta serie se han reconocido tres unidades litológicas informales. En la unidad superior se reconoce un tercer episodio de tectónica distensiva desarrollado entre el Titónico Inferior y el Berriasiense basal.

7) Durante la mayor parte del Cretácico Inferior tuvo lugar una sedimentación discontinua que se extendió hasta el Albiense Medio alto, momento en el que se produjo la sedimentación de la potente Formación Represa (alrededor de un millar de metros). Además de esta formación, se han reconocido también dos unidades litológicas informales y la Formación Miravetes. Durante esta época tuvo lugar el cuarto episodio de tectónica extensiva, aunque la discontinuidad de la sedimentación impide su datación precisa.

8) El Cretácico Superior se caracteriza por la baja tasa de sedimentación que persiste hasta el Maastrichtiense terminal, momento en el que dicha tasa alcanza valores muy elevados. Así, el espesor de sedimentos acumulados durante la Biozona A. mayaroensis es casi equivalente al del resto del Cretácico Superior. En esta serie se reconocen tres unidades litológicas informales, la última de las cuales se extiende hasta el Paleoceno más bajo. El quinto episodio de tectónica distensiva, que ya fue puesto de manifiesto por De Ruig (1992), tuvo lugar durante el Cenomaniense y, en la zona de estudio, se traduce en el desarrollo de una discordancia angular.

9) Se estudia la fracturación correspondiente a la etapa de margen pasivo sudibérico, reconociéndose en esta etapa un aumento progresivo del



espaciado entre las fallas lístricas, relacionado con el aumento de espesor de los materiales situados sobre el nivel de despegue que corresponde a las facies keuper.

10) La principal conclusión del estudio de las fallas lístricas mesozoicas es que resulta muy poco probable que existan fallas lístricas de gran jerarquía que separen subdominios de amplitud pluri-kilométrica. Más bien cabe esperar un desarrollo de un gran número de fallas lístricas de menor jerarquía que generarían cuencas de poca extensión.

11) Durante el Paleoceno tuvo lugar en el borde sur de la Placa Ibérica la transformación del anterior margen pasivo en un margen convergente. En la zona de estudio, este cambio se manifiesta por la aparición y desarrollo de sedimentación turbidítica que se extendió entre el Paleoceno y el Eoceno. En el tránsito Eoceno-Oligoceno se inició una fase de plegamiento que generó pliegues cuasi-rectos que condicionarían la paleogeografía y las facies desarrolladas durante el Oligoceno y el Mioceno basal. Los materiales de este intervalo han sido agrupados en diez unidades litológicas informales (aunque tanto la inferior como la superior se extienden más allá de este intervalo temporal) y una formal, la Arenisca de la Rasa.

12) A lo largo del Mioceno Inferior y Medio se produjo el acercamiento, colisión y emplazamiento definitivo del Bloque de Alborán como un terrane alóctono, lo que supondría la destrucción definitiva del margen y la formación de la Cordillera Bética. Algunos de los pliegues previamente formados se transformarían en cabalgamientos. Posteriormente, tras la colisión del Bloque de Alborán, la deformación tendería a concentrarse en una zona de cizalla transcurrente dextrorsa que corresponde a la Falla de Crevillente. Para este intervalo se han establecido diez unidades informales y se definen cuatro nuevas formaciones (Calizas del Congost, Calizas de Montealto, Conglomerados y Brechas yesíferas de la Sierra de Abanilla y Margas de Les Moreres) y el Complejo del Pantano de Elche.



13) La colisión del Bloque de Alborán tuvo lugar con una componente lateral dextrosa importante, responsable de la formación del Arco de Gibraltar y de la Falla de Crevillente.

14) El emplazamiento del Bloque de Alborán no fue instantáneo sino que tras la colisión, tuvo lugar, a favor de la Falla de Crevillente, una translación hacia el oeste del orden de 330 kilómetros. Esta translación se desarrolló entre el Burdigaliense medio (18 millones de años) y el Tortoniense inferior (10 millones de años), a lo largo de un intervalo de unos 8 millones de años. El final del movimiento en la Falla de Crevillente coincide con el encajamiento definitivo del Bloque de Alborán.

15) Se han distinguido cuatro fases en la evolución de la Falla de Crevillente. En la Fase de Mantos de Cabalgamiento se formaron grandes láminas cabalgantes, desarrolladas a favor de fallas Riedels y de Riedels conjugadas de la cizalla transcurrente principal. La migración de la deformación hacia la zona central produjo el desenraizamiento de los mantos, creándose entonces láminas cabalgantes menores que corresponderían a la Fase de Cabalgamientos. Durante el Langhiense, Fase de Falla Y, toda la deformación de la zona de cizalla se concentró en la Falla de Crevillente, y en la zona de estudio dio lugar al desarrollo de una amplia zona de mélange a la que denomino Complejo del Pantano de Elche. Finalmente, en la Fase de Falla residual, la velocidad de traslación hacia el O del Bloque de Alborán se fue reduciendo como resultado de la creación del Arco de Gibraltar, hasta que finalmente se detuvo produciéndose su emplazamiento definitivo.

16) La segmentación de la Falla de Crevillente por las Fallas Transversales marca el fin de la evolución de esta estructura. Estas Fallas Transversales, son fallas transcurrentes subperpendiculares a la orientación preferente de la cadena, resultado de la acomodación de las deformaciones en la lámina cabalgante que forma el Arco de Játiva-Alcaraz. En la zona de estudio este evento se reconoce por la entrada de



aportes de material metamórfico, procedente de las Zonas Internas, a las cuencas desarrolladas sobre las Zonas Externas, como se observa en la Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho.

17) En la zona de estudio se reconocen las Fallas Transversales del Puerto de Barinas, Tolomó, Vinalopó, Sant Caietà y Cabalgamiento de Els Pontets. A ellas habría que añadir, ya en otras áreas, al menos, la Falla de Socovos y la Falla de Tíscar.

18) A favor del funcionamiento de la Falla del Puerto de Barinas se individualiza la Cuenca de Fortuna. La sedimentación marina finaliza en la cuenca con la fosilización de dicha falla en el Tortoniense terminal.

19) En el relleno sedimentario depositado tras la actuación de las Fallas Transversales se han podido diferenciar, además de la formación previamente mencionada (Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho), doce unidades litológicas informales y los depósitos cuaternarios.

20) Durante el Messiniense inferior alto se instauró un nuevo sistema de esfuerzos, ligado a la actuación de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán, a favor del cual se originó la lineación Crevillente-Abanilla. En la zona de estudio comenzaron a actuar nuevas fallas, como las de los Hondones, Cantón, La Umbría de Abanilla, Cabalgamiento de Abanilla, Rebalso y Frente Subbético, y, además, se reactivaron segmentos de las fallas del Puerto de Barinas y del Vinalopó.

21) El levantamiento de la lineación de Crevillente-Abanilla tuvo lugar como consecuencia de la desviación hacia el este de los esfuerzos de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán, gracias a la presencia de una antigua cicatriz del basamento (debida en gran medida a la actuación de la Falla de Crevillente). Dicha desviación se manifiesta en superficie por el arqueamiento de la Falla del Puerto de Barinas y por la aparición de la Falla de La Umbría de Abanilla. La Sierra de Abanilla es el resultado del Cabalgamiento de Abanilla que se enraíza en esta última falla, mientras



que la Sierra de Crevillente se originó por el levantamiento transpresivo producido a lo largo de la Falla de los Hondones.

22) Hacia el E, y como consecuencia de su interacción con la antigua zona de falla del Puerto de Barinas, la Falla de La Umbría de Abanilla se divide en dos: la Falla del Rebalso y la de los Hondones. Esta última separa los bloques de los Hondones y Aspe, al N, del Bloque del Bajo Segura, al S. El Bloque de los Hondones es el que muestra una mayor velocidad de translación hacia el este, cabalgando sobre el Bloque de Aspe a favor del Frente Subbético. Además, su movimiento relativo al Bloque del Bajo Segura origina una amplia zona de falla dextrorsa en la Sierra de Crevillente. Por otra parte, el sentido de movimiento entre los bloques de Aspe y del Bajo Segura es sinextroso. Por tanto, la traza superficial de la Falla de los Hondones muestra, en la Sierra de Crevillente (entre los Hondones y el Bajo Segura), un movimiento dextroso y rotaciones horarias de bloques, mientras que, al sur de Aspe (entre Aspe y el Bajo Segura), la misma falla presenta un sentido contrario. La Falla del Rebalso divide en dos el Bloque de los Hondones mostrando una componente dextrosa.

23) La Falla del Cantón representa la continuación hacia el N de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán y, en ella se reconoce un salto en la horizontal sinextroso de unos cuatro kilómetros que produce la rotación horaria de la Sierra de Argallet, que originariamente formaba una misma lineación montañosa con la Sierra del Cantón.

24) En la zona de estudio se produce, a favor de fallas transcurrentes, la rotación de eje vertical de los bloques que modifica las direcciones de acortamiento de las primeras etapas de la estructuración.

25) Así pues, en la evolución de esta parte de la Cordillera Bética es posible reconocer seis etapas: Basculamientos, Pliegues, Cabalgamientos, Falla de Crevillente, Fallas Transversales y Zona de Cizalla de Trans-Alborán, de las cuales al menos las cinco primeras



deben ser comunes a la evolución de la Cordillera Bética mientras que la última, al parecer, sólo afecta a la parte oriental.

26) A partir de los datos aquí presentados, la Cordillera Bética puede caracterizarse como un orógeno transcurrente (strike-slip orogen) tal como propuso De Smet (1984a y b).

### Información aportada por trabajos realizados por SEDELAM

SEDELAM ha realizado numerosos trabajos de interés hidrogeológico en la provincia de Alicante, entre los que destacan:

TÍTULO DOCUMENTO	FECHA	TIPO DE DOCUMENTO
RECONOCIMIENTO GEOTÉCNICO DE LA TRAZA DE LA NUEVA TUBERÍA DE FONT DE XOI (TRAMO II) DE ABASTECIMIENTO A ORXETA (ALICANTE).	1-oct-02	Estudios hidrogeológicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO VIDEOGRAFICO DEL SONDEO ETASA EN AIGÜES(ALICANTE)		Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO DEL SONDEO HERETATS EN VALL D'EBO (ALICANTE).	12-ene-02	reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO GEOFÍSICO Y VIDEOGRAFICO REALIZADO EN UN POZO-SEQUÍA DE ORIHUELA (ALICANTE).	1-jul-98	Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO GEOFÍSICO Y VIDEOGRÁFICO REALIZADO EN UN POZO-SEQUIA DE ROJALES (ALICANTE)	1-jul-98	Reconocimientos geofísicos
INFORMA DEL RESULTADO DEL ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO EN UN SONDEO SITO EN LA FINCA "LIRIET" T.M. DE BENIDORM.	1-nov-97	Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO GEOFÍSICO Y VIDEOGRÁFICO REALIZADO EN EL SONDEO ROMÁN-I DEL ABASTECIMIENTO DE VILLAJYOUSA.(ALICANTE)	1-may-98	Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO GEOFÍSICO REALIZADO EN UN NUEVO SONDEO SITUADO EN EL PARAJE DE LOS HORTELANOS DEL MUNICIPIO DEL PILAR DE LA HORADADA.(ALICANTE)	1-abr-99	Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO GEOFÍSICO Y VIDEOGRÁFICO REALIZADO EN EL SONDEO DE LA GARGANTA DE CREVILLENTE.	1-abr-98	Reconocimientos geofísicos
CAMPAÑA DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA ELÉCTRICA PARA LA UBICACIÓN DE UNA CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRANEAS EN ORCHETA (ALICANTE)	1-jul-00	Estudios hidrogeológicos
INFORME DE LA TESTIFICACIÓN Y DELO REGISTRO VIDEOGRÁFICO DEL SONDEO ROTES II DE LA NUCIA (ALICANTE)	1-jul-97	Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO VIDEOGRÁFICO REALIZADO EN EL SONDEO NUEVO GARRINCHO DEL ABASTECIMIENTO DE ELDA (ALICANTE)	1-sep-98	Reconocimientos geofísicos
CONCESIÓN DE AGUAS PARA EL ABASTECIMIENTO URBANO A ALTEA (ALICANTE)	2-feb-02	Asesorías hidrogeológicas
INFORME DEL RECONOCIMIENTO DE VERTICALIDAD Y AZIMUT R4 REALIZADO EN UNA NUEVA CAPTACIÓN EJECUTADA POR "SONDEOS HERMANOS MINGUEZ S.L." EN JIJONA (ALICANTE)	1-sep-02	Reconocimientos geofísicos
INFORME DE LA TESTIFICACIÓN DE LA VERTICALIDAD DEL SONDEO DE INVESTIGACIÓN FAMORCA-I (FAMORCA-ALICANTE)	1-ene-03	Reconocimientos geofísicos
INFORME DEL RECONOCIMIENTO Y DIAGNÓSTICO DEL SONDEO MIJARES II, DE ABASTECIMIENTO A LA LOCALIDAD DE CASTELLÓN DE LA PLANA.	1-may-03	Estudios hidrogeológicos
RESULTADO DE LOS SONDEOS DE INVESTIGACIÓN EN EL T.M. DE FINESTRAT (ALICANTE)	1-ene-96	Reconocimientos geofísicos
ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DE LA VEGA BAJA DEL SEGURA Y CAMPO DE ELCHE.	1998	Estudios hidrogeológicos
DIAGNÓSTICO DE LOS SONDEOS DE ABASTECIMIENTO A LA URBANIZACIÓN "LA FLORIDA", COSTA DE ORIHUELA (ALICANTE).	1-ene-98	Reconocimientos geofísicos
DE ABASTECIMIENTO A LA LOCALIDAD DE AIGÜES, "POZO BALNEARIO" (AIGÜES ALICANTE)	1-jul-03	Reconocimientos geofísicos



## 2 GEOLOGÍA

La Cordillera Bética forma, junto con el Rift, la terminación occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo, que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta Asia Menor. La cadena Bético-Rifeña presenta una complicada estructura en mantos de corrimiento, originada fundamentalmente durante el Terciario (Andrieux et al., 1971; Andrieux y Mattauer, 1973; Auboin y Debelmas, 1980; Aubpin et al., 1980; Michard et al., 1991, etc.). Dichas estructuras tienen el resultado de la convergencia y, finalmente, la colisión de dos grandes Placas: Africana e Ibérica.

Durante el Mesozoico y Terciario, estas placas estuvieron bordeadas por extensos márgenes continentales. Los sedimentos depositados en los márgenes sudibérico y norteafricano se reconocen en la actualidad en las Zonas Externas de la Cordillera Bética y del Rift. Entre ambos márgenes se situaba un extenso y complejo dominio mayoritariamente ocupado por el mar, pero también con áreas muy someras o incluso emergidas. En dicho dominio coexistían cuencas profundas y estrechas, de carácter oceánico o cuasi-oceánico, y bloques tectónicamente muy móviles, constituidos por corteza continental más o menos recubierta de formaciones sedimentarias (Guerrera et al., 1993). Las rocas que constituyen uno de estos bloques corticales intermedios aparecen hoy en día intensamente deformadas y en buena parte metamorizadas, formando las Zonas Internas. Los sedimentos que se depositaron en las cuencas más profundas constituyen en la actualidad los Complejos de los Flyschs, esencialmente o metamórficos, y ciertas unidades metamórficas de carácter ofiolítico, reconocibles en los materiales Nevado-Filábrides de las Zonas Internas Béticas (Díaz de Federico et al., 1977-78; Puga, 1977, 1-990; Puga et al., 1989, 1991; Tendero et al., 1993), en los Calábrides del S de Italia (Amo dio-Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982; Guerrera et al., 1993) y en las unidades piemontesas de las Zonas Internas de la Córcega alpina, de los Apeninos y de los Alpes (Durand-Delga, 1981; Lemoine, 1978; Tricart, 1984, entre otros). Todos estos dominios constituyeron



las dependencias occidentales del Tethys y a través de ellos se produjo la conexión de este océano con el Atlántico Central que, a partir del Liásico superior-Dogger y a lo largo del Jurásico Superior y Cretácico, se hallaba en franca expansión (Auboin y Debelmas, 1980; Auboin et al., 1980).

Las Zonas Internas Bético-Rifeñas constituyen una única entidad estructural mayor, que fue denominada por Andrieux et al. (1971) Bloque de Alborán. Este bloque sería en realidad un "terrane" incorporado a las placas Ibérica y Africana, que procedería del micro continente AlKaPeCa (Zonas Internas Bético-Rifeñas o Bloque de Alborán, Kabíldes, Montes Peloritano y Calábrides) por Boullin et al. (1986) y Durand-Delga y Olivier (1988), que correspondería a una microplaca situada entre Europa y África. Esta microplaca no incluiría el Nevado-Filábride que correspondería a parte de las unidades ofiolíticas sobre las que cabalga (Chalouan et al., 2001 y Michard et al., 2002). El bloque de Alborán se individualizó como consecuencia de las deformaciones que, acompañadas de metamorfismo alpino, se produjeron entre el Paleógeno y el Mioceno Inferior y afectaron a los materiales de la Microplaca de AlKaPeCa. Este proceso, culminó con la finalización del metamorfismo alpino y con la estructuración en mantos de corrimiento de las Zonas Internas Bético-Rifeñas. La dispersión de los diferentes fragmentos AlKaPeCa se desarrolló a lo largo del Mioceno Inferior y Medio. Como consecuencia de la migración hacia el O del bloque de Alborán, a favor de grandes accidentes transcurrentes y cabalgantes (Andrieux y Mattauer, 1973; Leblanc y Olivier, 1984; Leblanc, 1990), se abrieron las cuencas oceánicas Argelo-Balear y del E de Alborán y se produjo la deformación tectónica de los diferentes dominios situados en su periferia. Ello determinó la estructuración de las zonas Externas Béticas y Rifeñas y del Complejo de los Flyschs, la formación del Arco de Gibraltar por curvatura y rotación de los sectores occidentales del Bloque de Alborán y de regiones periféricas y la individualización de las cuencas de antepaís antifosas del Guadalquivir y del Gharb en el lado rifeño (Martín-Algarra, 1987; Roldán-García, 1995).



## 2.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES

En la Cordillera Bética se distinguen, como en otras cordilleras alpinas, las Zonas Externas, adyacentes al antepaís ibérico, y las Zonas Internas (Fallot, 1945; Fontboté, 1970; Julivert et al., 1977), que procederían, al igual que las Zonas Internas de otras cadenas alpinas circunmediterráneas occidentales, del micro continente AlKaPeCa (Boullin et al., 1986), con excepción del Nevado-Filábride que correspondería a una unidad de tipo ofiolítico (Chalouan et al., 2001; Michard et al., 2002). Todo el conjunto de las Zonas Internas estaría afectado por procesos metamórficos del ciclo alpino. Las Zonas Externas y las Zonas Internas, actualmente en contacto, ocuparían posiciones muy alejadas entre sí durante el Jurásico y el Cretácico, correspondiendo parte de las Zonas Internas (Alpujárrides, Maláguide y Rondaides) a un trozo de una microplaca, situada entre las placas Euroasiática y Africana. En posición intermedia, y en la actualidad cabalgando a ambos conjuntos, se encuentra el Complejo del Campo de Gibraltar (Fallot, 1948).

Las Zonas Externas se caracterizan por ser adyacentes al antepaís (Iberia) o a la antifosa, (Depresión del Guadalquivir), y están predominantemente constituidas por materiales de cobertera (mesozoicos y terciarios) paraautóctonos. Su estructuración es el resultado de una tectónica de despegue que da lugar a plegamientos y a mantos de corrimiento (Martín-Algarra, 1987). No suelen estar afectadas por el metamorfismo alpino. Representan la continuación paleogeográfica, hacia el interior de la cuenca, de la cobertera del antepaís y en general muestran una evolución estratigráfica y paleogeográfica de tipo margen continental (Vera, 1983).

Las Zonas Internas aparecen estructuradas en grandes mantos de corrimiento y, en muchos casos, han sido intensamente afectados por el metamorfismo alpino (Martín-Algarra, 1987).

El Complejo del Campo de Gibraltar podría considerarse como el conjunto de unidades tectónicas más internas de las Zonas Externas dado que está constituido por terrenos de cobertera y no está afectado por el metamorfismo



alpino. Sin embargo, los rasgos estratigráfico-paleogeográficos de los sedimentos que lo componen indican que su depósito debió tener lugar en una cuenca profunda con características, en parte, más propias de la cobertera de las Zonas Internas (ver descripción en Martín-Algarra, 1987). Por su posición tectónica y su constitución litoestratigráfica, presenta, pues, características un tanto intermedias, de ahí que Peyre (1969a y b) lo atribuyera a una Zona Media.

Sobre este conjunto orogénico se superpone una antefosa, la Depresión del Guadalquivir, una depresión interior que se corresponde esencialmente con el mar de Alborán, y una serie de depresiones intramontañosas como es el caso de las depresiones de Granada, Guadix-Baza, Ronda o Fortuna.

## ZONAS EXTERNAS

Las Zonas Externas Béticas difieren marcadamente de las Zonas Internas por la ausencia de afloramientos paleozoicos. Sus sedimentos están comprendidos entre el Mesozoico y Terciario y fueron depositados en el paleomargen continental sudibérico (Fallot, 1930; García-Hernández et al., 1980). Las Zonas Externas han sido divididas en dos grandes dominios, el Prebético y el Subbético, de acuerdo con su posición tectónica relativa y con la diferente evolución y desarrollo de sus series Mesozoicas (Blumenthal, 1927; Fallot, 1948).

En general, el Prebético se considera unido paleogeográficamente al margen S del macizo Hercínico Ibérico (Foucault, 1971; Hermes, 1978b), Y está constituido por depósitos marinos someros. Por el contrario, el Subbético se caracteriza por la presencia de materiales depositados en aguas más profundas, sedimentos pelágicos y diferentes tipos de depósitos gravitacionales (Hermes, 1978a). Entre el Prebético y el Subbético afloran las llamadas Unidades Intermedias, que muestran series con características intermedias entre las de los dos.



Recientemente, Vilas y Querol (1999) y Vilas et al. (2001) distinguen, de N a S, el Dominio Sedimentario de la Meseta, el Dominio Sedimentario de Albacete y el Dominio Sedimentario Prebético. Los tres dominios se diferencian por la existencia o no de depósitos que marcan el episodio extensional del Titónico al Albiense Superior. En el primero no se habría producido depósito durante el episodio extensional. En el Dominio Sedimentario de Albacete aparecerían los depósitos de la parte alta del episodio extensional (Barremiense Terminal-Albiense Superior). Finalmente, en el Dominio Sedimentario Prebético se habría acumulado todo el depósito extensional sinsedimentario. Su límite meridional siempre está cubierto por los materiales halóctonos del Subbético y su límite septentrional fue la falla lístrica de borde del rifing del Cretácico Inferior. Actualmente, el límite aparece como una importante falla inversa que se puede reconocer en la alineación del alto Guadalquivir y a favor de la cual afloran extensamente los materiales de edad triásica (Hornos-Siles). Estratigráficamente se caracteriza por una acusada subsidencia desde el Oxfordiense hasta el Berriasiense Medio.

En términos generales, de acuerdo con la subdivisión clásica, y en lo que se refiere al Cretácico Inferior, el Prebético Externo puede abarcar el Dominio Sedimentario de la Meseta más el Dominio Sedimentario de Albacete, mientras que el Dominio Sedimentario Prebético equivaldría al Prebético Interno (Ruiz-Ortiz et al., 2001d).

En la parte central de la cordillera (en la transversal de Granada), clásicamente se han diferenciado en el Subbético tres subdominios diferentes, que de N a S son: Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno (García-Dueñas, 1967; Vera, 1969; Sanz de Galdeano, 1973). Posteriormente, García-Hernández et al. (1980) y Azéma et al., (1979) extienden estas subdivisiones a toda la cordillera formando, a grandes rasgos, bandas paralelas. Las subdivisiones están basadas esencialmente en las diferencias reconocidas en la evolución sedimentaria de las sucesiones mesozoicas (posteriores al Liásico medio). El Subbético Externo se caracteriza por presentar sucesiones propias de altos fondos pelágicos durante gran parte del Jurásico Medio-Superior y



Cretácico Inferior (Azéma et al., 1979). El Subbético Medio, en contraposición al anterior, se caracteriza por presentar potentes sucesiones pelágicas profundas, a veces con turbiditas y olistostromas, desde el Jurásico Inferior hasta el Mioceno Inferior (Vera, 1969; Comas, 1978). Además, en el Jurásico aparecen rocas volcánicas submarinas. Las sucesiones más completas del Subbético Medio superan con facilidad el millar de metros de espesor, hecho que pone de manifiesto una fuerte y prolongada subsidencia. El Subbético Interno muestra, en términos generales, cierta similitud con el Subbético Externo, con amplio dominio de series propias de altos fondos pelágicos (Vera, 1969; García Dueñas, 1967). Durante todo el Jurásico presenta facies marinas someras con frecuentes evidencias de condensación sedimentaria (García-Hernández et al., 1986-1987a). A partir del Neocomiense, la sedimentación adquiere un carácter más profundo, con sedimentos margosos y margocalizos que en el Senoniense y Paleógeno son identificados con las facies de "capas rojas". En el sector occidental de la Cordillera Bética el Subbético Interno se identifica con el Penibético (Martín-Algarra, 1987). A grandes rasgos, la estructura clásicamente reconocida para el Subbético se caracteriza por la presencia de cabalgamientos, en que cada unidad cabalga hacia el N y a su vez está cubierta, por el S, por la siguiente unidad tectónica (García-Hernández et al., 1980).

La edad del final de la estructuración de estos dominios ha sido fuertemente discutida, pero se puede aceptar una edad Burdigaliense medio para la estructuración del Subbético (Tent-Manclús et al. 2001b), y final del Mioceno Medio-inicio del Mioceno Superior para el Prebético (Martín-Algarra, 1987).

## CUENCAS NEÓGENAS

Durante el Neógeno y el Cuaternario se han desarrollado numerosas cuencas rellenas por potentes series de sedimentos que se apoyan discordantemente sobre los materiales de las Zonas Externas e Internas de la Cordillera. Estas cuencas han estado controladas directamente por la actividad tectónica. Sanz de Galdeano y Vera (1992) diferencian las cuencas formadas durante el



Mioceno Inferior y Medio, que presentan un carácter típicamente sinorogénico, de las cuencas postorogénicas formadas a partir del Tortonense. A pesar de su carácter post-orogénico, estas cuencas también están afectadas por deformaciones neotectónicas, y en muchas ocasiones presentan orientaciones estructurales distintas a las típicas de la Cordillera Bética.

## 2.2 CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.2.1 Triásico

#### 2.2.1.1 Descripción de las Formaciones

##### La Formación Majanillos

Fue definida por Pérez López (1991). Debe su nombre al Pico de Majanillos, situado en las cercanías de Valdepeñas de Jaén (provincia de Jaén). Su estratotipo es la sección del Barranco Salmerón en Cabra de Santo Cristo. Tiene una potencia que oscila entre 80 y 130 m, aunque localmente puede superar los 200 m. Su litología consiste en alternancia de tramos carbonatados y calcomargosos, que son predominantemente margosos hacia la parte superior de la serie. Además, estos materiales incluyen importantes cuerpos de rocas ígneas (ofitas) que forman pequeños slocks y diques de varios metros de espesor.

En esta formación se distinguen, de muro a techo, cinco miembros:

- Miembro Dolomías Cristalinas de Morrón Grande: 2 a 15 m de dolomías cristalinas oolíticas) de color pardo, con algunas intercalaciones de calizas margosas grises, laminadas o bioturbadas.
- Miembro Calizas grises y Margocalizas de Salmerón: 25 a 50 m de una alternancia de paquetes potentes (de 3 a 8 m) de calizas grises y margocalizas nodulosas bioturbadas.



- Miembro Calizas tableadas y Margocalizas laminadas de Colmenar: 30 a 35 m de una alternancia de paquetes de calizas grises, más o menos tableadas, y margocalizas, de tonos claros, muy laminadas.
- Miembro Calizas bioclásticas y Calizas margosas bioturbadas de Chiclana: 18 a 30 m de paquetes (de 2 a 8 m de potencia) de calizas bioclásticas grises de tonos oscuros, con mineralizaciones amarillentas de dolomía férrica, que alternan con paquetes de calizas margosas, a veces muy bioturbadas.
- Miembro Margas, Calizas y Dolomías ocreas de Hontanar: Unos 50 m donde predominan los niveles margosos y lutíticos. En los tramos inferiores estos niveles alternan con calizas y margocalizas con bivalvos, mientras que en los superiores alternan con carniolas y brechas.

Límites. En todos los afloramientos su base corresponde a un contacto mecánico, mientras que su límite superior es gradual. Este último, se reconoce por la aparición de niveles arcillosos rojos y yesíferos típicos de las Facies Keuper.

Edad. A partir de los bivalvos, conodontos, foraminíferos y polen, y teniendo en cuenta su posición en la serie, los carbonatos de las Formación Majanillos se asignan al Ladiniense medio-superior.

Medio sedimentario. Mar muy somero y zona costera.

### **El Grupo Valencia**

En esta unidad litoestratigráfica se incluyen los materiales en facies keuper que afloran en el levante español. Se presenta en forma de diapiros y con carácter alóctono, asociado a niveles de despegue de cabalgamientos. Divide el Grupo Valencia en cinco formaciones.

Formación Arcillas y Yesos de Jarafuel (K1)



Formación Areniscas de Manuel (K2)

Formación Arcillas de Cofrentes (K3)

Formación Arcillas yesíferas de Quesa (K4)

Formación Yesos de Ayora (K5)

### *Formación Arcillas y Yesos de Jarafuel (K1)*

Esta formación fue definida por Ortí Cabo (1974) en la carretera que une Jarafuel con Teresa de Cofrentes (provincia de Valencia), siendo la más potente de las formaciones del Grupo Valencia.

Litología. Alternancia de bancos de arcilla y yeso, con ocasionales capas de areniscas, dolomías, calizas, costras limoníticas y masas ofiolíticas. En las zonas donde esta formación presenta las mejores exposiciones, destaca por su colorido amarillento. En esta formación se intercalan las principales masas salinas.

Límites. Su base limita con los carbonatos en facies Muschelkalk y su techo con las Areniscas de Manuel (K2)

Edad. Triásico Superior, Carniense (medio a superior).

Medio sedimentario. Sedimentación continental.

### *Formación Areniscas de Manuel (K2)*

Definida por Ortí Cabo (1974) en la cabecera del Barranco Largo al SO de Manuel (provincia de Valencia). En el estratotipo la potencia se aproxima a 160 m.

Litología. Areniscas potentes de tonos rojos, con frecuente estratificación cruzada de pequeña escala, que intercalan bancos de arcilla del mismo color. Hacia su parte inferior, los niveles terrígenos se hacen más esporádicos y



aparecen lechos limoníticos de tonos ocres y amarillentos y, también, algunos bancos de yeso. Presenta estructuras de corriente tipo climbing ripples.

Límites. Su límite inferior, con las Arcillas y Yesos de Jarafuel (K1), está marcado por la aparición de bancos de yesos que alternan con arcillas amarillentas y azuladas. Su límite superior, con las Arcillas de Cofrentes (K3), coincide con la desaparición de los niveles arenosos.

Edad. Triásico Superior, Carniense (medio - superior).

Medio sedimentario. Las variaciones laterales en potencia de estas areniscas son muy importantes y rápidas y hacen pensar en un origen fluvial con cauces divagantes.

#### *Formación Arcillas de Cofrentes (K3)*

Definida por Ortí Cabo (1974). La localidad tipo corresponde al Km. 26,5 de la carretera N-330 cerca de Cofrentes (provincia de Valencia). Allí, su potencia es de alrededor de 300 m.

Litología. Arcillas y lutitas arcillosas rojas que dan una morfología particular de erosión en badlands.

Límites. Se dispone sobre las Areniscas de Manuel (K2), y su límite superior está marcado por la aparición de yesos de la unidad litoestratigráfica suprayacente de Arcillas Yesíferas de Quesa (K4).

Edad. Triásico Superior, Carniense (medio - superior).

Medio sedimentario. Sedimentación continental.

#### *Formación Arcillas yesíferas de Quesa (K4)*

Se define en la localidad tipo de Quesa (provincia de Valencia). Su potencia oscila entre 40 y 150 m.



Litología. Se trata de un conjunto arcillo-yesífero, de color rojo claro dominante, con un característico aspecto caótico debido a la ausencia o escasez de superficies de estratificación. Los yesos nunca llegan a ser explotables por su alto contenido en arcillas.

Límites. Los límites superior e inferior suelen aparecer mecanizados. Se dispone sobre la Formación Arcillas de Cofrentes (K3) y por debajo de la Formación Yesos de Ayora (K5).

Edad. Triásico Superior, Carniense (medio - superior).

Medio sedimentario. Sedimentación continental.

#### *Formación Yesos de Ayora (K5)*

Se define en la localidad de la Yesería Abarca en Ayora (provincia de Valencia). La potencia que suele presentar es de unos 60 m.

Litología. Yesos en grandes bancos de colores blancos con tonos grises, rosados y negros, en los que aparecen intercalaciones arcillosas y dolomíticas. La textura de los bancos de yeso suele ser laminada o masiva y, a veces, nodular, veteadas o porfiroblástica.

Límites. Se dispone sobre la Formación Arcillas yesíferas de Quesa (K4), con un importante contraste litológico y por debajo de las dolomías y carniolas de la base del Jurásico.

Edad. La ausencia de fósiles impide datarla directamente. Sin embargo, por su posición estratigráfica, su edad debe ser Triásico Superior, Carniense (medio - superior).

Medio sedimentario. Sedimentación continental.



## El Grupo Keuper de Jaén

Se caracteriza por sus facies de tipo keuper (arcillas abigarradas con yesos). Toma su nombre de la provincia de Jaén donde mejor aflora. Este grupo está constituido predominantemente por materiales lutíticos de colores abigarrados y yesos, aunque también son muy frecuentes las intercalaciones de areniscas. Además, en estos materiales hay que destacar la presencia de importantes cuerpos de rocas ígneas (ofitas). Dentro del Grupo Keuper de Jaén (Pérez López, 1991) diferenció cuatro formaciones:

Formación Detrítico-Evaporítica de Barrancos (K1).

Formación Areniscas de Cabra del Santo Cristo (K2).

Formación Detrítico-Carbonatada con Yesos de Cabra del Santo Cristo (K3).

Formación Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4-K5).

### *Formación Detrítico-Evaporítica de Barrancos (K1).*

Utilizada por vez primera por Pérez López (1991), debe su nombre al cortijo de Barrancos, en las cercanías de Alcaudete (provincia de Jaén). Tiene una potencia en torno a los 150 m.

Litología. De naturaleza arcillosa y colores abigarrados, con predominio de los tonos acres, grises y rojos. Tiene importantes intercalaciones de areniscas y yesos y puede intercalar, además, niveles finos de carbonatos en toda la serie. En sondeos, en estas facies se han llegado a cortar hasta 170 m de sal.

Límites. El contacto inferior de esta formación se sitúa en los primeros yesos o arcillas de colores abigarrados que aparecen por encima de la Formación Majanillos. Su contacto superior se sitúa por debajo de la base de los bancos potentes de areniscas de la formación suprayacente.



Edad. Las muestras de polen dan una edad Ladiniense-Carniense, sin más precisiones.

Medio sedimentario. Llanura lutítica costera con abundantes subambientes litorales, más o menos salobres, afectados por un sistema fluvial efímero, dentro de un régimen de lluvias torrenciales, en clima cálido-templado.

#### *Formación Areniscas de Cabra del Santo Cristo (K2).*

Se debe su nombre a Pérez López (1991), y su localidad más característica es Cabra del Santo Cristo (provincia de Jaén). La potencia puede variar de 25 a 60 m.

Litología. Se caracteriza por el predominio de potentes bancos de areniscas que pueden intercalar niveles, más o menos potentes, de lutitas. Su color dominante es el rojo pardo. Puede estar constituida por dos o más paquetes de areniscas. Cuantos más paquetes aparecen, menor es la potencia de cada uno de ellos, aunque, en general, la potencia de la formación es mayor.

Límites. El límite inferior se establece por debajo del primer nivel potente de areniscas. El superior se sitúa justo por encima del último banco de areniscas que precede al tramo lutítico rojo de la unidad suprayacente (K3).

Edad. El polen permite atribuir al Ladiniense-Carniense.

Medio sedimentario. Depósitos de corrientes efímeras superpuestas, desarrolladas en zonas con precipitaciones torrenciales y escasa vegetación

#### *Formación Detrítico-carbonatada con Yesos de Cabra del Santo Cristo (K3).*

Definida por Pérez López (1991), debe su nombre a la localidad de Cabra del Santo Cristo (provincia de Jaén). Su potencia oscila entre 50 y 80 m.

Litología. Se caracteriza por el predominio de las facies de arcillas rojas con intercalaciones de tonos gris-verdosos. Se distinguen dos miembros:



- Miembro Lutítico (K3I): con predominio de arcillas rojas de tonos oscuros con intercalaciones de niveles de arenisca roja que transicionan a limolitas.
- Miembro Arenoso-Carbonatado (K3a): muestra diferentes litofacies: lutitas de colores alternantes abigarrados, arenas rojas de tonos claros (a veces ocre), areniscas de color ocre o gris verdoso, carbonatos con costras carniolares, carniolas acres con cantos blandos, y algunos niveles o nódulos de yesos.

Límites. Su límite inferior se sitúa por encima del último banco de areniscas de la Formación Areniscas de Cabra del Santo Cristo (K2). Su límite superior nunca es visible porque las series estratigráficas están truncadas por contactos mecánicos.

Edad. Ladiniense-Carniense sin más precisiones.

Medio sedimentario. Llanura lutítica salina.

*Formación Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4-K5).*

Definida por Pérez López (1991), debe su nombre al Cerro Molina, entre Jaén y Torrequebradilla (Provincia de Jaén). La fuerte tectónica que afecta a estos materiales impide estimar una potencia media. Equivaldría (Pérez López, 1991) a las formaciones Arcillas yesíferas de Quesa (K4) y a la formación Yesos de Ayora (K5).

Litología. Constituida por yesos, arcillas y dolomías. Se pueden diferenciar tres miembros cuyas transiciones son graduales, lo que impide establecer objetivamente sus límites. Alcanza una potencia de unos 30 m.

- Miembro Arcillo-yesífero (K4a): niveles arcillosos con gran proporción de yesos, por lo general nodulares, con cuarzos bipiramidales, aunque a veces intercala yesos sacaroideos, laminados, trabeculares o con textura hematoidea.



- Miembro Yesífero (K5y): masas estratiformes de yesos con textura laminar, de color blanco y gris, muchas veces con porfiroblastos. Puede intercalar finos niveles de arcillas verdes o negras y dolomías grises. Muchas veces son bancos masivos de color blanco con textura microcristalina.
- Miembro Dolomítico (K5d): dolomías (dolomicritas) bien estratificadas, tableadas o masivas, y cristalinas.

Límites. Siempre está limitada por contactos mecánicos a techo y muro.

Edad. Por su contenido en polen se atribuye al Ladiniense-Carniense.

Medio sedimentario. Las facies yesíferas corresponden a medios tipo sabkha costera, que evolucionan a salinas con aguas permanentes, pero confinadas.

### **La Formación Dolomías tableadas de Imón**

Definida por Goy et al. (1976) en Imón (provincia de Guadalajara). Su espesor está comprendido entre 15 y 18 m.

Litología. Dolomías de color gris, estratificadas en capas medias y finas, rara vez gruesas, que le dan un aspecto tableado.

Límites. Se dispone sobre el tramo de transición (unidad informal) del techo de los detríticos finos y/o evaporíticos del Keuper y, sobre ella, se dispone la Formación Carniolas Cortes de Tajuña.

Edad. Probablemente Triásico Superior (Retiense?).

Medio sedimentario. Marino somero turbulento en la parte inferior de la columna, que pasa a condiciones inter y supramareales hacia el techo.



## La Formación Zamoranos

Esta formación fue definida por Pérez López et al. (1992), aunque anteriormente, en la tesis del primer autor, se refiere a estos materiales con el nombre informal de formación Ocre Rojos. Debe su nombre a la localidad de Zamoranos (provincia de Jaén). Su potencia es de unos 40 m.

Litología. Carbonatos de color ocre oscuro o amarillento, con un nivel intercalado de mineralizaciones de óxido de hierro de color rojo. Se pueden diferenciar tres miembros, separados por discontinuidades regionales:

- Miembro Calizas carniolares: constituido por calizas de aspecto carniolar de colores amarillentos (amarillo azafrán).
- Miembro Detrítico ferruginoso: formado por arcillas rojas y niveles de hematites. Son frecuentes las capas de areniscas, los niveles finos de carbonatos y las intercalaciones de materiales volcanoclásticos.
- Miembro Calizas y Dolomías laminadas: tramo calcáreo con algunos niveles dolomitizados, sobre todo en la parte superior. En la base es de color amarillento y hacia arriba alternan los colores gris y ocre.

Límites. Siempre está limitada por contactos mecánicos.

Edad. Por los restos de polen, bivalvos e incluso por restos de coprolitos se data como Noriense-Retiense.

Medio sedimentario. El miembro inferior corresponde a la implantación de una rampa carbonatada. El segundo miembro se formó como consecuencia de la emersión del anterior junto con el desmantelamiento de edificios volcánicos. El miembro superior representa la implantación de una llanura de mareas, tras una transgresión.



## Formación Carniolas Cortes de Tajuña

Definido por Goy et al. (1976). Como corte tipo se propuso el de Cortes de Tajuña, al N de Renales (provincia de Guadalajara). La potencia que suele presentar esta formación en la rama castellana de la Cordillera Ibérica es de 40 a 60 m.

Litología. Carniolas que son el resultado de la disolución de las evaporitas de alternancias originales de dolomías y evaporitas (brechas de disolución-colapso dedolomitizadas). En la rama castellana de la Cordillera Ibérica se distinguen dos miembros:

- Miembro de Brechas de aspecto margoso: constituido por una brecha calco-dolomítica de aspecto margoso y color blanquecino de 5 a 10 m de potencia.
- Miembro de Carniolas: formado por calizas y dolomías, masivas o mal estratificadas, más menos oquerosas y, en ocasiones, con aspecto brechoide, cuyo espesor varía de 30 a 50 m.

Límites. Se superpone a la Formación Dolomías tableadas de Imón y se encuentra por debajo de la Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas.

Edad. El límite Triásico-Jurásico debe encontrarse en el miembro inferior. El miembro superior se asigna al Hettangiense y al Sinemuriense.

Medio sedimentario. Medio supramareal.

### La zona de anhidrita

Término informal ampliamente utilizado en los estudios que tratan del tránsito Triásico-Jurásico en la zona levantina para referirse a los potentes tramos de anhidrita que aparecen en sondeos.



## 2.2.2 Jurásico Inferior

### 2.2.2.1 Descripción de las Formaciones

#### La formación Gavilán

Fue definida por Van Veen (1969), que la estableció en la Sierra del Gavilán (al O de Caravaca provincia de Murcia). Se trata de calizas y dolomías grisáceas masivas o en grandes bancos que, hacia la parte alta, puede tener calizas de crinoides.

Litología. En el estratotipo Van Veen (1969) diferenció, de muro a techo, tres miembros:

- Miembro dolomítico: unos 600 m de dolomías masivas de colores grisáceos con el contacto inferior mecánico y el superior bastante irregular, debido al carácter epigenético de la dolomitización.
- Miembro de calizas pseudo-oolíticas: 25 m de calizas con pisolitos y algas, en grandes bancos de colores marrones en las que existen, además, restos de lamelibranquios, equinodermos, braquiópodos, esponjas y miliólidos.
- Miembro de calizas de crinoides: 12 m de calizas de crinoides de colores marrones con más del 50 % de la roca compuesta por fragmentos esqueléticos.

Andreo et al., (1991) prefieren utilizar el término de Miembro de laminillas criptalgales (MI), para referirse al Miembro dolomítico de Van Veen (1969), dado que la dolomitización es epigenética y, por tanto, puede presentar límites muy irregulares. Para el segundo y tercer miembro Rey Arrans (1993) utiliza los términos Miembro de calizas oncolíticas y Miembro de crinoiditas. Además,



este último autor define, para los afloramientos de la Sierra de Ponce y Vélez Rubio, un nivel intermedio al que denomina Miembro medio de calizas de "Lithiotis". Sin embargo, no establece las relaciones entre éste y el de calizas oncolíticas. En la interpretación sedimentaria diferencia un Miembro inferior (o de laminillas criptalgales), un Miembro medio y un Miembro superior. El segundo incluye las calizas de "Lilhiolis" y las calizas oncolíticas, mientras que el tercero corresponde a las crinoiditas.

Límites. Su contacto sobre el Triásico en facies keuper es mecánico, mientras que su límite superior, muy neto, corresponde a una superficie encostrada densamente fosilífera. Se le superpone la Formación Tollo (ver más adelante). Según Rey Arrans (1993) en el límite entre los dos miembros superiores se detecta una ruptura sedimentaria de probable edad intra-Sinemuriense y, además, el Miembro superior tiende a rellenar y nivelar irregularidades.

Edad. De acuerdo con las asociaciones de foraminíferos bentónicos, se asigna una edad que va del Liásico inferior, para el miembro inferior, hasta el Domeriense en el techo de la formación. Linares et al., (1971) recogieron, en los últimos niveles del miembro superior, una asociación de ammonoideos típica del Carixiense medio, por lo que la edad de esta unidad litoestratigráfica sería Liásico inferior-Carixiense medio. Recientemente, se ha destacado el carácter diacrónico de la discontinuidad del techo de esta formación que, en unos sectores, es Carixiense superior mientras que, en otros, es Domeriense inferior (Ruiz-Ortiz et al., 2001c).

Medio sedimentario. Plataforma carbonatada somera. La falta del segundo y tercer miembro en algunos sectores se ha relacionado con discontinuidades estratigráficas, a las que se asocian posibles exposiciones subaéreas (Andreo et al., 1991; Rey Arrans, 1993 y Nieto Albert, 1997, entre otros). Las calizas oncolíticas indicarían un medio próximo a la costa y las de Lithiolis uno de plataforma externa (Nieto Albert, 1997).



## La formación Vélez Blanco

Definida por Geel (1973) en las proximidades de Vélez Blanco (provincia de Almería), donde presenta una potencia mínima del orden de los 200 m, aunque puede llegar a los 600 m.

Litología Dolomías de color crema, generalmente con laminación criptalgal muy manifiesta. Límites. El inferior es desconocido y el superior corresponde al contacto con las calizas de la formación Maimón.

Edad. Por su posición estratigráfica puede ser datada como Jurásico Inferior.

Medio sedimentario. Depósitos en un medio intermareal donde se desarrollaron tapices algales (estromatolitos).

## La Formación calizas y dolomías de Reguchillo

Ruiz Ortiz (1980) describe, en la Unidad Jabalcuz-San Cristóbal, al S de la ciudad de Jaén, un conjunto calizo y dolomítico al que llama calizas y dolomías de Reguchillo. Su potencia mínima medida es de 300 m.

Litología. Dolomías gris claro en superficie y blanco o beige claro en corte fresco, en la parte baja, y calizas de intraclastos, peloides, oolitos, con foraminíferos bentónicos y wackestone de lamelibranquios y crinoides, en la parte alta de la formación. El contacto entre ambas es muy irregular, y las calizas pueden llegar a desaparecer al ser sustituidas por las dolomías.

Límites. El contacto inferior con materiales en Facies Keuper es mecánico, mientras que el contacto superior corresponde a un hard ground bien desarrollado, con acumulación de belemnites, óxidos de hierro y nódulos calcáreos.



Edad. Representa el Liásico hasta el Domeriense medio, datado por su posición estratigráfica y por la fauna del hard ground del techo.

Medio sedimentario. Llanura de mareas.

### **La Formación Tollo**

Definida por Van Veen (1969) en el Barranco del Tollo (Caravaca, provincia de Murcia). El estratotipo tiene 210 m de potencia.

Litología. El autor distinguió provisionalmente 5 miembros:

- Miembro A: 7 m de calizas amarillentas.
- Miembro B: 25 m de margocalizas nodulosas grisáceas.
- Miembro C: 65 m de calcilutitas con nódulos de sílex y filamentos.
- Miembro D: 12 m de calcilutitas de color gris oliváceo.
- Miembro E: 104 m de alternancia de margas y margocalizas con concreciones de sílex de color gris oliváceo y gris rojizo, con capas de superficie irregular.

Límites. La base limita con la Formación Gavilán y el techo con la Formación Miravetes. Edad. El autor le asigna una edad Toarciense- Titónico Superior.

Medio sedimentario. Depósito marino en ambiente de baja energía.



## La Formación Calizas tableadas de los Baños

Fue descrita por Ruiz Ortiz (1980) en la Unidad Jabalcuz-San Cristóbal, al S de la ciudad de Jaén. En la localidad tipo la potencia alcanza los 1000 metros.

Litología. Está constituida por calizas micríticas tableadas con intercalaciones finas de margas y esporádicas apariciones de lechos laminados. En la parte superior de la unidad los techos de las capas muestran frecuente bioturbación y nodulización.

En La Mola de Novelda (Alicante), Nieto Albert (1997) diferencia dos miembros:

- Miembro inferior: constituido por una alternancia de margas y calizas margosas.
- Miembro superior: compuesto por calizas con microfacies mudstone, con intercalaciones de calcarenitas dolomitizadas en su parte alta.

Límites. Se sitúa sobre el hard ground de techo de las calizas de la Formación calizas y dolomías de Reguchillo, y bajo las calizas oolíticas de la formación calizas oolíticas del Jabalcuz. En La Mola se encuentra sobre la Formación Gavilán y es fosilizada por la Formación Ammonítico Rosso Superior (Nieto Albert, 1997).

Edad. Domeriense medio-superior al Bajociense Inferior. Por otra parte, en La Mola la edad de la formación es Toarciense medio-Aalenense (Nieto Albert, 1997).

Medio sedimentario. Se formó en una cuenca pelágica no muy profunda con una intensa actividad orgánica en el fondo. A veces el sedimento era removilizado por corrientes de fondo y, esporádicamente, llegarían granos procedentes de medios algo menos profundos.



## La Formación Zegrí

Definida por Molina Cámara (1987) en el Puerto de Zegrí, en carretera de Jaén a Granada. Su potencia media suele ser de unos 60 m.

Litología. Consta de un tramo inferior, compuesto por una alternancia de calizas margosas y margas: y un tramo superior, de Facies Ammonítico Rosso. En ella se diferencian dos miembros:

- Miembro inferior: ritmita de margocalizas y margas de colores grises en corte fresco, y amarillentos por alteración. Las microfacies corresponden a mudstones con radiolarios, espículas de esponjas, artejos de crinoides, filamentos y foraminíferos bentónicos.
- Miembro superior: calizas margosas nodulosas rojas. Las microfacies se diferencian del miembro inferior por la mayor abundancia de filamentos y por los procesos de nodulización. Este miembro también ha recibido el nombre informal de Ammonítico Rosso inferior (Molina Cámara, 1987).

Rey Arrans (1993), en el afloramiento de la Loma de la Solana, denomina a los miembros anteriores: Miembro de Margocalizas y Miembro de Calizas Rojas, respectivamente.

Por otra parte, en las sierras de Reclot, Argallet, Crevillente, Lúgar y Corque, Nieto Albert (1997) diferencia dos miembros: el inferior, compuesto por una ritmita de calizas margosas y margas, y, el superior, por calizas y calcarenitas de crinoides (Reclot) o por calizas margosas incipientemente nodulosas. Lateralmente estos miembros cambian a facies de calizas con sílex, excepto en la Sierra de Reclot en donde la transición lateral es a calizas micríticas pelágicas rojas, que también aparecen en la Sierra del Cantón. En la base del miembro inferior de las sierras de Argallet, Crevillente, Lúgar y Corque, se encuentran niveles crinoidíticos, de aspecto arenoso, con abundante glauconia,



que rellenan las partes más deprimidas del techo paleokárstico de la Formación Gavilán.

Límites. Limitada por dos rupturas sedimentarias de carácter regional: la intra-Carixiense superior y la Toarciense terminal. Sin embargo, cuando esta formación tiene a techo la Formación Veleta, el límite entre ambas es gradual y viene marcado por la desaparición del aspecto noduloso y la presencia de nódulos y lechos de sílex. También es posible que la base limite con la Formación Gavilán, mientras que a techo, limite con la Formación Veleta y, a veces, con la Formación Ammonítico Rosso Superior o la Formación Camarena.

Edad. En el área tipo, las asociaciones de ammonites indican una edad Domeriense medio para el tramo inferior y Toarciense Inferior y Medio para el superior. En la Unidad de Gaena, el mismo autor que la define da un rango de edad desde el Domeriense medio al Aalenense Medio y, en la Unidad de Grajales-Mentidero, el primer tramo correspondería desde el Carixiense superior al Toarciense Medio y el segundo al Toarciense Superior-Bajociense Inferior. Por otra parte, en la zona de tesis de Rey Arrans (1993), su base oscila entre el Domeriense inferior y el Toarciense Medio, mientras que su techo varía entre el Toarciense Medio y Superior.

Medio sedimentario. Corresponde a un ambiente pelágico. La tasa de sedimentación del miembro superior debió ser baja, lo que favoreció una intensa bioturbación y nodulización.

### **La formación Maimón**

Fue definida por Geel (1973), en la Sierra del Maimón, al O de Vélez Blanco (provincia de Almería). Está constituida por rocas carbonatadas y alcanza hasta 300 m de potencia.



Litología. Se distinguen tres miembros:

- Miembro inferior calcilutítico: 100 m de calizas micríticas.
- Miembro de calizas oolíticas: 200 m de calizas oolítica.
- Miembro superior calcilutítico: 30 m de calizas micríticas con sílex, calizas nodulosas y calizas de filamentos.

De Clerq et al. (1975) redefinieron esta formación e incluyeron el miembro inferior en la Formación Gavilán y el superior calcilutítico, en la Formación Tollo. Por tanto, limitan la Formación Maimón al miembro de calizas oolíticas, haciendo un uso muy diferente al de la definición original de la Formación Tollo.

Límites. La base limitaría con la Formación Vélez Blanco y el techo con la Formación Taibena, ambas definidas por Geel (1973).

Edad. El miembro inferior se asignó al Liásico; el medio, al Liásico terminal (?)-Dogger-Malm basal; y el superior, al Malm-Berriasiense Inferior. Sin embargo, según la redefinición de De Clerq et al. (1975), la formación Maimón representaría exclusivamente al Dogger.

Medio sedimentario. Plataforma somera agitada de aguas cálidas, que evolucionaría lateral y verticalmente a medios pelágicos.

### **2.2.2.2 ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO PROPUESTO**

Los trabajos de campo realizados, permite realizar una modificación del esquema hasta ahora vigente, proponiendo un esquema nuevo.



## Grupo Gavilán

Dentro del Grupo Gavilán se distinguen 4 términos.

### *La unidad litológica de dolomías masivas (G1)*

Se trata de una unidad informal con rango de formación aunque hay que mencionar que está formada por dos litologías claramente distinguibles que, posiblemente en un futuro, pueden alcanzar por sí mismas el rango de formación.

Corresponde al Miembro dolomítico de la Formación Gavilán (Van Veen, 1969) y al Miembro laminitas criptalgales (MI) utilizado en Andreo et al. (1991). Rey Arrans (1993) se refiere a estos materiales como el miembro inferior de la Formación Gavilán. Sería además, la parte inferior de las formaciones Vélez Blanco de Geel (1973) y de calizas y dolomías de Reguchillo de Ruiz Ortiz (1980). Estos materiales han sido frecuentemente citados en trabajos regionales de los que destacaremos Van Veen (1969), García-Hernández et al. (1979c), Martín (1979), Ruiz Ortiz (1980), Molina Cámara (1987), Andreo et al. (1991), Rey Arrans (1993) y Nieto Albert (1997).

Secciones de referencia. En la zona de estudio destacan la ladera occidental de la Sierra de Cofer y, en menor medida, debido a su complicación tectónica, la porción occidental de la Sierra de Argallet.

Descripción. Brechas dolomíticas de aspecto masivo que hacia el techo van perdiendo progresivamente su carácter bréchico pasando a dolomías masivas. Este conjunto dolomítico muestra una potencia comprendida entre 300 y 500 m. Las dolomías y los cantos dolomíticos de las brechas se alteran a colores grises y rojizos, siendo en corte fresco de colores blancos a blanco grisáceo. Las brechas son matriz soportada, con clastos de aspecto tabular que frecuentemente muestran laminación paralela y porosidad fenestral. Las



dolomías masivas no presentan estructuras internas apreciables. A techo del conjunto dolomítico, las dolomías transicionan a calizas blancas también masivas. Dicho tramo de transición de color gris claro, también se incluye en esta formación por su naturaleza parcialmente dolomítica.

Límites. Su muro se superpone a los materiales del tránsito de las facies keuper que, en la zona de estudio, pueden ser una alternancia de dolomías y arcillas, o unas brechas de aspecto margoso. Su techo viene marcado por el paso gradual a calizas masivas blancas de textura wackestone. Esta facies de transición muestra en roca alterada el mismo aspecto que las calizas que se superponen, mientras que en corte fresco se observa que son facies dolomíticas. Este nivel debe corresponder a las facies calizas dolomitizadas "per ascensum". Su límite superior corresponde al frente de dolomitización, por lo que las dolomías secundarias se incluyen en la Unidad litológica de dolomías masivas.

Edad. No se han podido datar directamente estas facies, así que su edad debe establecerse por correlación y posición estratigráfica. Estos materiales se superponen a las Facies Keuper, a las que se asignó una edad triásico terminal. Sobre ellos afloran calizas masivas blancas wackestone que tampoco pueden ser datadas directamente. Es evidente que su edad debe ser anterior al Carixiense medio (correspondiente a la de los primeros ammonites que aparecen registrados tras la ruptura de la plataforma). Provisionalmente, propongo asignar a la unidad litológica de dolomías y brechas una edad Hettangiense-Sinemuriense bajo.

Medio sedimentario. Las brechas dolomíticas corresponden a un medio supramareal donde se produciría el depósito de alternancias de evaporitas y carbonatos. La disolución de las capas evaporíticas provocaría el colapso de los carbonatos asociados y la consiguiente brechificación. Gradualmente se instauraría un medio más marino, sin evaporitas, donde se depositarían las



calizas que muy pronto serían dolomitizadas, formándose las dolomías singenéticas.

### *La unidad litológica de calizas masivas blancas (G2)*

Se trata de una de unidad litológica informal, con rango de formación.

Corresponde a la parte baja del miembro de calizas pseudo-oolíticas de la Formación Gavilán (Van Veen, 1969) y a facies que Rey Arrans (1993) incluye en su miembro de calizas oncolíticas. Correspondería, además, a la parte media de las formaciones Vélez Blanco de Geel (1973) y calizas y dolomías de Reguchillo de Ruiz Ortiz (1980).

Secciones de referencia. En la zona de estudio destacan los afloramientos de esta formación en Sierra del Rollo y en la de los Frailes.

Descripción. Calizas masivas blancas, de textura wackestone, que se alteran a colores grises. Alcanzan una potencia que oscila habitualmente entre 30 y más de 200 m, llegando a superar los 300 m en la Sierra del Rollo. Se trata de calizas micríticas que contienen restos de gasterópodos, bivalvos y foraminíferos bentónicos, además de intraclastos, peloides y oolitos dispersos. Pese a que muestran un aspecto masivo, hacia la parte alta de la serie presentan una ligera estratificación, en capas de espesor métrico, e incluso es posible observar grandes cuerpos sigmoidales de 2 a 3 m de espesor y entre 30 y 40 m de largo. En el paraje de la Ofra se han observado facies de calizas de Lithotis hacia la parte alta de este conjunto.

Límites. Se dispone sobre el tramo de dolomías de transición de las dolomías masivas (G1). Lateralmente y hacia el techo pasan a las calizas oolíticas y oncolíticas (G3). El límite entre ambas unidades es, por tanto, gradual. Cuando a techo no existen las calizas oolíticas, esta unidad litológica termina con una importante discontinuidad producto del cambio en las condiciones de depósito



tras el evento de ruptura de la plataforma liásica inferior por tectónica distensiva. La potencia de las calizas masivas blancas está inversamente relacionada con la de las calizas oolíticas y oncolíticas (G3).

Edad. No ha podido ser datada directamente. Por correlación y posición estratigráfica se le asigna provisionalmente una edad Sinemuriense.

Medio sedimentario. Plataforma proximal protegida.

### *La unidad litológica calizas oolíticas y oncolíticas (G3)*

Se trata de una unidad litológica informal con rango de formación.

Corresponde a la parte alta del miembro de calizas pseudo-oolíticas de la Formación Gavilán (Van Veen, 1969), a la parte alta de las formaciones Vélez Blanco (Geel, 1973) y a las calizas y dolomías de Reguchillo de Ruiz Ortiz (1980). Rey Arrans (1993) incluye facies similares en su miembro de calizas oncolíticas de la Formación Gavilán.

Descripción. Calizas oolíticas masivas blancas que crean un importante cortado en el paisaje, fácil de cartografiar. Se trata de calizas de textura grainstone y rara vez packstone, oolíticas a oncolíticas, con niveles de intraclastos y peloides. Dominan los oolitos micritizados. Dada la importante micritización de los granos, es muy probable que gran parte de los granos de peloides sean oolitos o bioclastos pequeños totalmente micritizados. Entre los granos a veces se observan foraminíferos bentónicos.

Límites. El inferior es un paso gradual a las calizas masivas blancas (G2), mientras que el superior es la discontinuidad que marca la ruptura de la plataforma liásica inferior, sobre la que se superponen habitualmente las calizas oscuras con sílex (Z0) o la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1).



Edad. Los fósiles que contiene no permiten la datación de estas facies. Por correlación y posición estratigráfica se asigna una edad provisional Sinemuriense alto (Lotharingiense).

Medio sedimentario. Bajíos oolíticos que protegían la plataforma somera donde se depositaban las calizas masivas blancas.

*La unidad litológica de dolomías englobadas en el Diapiro de Els Pontets (G4)*

Se trata de una unidad litológica informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Los bloques dispersos en el paraje de Els Pontets

Descripción. Dolomías masivas blancas y de textura cristalina granuda fuertemente fracturadas.

Límites. Sus límites son siempre tectónicos ya que aparece formando grandes bloques en el seno del edificio diapírico de Els Pontets.

Edad. No se pueden datar directamente. Al interpretarlas como equivalentes dolomitizados de las formaciones calizas masivas blancas y calizas oolíticas y oncolíticas, se les asigna la edad Sinemuriense de las calizas originales.

Hipótesis de formación. Su textura refleja una dolomitización tardi-diagenética. Los materiales precursores debieron ser las unidades litológicas de calizas masivas blancas (G2) y de calizas oolíticas y oncolíticas (G3) por el aspecto masivo y ausencia de intervalos margosos en las dolomías aquí tratadas. La fuerte fracturación, resultado de su englobamiento en los materiales keuper en su ascenso diapírico, favorecería la circulación de los fluidos dolomitizantes. Al ascender diapíricamente, los materiales de facies keuper arrastrarían consigo a las dolomías ya formadas hasta situadas en su emplazamiento actual.



## Grupo Zegrí

Dentro de este grupo se distinguen 4 términos, aunque de ellos sólo se definen formalmente las dos intermedias, dejando la primera y la última como unidades litológicas informales. La primera, la unidad litológica de calizas oscuras con sílex (Z0), no ha sido definida formalmente por la ausencia de buenos cortes y por no haber ido caracterizar adecuadamente su límite superior. La cuarta y última, las calizas micríticas tableadas (Z3), tampoco se ha definido formalmente ya que, pese a disponer de buenos cortes y poseer características litológicas constantes, no ha sido posible caracterizar adecuadamente límite superior.

### La unidad litológica de calizas oscuras con sílex (Z0)

Se trata de una unidad litológica informal con rango de formación.

En la Cordillera Bética no suelen distinguirse estos materiales y siempre quedan incluidos dentro de las calizas de la plataforma liásica. La existencia de calizas con sílex y abundantes restos de crinoides es mencionada por la mayor parte de los autores que estudian los materiales del Carixiense.

Secciones de referencia. Los mejores cortes de esta formación se encuentran en la Loma del Rebalso. También se observan buenas secciones en el frente de explotación de la cantera de Mavike, situada al N de Hondón de los Frailes.

Descripción. Calizas oscuras con sílex y abundantes restos de crinoides. En superficie de alteración las calizas presentan colores gris azulados. Los nódulos de sílex muestran una corteza de calizas silicificadas de color amarillento y su interior es de color crema. Las calizas se disponen en estratos de 20 cm a 1 m de espesor. Los nódulos de sílex se alinean paralelamente a las superficies de estratificación llegando a tener tamaños de orden métrico. En



la parte baja de la unidad abundan los artejos de crinoides que llegan a constituir verdaderas crinoiditas con algunos fósiles de braquiópodos. Las calizas con sílex poseen textura pelmicrítica con abundantes pellets fecales y fósiles de crinoides y espículas de esponjas.

Limites. El límite inferior coincide con la discontinuidad situada a techo del Grupo Gavilán, mientras que en la zona de estudio no se ha encontrado su límite superior.

Edad. Los fósiles encontrados sobre el límite inferior (braquiópodos, belemnites, atractites y crinoides) no permiten una buena datación de la base de la unidad. La presencia de braquiópodos espiriféridos indica que, en cualquier caso, su edad es anterior a la de extinción de dicho grupo de braquiópodos (extinción del Toarciense Inferior). Todo apunta a una edad Carixiense-Domeriense. La edad de la base de la unidad, coincidente con la del inicio de la ruptura de la plataforma, debe estar próxima al límite Sinemuriense-Carixiense. El intervalo de depósito de estos materiales abarcaría gran parte del Pliensbachiense.

Medio sedimentario. Marino pelágico alejado de las zonas de procedencia de aportes. El color oscuro y la presencia de sílex puede ser debida a un ambiente diagenético temprano básico y reductor que favoreció la migración de geles silíceos y la conservación de materia orgánica. El depósito de esta formación se produjo en zonas donde las fallas lístricas (responsables de la rotura de la plataforma liásica inferior) crearon amplias cuencas con estratificación en sus aguas. Al contrario de lo que ocurre en otras zonas, aquí no habría umbrales donde se generara glauconia, ya que el fondo era mucho menos irregular, aunque sí lo suficiente como para impedir una buena circulación de las aguas y permitir el desarrollo de un ambiente reductor bajo la interfase agua-sedimento.



## La Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1)

Su nombre procede de la ciudad de Crevillente y de la sierra del mismo nombre donde se encuentran los mejores afloramientos de esta formación. Tiene tipo y rango de unidad litoestratigráfica formal con rango de formación.

Secciones de referencia. Los mejores cortes dentro de la Sierra de Crevillente se encuentran al S de El Pico de Crevillente (La Vella), en el barranco entre el Campanar y La Vella y al NO de dicha sierra, justo al S de Hondón de los Frailes. El estratotipo de esta formación es la sección del barranco del Pas del Soldat.

Descripción. Calizas de tipo grainstone con abundantes granos de glauconia, moteadas en corte fresco, siendo rojizas por alteración. El color rojizo de la formación se debe a la oxidación superficial de los granos de glauconia. Destacan, además, los restos de crinoides, intraclastos, foraminíferos bentónicos y peloides. La estratificación es poco marcada a muro mientras que hacia la parte superior se hace más marcada y estratodecreciente. Hacia la parte media de la formación destacan los nódulos de sílex de color crema, rojizos por alteración, que se disponen dando lugar a una red tridimensional. En la parte alta, los estratos muestran techos irregulares que corresponden a hard grounds (sensu Seilacher, 1964) y cuyo aspecto recuerda a estilolitos paralelos a la estratificación. En esta formación se pueden distinguir tres tramos que, de abajo a arriba, son: inferior, de calizas glauconíticas en grandes bancos; intermedio, de calizas glauconíticas con sílex; y superior, de calizas glauconíticas de aspecto arenoso, bien estratificadas, donde a veces los techos de los estratos muestran hard grounds (sensu Seilacher, 1964). Se establecen estos tres tramos como tres miembros, que de muro a techo denomino:

- Miembro de calizas glauconíticas del Pas del Soldat.
- Miembro de calizas glauconíticas con sílex del Campanar.



- Miembro de calcarenitas glauconíticas de la Algüeda.

En las zonas menos subsidentes, suele faltar el miembro medio, quedando constituida la sucesión por los miembros de calizas glauconíticas Pas del Soldat y de calcarenitas glauconíticas de la Algüeda.

- Miembro de calizas glauconíticas del Pas del Soldat está compuesto por calizas glauconíticas en grandes bancos de estratificación poco marcada.
- Miembro de calizas glauconíticas con sílex del Campanar lo componen bancos de calizas glauconíticas bien delimitados cuyo espesor varía de 20 a 60 cm. y que muestran una red tridimensional de nódulos de sílex de colores crema que se alteran a colores rojizos a anaranjados.
- Miembro de calcarenitas glauconíticas de la Algüeda son calizas glauconíticas de aspecto arenítico en bancos bien delimitados de espesor variable entre 20 y 40 cm. Muestran textura grainstone con abundantes restos de crinoides. El techo de algunos estratos son superficies irregulares que se interpretan como hard grounds (Seilacher, 1964). Los mejores cortes de este miembro se encuentran al E del Collado de la Algüeda, en la Sierra de Crevillente. En algunos puntos, las rocas de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente desprenden olor fétido en corte fresco debido a la existencia de materia orgánica.

Límites. El límite inferior es una superficie de discontinuidad que separa las calizas masivas blancas o las calizas oolíticas del techo del Grupo Gavilán (de color de alteración gris) de las calizas glauconíticas moteadas (rojizas por alteración). En las partes más altas, con una menor subsidencia, el límite inferior queda bien marcado por una superficie con abundantes granos de



glaucónia donde además aparecen restos de ammonites, belemnites, atractites e incluso nautiloideos. Esta superficie sería de tipo rock ground (Seilacher, 1964). En algunos puntos, donde se conserva mejor, la superficie muestra una costra fosfatada. El límite superior es otro importante nivel de discontinuidad que, en la mayor parte de los casos, está marcado por un pavimento de ammonites con concha neomórfica, gasterópodos y belemnites. El interior de las conchas muestra rellenos diferentes a la matriz que los envuelve lo que indica el carácter reelaborado de estos fósiles. En los puntos donde el pavimento se encuentra menos alterado se observa un recubrimiento fosfático de color anaranjado. A veces, entre este recubrimiento y el pavimento de ammonites aparecen niveles decimétricos discontinuos de forma lenticular con fósiles de belemnites, braquiópodos y ammonites flotando en una matriz gris oscura también algo glauconítica. El límite superior de esta formación se sitúa sobre el recubrimiento fosfático que tapiza el pavimento de ammonites y sobre el que se disponen las margas amarillentas de la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves.

Edad. En esta formación aparecen restos dispersos y desarticulados de ammonites, belemnites, braquiópodos. Sandoval (2002) encontró en estos niveles, en los alrededores de La Vella, *Dubariceras* sp., lo que permite datar la Biozona Demonense del Carixiense medio (Dommergues et al., 1984). En los niveles más altos de esta formación se ha encontrado *Prianorhynchia canavarii* que indicaría una edad Pliensbachiense. La fauna del pavimento de ammonites del S de Hondón de los Frailes fue estudiada por Braga Alarcón (1983), asignándole una edad Domeriense basal (zona de Lavinianum, subzona de Portisi y horizonte de Lavinianum). Por su posición estratigráfica y su contenido fosilífero la edad de la formación abarca desde el Carixiense bajo hasta el Domeriense basal. Es posible que la discontinuidad del muro incluya el Sinemuriense terminal.

Medio sedimentario. Esta formación corresponde a los rellenos, en los bloques de muro, de fallas lítricas que segmentaron y rompieron la plataforma del



liásico inferior. El alto contenido de glauconia y la existencia en algunos puntos, tanto en la base como en el techo de costras fosfáticas indicarían una baja tasa de sedimentación. La glauconia aparece in situ en las partes más altas donde hay un mejor desarrollo de la discontinuidad inferior, mientras que en el interior de la formación los granos de glauconia serían redepositados (Amorosi, 1995). Por tanto, la fábrica de la glauconia correspondería a las partes elevadas, bloque de muro o levantados, mientras que la zona de acumulación correspondería a los surcos, bloques de techo o hundidos. En las zonas más profundas de las cuencas se produciría una estratificación de las aguas, lo que traería consigo la existencia de condiciones reductoras en el fondo, que favorecerían la conservación de la materia orgánica, tal como se refleja en el olor fétido que, a veces, muestran los materiales. Las condiciones de basicidad existentes, por debajo de la interfase deposicional, favorecerían la migración de geles silíceos en el sedimento y la formación durante la diagénesis temprana de la red de nódulos de sílice que caracteriza al Miembro de calizas glauconíticas con sílex del Campanar. Los falsos estilolitos pueden ser debidos a procesos de erosión y/o corrosión submarina del fondo que se produjeron tras la colmatación de los surcos creados por la actividad de las fallas lístricas. La detención en la sedimentación favoreció el desarrollo de hard grounds (Seilacher, 1964) en un ambiente reductor y sometido a corrientes ocasionales. Los fósiles de cefalópodos conservan los septos, lo que indica poca profundidad ya que los septos son la parte de la concha que se disuelve antes.

## **La Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves (Z2)**

Tiene tipo y rango de la unidad litoestratigráfica formal con rango de formación.

Secciones de referencia. Las mejores secciones se encuentran en los alrededores de Hondón de las Nieves. Destaca en las afueras de la localidad de Hondón de las Nieves, en un pequeño collado que atraviesa la sierra del mismo nombre. Una alternativa sería el corte de la Sierra de Hondón de las Nieves, al E de la localidad del mismo nombre.



Descripción. En la mayor parte de los afloramientos se trata de margas y calizas amarillentas en estratos de varios centímetros con superficies de techo y muro irregulares. Sin embargo, en el frente de explotación de la cantera del Ventorrillo, estas mismas facies corresponden a calizas margosas verdes sin que se observe la alternancia de niveles calcáreos y margosos. Probablemente la diferencia composicional en los ciclos sea tan pequeña que tan sólo se pone de manifiesto en los afloramientos meteorizados. En superficie, las margas son de color amarillento con algunas manchas rojizas de oxidación. A su vez las calizas, de textura mudstone, muestran una ligera laminación .paralela y techo y muro muy irregulares, lo que favorece su rotura en bloques de aspecto arriñonado. En la parte alta de la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves existen niveles calizos fuertemente bioturbados con un mayor contenido de óxidos de hierro que proporcionan un color rojizo a estos niveles. Apenas se ha encontrado macrofauna que, tras una intensa búsqueda, tan sólo he podido coleccionar dos braquiópodos de tipo terebrátula. La naturaleza margosa de esta formación, sobre la que se desarrollan suelos y vegetación de tipo espartal, y su color amarillento la convierte en un buen nivel guía dentro e la serie predominantemente calcárea del Jurásico.

Edad. En esta formación no se han encontrado fósiles de valor bioestratigráfico. En el sector 1 cementerio del Cantón, la alternancia de calizas y margas de colores amarillentos que ocupan la misma posición estratigráfica que la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves (Z2), pero que no incluye en dicha formación, ha aportado restos de *Hildaites* sp., género que permite datar el Toarciense Inferior. Azéma (1977) cita la presencia en la cara S de la Sierra de Crevillente, de *Hildoceras* sp. y *Harpoceras* sp. que indicarían una edad Toarciense. El pavimento de ammonites, situado a techo de las Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1), atado por Braga Alarcón (1983) como Domeriense inferior. Como en las diferentes cuencas la edad de este pavimento puede mostrar una cierta diacronía su edad puede comprenderse entre el techo del Carixiense y el Domeriense inferior. Las calizas tableadas



con filamentos (Z3) tampoco han aportado fósiles de interés bioestratigráfico. Así pues, la que la formación debe estar comprendida entre el Domeriense superior y el Toarciense medio.

Medio sedimentario. La Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves se depositó tras un periodo sin sedimentación o con sedimentación muy condensada representada por la fa fosfatada del techo de la formación infrayacente. La amplia extensión de esta formación, sus variaciones de espesor y el hecho de que su parte inferior esté afectada por fallas (excepto cuando éstas funcionan también en el Dogger y/o Malm), permite inferir que estos materiales fosilizaron y suavizaron los relieves del fondo que existían previamente. El color verde que muestran las margas en corte fresco, indicaría condiciones algo reductoras durante el depósito y la diagénesis temprana, lo que estaría en consonancia con el periodo de sitio de black shales que se produjo durante el Toarciense Inferior en amplios sectores Cordillera Bética (Jiménez et al., 1996), de Europa y del N de África. La extensión superficial de estas facies y su carácter de depósitos de decantación apuntan a un medio de depósito marino pelágico alejado del litoral.

### **La Unidad Litológica de calizas micríticas tableadas (Z3)**

Posee rango de unidad litológica informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Al S del Pico de Crevillente en el Barranco entre el Campanar y La Vella, en las lomas del Caminanto y en la Sierra del Rollo.

Descripción. Se trata de calizas micríticas tableadas de colores crema con manchas amarillentas por oxidación de material ferruginoso que se alteran a color gris. Se disponen en estratos de 10 a 30 cm. de espesor (predominantemente de 15 a 20 cm.), distribuidos homogéneamente sin organización cíclica aparente. Estas facies presentan considerables variaciones de espesor, así en el Barranco entre el Campanar y La Vella su potencia es del



orden de 130 m, en el corte de la Costera del Catí es de sólo 20 m y en algunos puntos del sector de la Ofra (como en la cantera del Rinconet) su potencia apenas alcanza los 4 m. Sus microfacies suelen ser muy constantes con texturas de mudstone y pelmicritas con restos dispersos de bivalvos de concha fina (filamentos), pellets y opacos ferruginosos.

Límites. Esta unidad litológica se apoya bruscamente sobre el nivel fuertemente bioturbado del techo de la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves. El techo de la formación calizas micríticas tableadas corresponde al inicio de una sedimentación condensada o una continuidad tapizada por un nivel ferruginoso. Este inicio se manifiesta en una incipiente nodulización y enrojecimiento de las facies. Estos niveles corresponden al tramo de transición Liásico-Dogger caracterizado por la superposición de varias discontinuidades. En algunos puntos, como al S del Pico de Crevillente, el techo coincide con un nivel ferruginoso ligeramente más margoso sobre el que se superponen calizas tableadas grumosas o calizas n sílex de la unidad litológica calizas tableadas con sílex (DG1).

Edad. No se han encontrado fósiles con interés bioestratigráfico. Por su posición estratigráfica entre la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves (de edad Domeriense superior-Toarciense Medio) y el tramo con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (que contiene fósiles del Toarciense Medio al Bajociense Inferior) se podría asignar provisionalmente al Toarciense Medio aunque podría alcanzar el Toarciense Superior en los sectores donde las discontinuidades del Liásico-Dogger son menos amplias.

Medio sedimentario. La continuidad de facies y su naturaleza micrítica (sin intraclastos ni extraclastos) indica un medio homogéneo de aguas muy tranquilas que podría corresponder a una plataforma distal.



## 2.2.3 JURÁSICO MEDIO

### 2.2.3.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

#### La Formación Veleta

Definida por Molina Cámara (1987) al S de la Sierra de Gaena, al NE del Cortijo del Veleta (provincia de Córdoba). En el estratotipo alcanza 70 m de potencia, aunque con frecuencia no supera los 25 m de espesor.

Litología. Está constituida por calizas bien estratificadas de colores grises con abundante sílex, en las que suele existir una bioturbación intensa. Se pueden distinguir básicamente cuatro tipos de texturas: wackestones de filamentos, mudstones de radiolarios, packstones-grainstones de peloides y filamentos y grainstones de peloides.

Por su parte, Rey Arrans (1993) diferencia tres miembros en la Sierra de Don Gonzalo, que son:

- Miembro de calizas con sílex: 80 m de calizas con sílex que hacia el techo alternan con margocalizas.
- Miembro de alternancia de caliza margosa y margas: 80 metros de alternancia de margocalizas o calizas margosas y margas.
- Miembro de calizas margosas con sílex: 70 m de calizas margosas (wackestones con abundantes filamentos), en algunos casos margocalizas, con sílex y con tonalidades muy oscuras.

Límites. El límite inferior es gradual y queda definido por la primera aparición de sílex a techo de la Formación Zegrí. Coincide con la ruptura sedimentaria del Toarciense terminal. Su límite superior también es gradual y se define por la desaparición del sílex y por la aparición del carácter noduloso de la Formación



Ammonítico Rosso Superior. No coincide con ninguna ruptura general (Rey Arrans, 1993). En la zona estudiada por Rey Arrans (1993), la base limita con la Formación Zegrí o con la Formación Gavilán, mientras que su techo está marcado por la aparición de la Formación Ammonítico Rosso Superior o por la Formación Burete.

Edad. Se establece indirectamente por la edad de los materiales infra y suprayacentes. El techo de la unidad inferior es Aalenense, mientras que la base de la superior es Bajociense Inferior a Superior.

Para Rey Arrans (1993) el depósito de esta formación se produce entre el Bajociense Superior y el Bathoniense Inferior (Bajociense Superior los dos miembros inferiores y Bajociense Superior-Bathoniense Inferior el tercero).

Medio sedimentario. Plataformas abiertas o umbrales pelágicos.

### **La formación Zegrí- Veleta**

Con esta expresión se hace referencia a Liásico post-Carixiense de algunos afloramientos asignados por Rey Arrans (1993) al Subbético Medio, donde no se encuentra un límite de separación entre las formaciones Zegrí y Veleta. La ausencia de calizas nodulosas a techo de la Formación Zegrí y el aumento de las margas en la Formación Veleta, hace que, a veces, resulte difícil marcar el límite entre ambas.

Litología. Corresponde a la mencionada en los apartados Formación Zegrí y Formación Veleta con las precisiones mencionadas anteriormente.

Límite. La base corresponde al contacto con la Formación Gavilán y, el techo, al contacto con la Formación Radiolaritas del Charco, posteriormente definida como Formación Radiolarítica Jarropa.



Edad. Abarca aproximadamente desde el Domeriense al Bathoniense.

Medio sedimentario. Es el mismo que el de las dos formaciones de las que toma su nombre: ambiente pelágico en la parte baja que, hacia el techo, puede ser una plataforma abierta o umbral pelágico.

### **La Formación Camarena**

Fue definida por Molina Cámara (1987) en las proximidades del Pico Camarena (provincia de Córdoba). Su potencia oscila entre los 200 y 300 m.

Litología. Constituida por calizas blancas masivas oolíticas de color blanco, en las que pueden distinguirse siete tipos de texturas: calizas de peloides y filamentos, calizas oolíticas, calizas oncolíticas, calizas de corales, calizas de crinoides, calizas micríticas con textura fenestral y brechas sinsedimentarias.

Límites. Coinciden en el muro y en el techo con las rupturas del límite Liásico-Dogger y la del Bathoniense Superior, respectivamente. La superior presenta un paleorrelieve kárstico bien desarrollado.

En el área de Vélez Rubio, se suele disponer directamente sobre la Formación Gavilán, aunque a veces aparece intercalada entre ellas la Formación Zegrí. A techo limita con la formación Radiolaritas del Charco o con la Formación Ammonítico Rosso Superior (Rey Arrans, 1993).

Edad. A partir de datos bioestratigráficos no muy precisos (foraminíferos bentónicos) y por las edades de los materiales infra y suprayacentes, se ha datado el muro como Aaleniense- Bajociense Inferior, mientras que el techo se asigna al Bathoniense Superior. Aguado y Rey (1996), mediante nannofósiles, asignan una edad Bathoniense Inferior-Medio a la parte superior de la formación.



Medio sedimentario. Medios de aguas marinas someras y limpias, energéticos, en climas cálidos de tipo tropical.

### **La Formación Ammonítico Rosso Superior**

Definida por Molina Cámara (1987), en la O de la provincia de Córdoba y el S de la ciudad de Jaén. Su potencia oscila entre 8 y 60 m.

Litología. Está constituida por calizas nodulosas algo margosas, de color rojo, rosa o beige con abundantes ammonites. Hacia la parte alta toma tonalidades amarillas o gris claro. Se reconocen las siguientes texturas:

- Wackestones y mudstones de distintos microfósiles.
- Wackestones de crinoides.
- Packstones de filamentos.
- Grainstones de peloides y filamentos.
- Grainstones y packstones de peloides y Saccocoma.

Rey Arrans (1993), distingue los siguientes miembros de muro a techo:

- Miembro inferior de calizas nodulosas rojas: constituido por calizas nodulosas rojas bien estratificadas.
- Miembro medio de margocalizas nodulosas rojas: formado por margocalizas nodulosas grumosas, con texturas fluidales, separado del anterior por la ruptura sedimentaria intra-Bathonense Superior.
- Miembro de alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas: calizas nodulosas alternando con margas, ambas de colores rosados.

En la Loma de la Solana, el miembro más alto tiene características particulares y es definido como Miembro de calizas Rojo Caravaca. Está constituido, de



abajo a arriba, por calizas grises incipientemente nodulosas, calizas masivas rosadas y margocalizas nodulosas. Nieto Albert (1997), en su zona de tesis, sólo diferencia dos miembros, a los que no asigna nombre, separados por las discontinuidades del límite Dogger-Malm. Corresponderían, respectivamente, al miembro inferior de calizas nodulosas y a los dos superiores, unidos en un sólo miembro, de Rey Arrans (1993).

Límites. Se apoya sobre la Formación Veleta o la Formación Camarena. Su techo corresponde al contacto con las margas y margocalizas de la Formación Carretero.

Según Rey Arrans (1993), se sitúa sobre la Formación Veleta, sobre la Formación Camarena e incluso sobre la Formación Gavilán. Lateralmente cambia a la Formación Radiolaritas del Charco (que se intercala entre los dos miembros más bajos), ya la Formación Calizas margosas del Tornajo (a la que pasa lateralmente el Miembro de alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas). Su techo limita, de forma generalizada, con la Formación Carretero, aunque, en algunos sectores, pueden depositarse sobre ella las formaciones Radiolaritas del Charco o Calizas margosas del Tornajo.

Edad. La macrofauna (ammonites y braquiópodos) y la microfauna ponen de manifiesto una gran diacronía de la base, que puede oscilar entre el Bajociense y el Titónico Superior. El techo es también diacrónico y fluctúa entre el Titónico Superior y el Berriasiense.

Medio sedimentario. Ambiente pelágico somero (por encima de los 80 m de profundidad y, probablemente, en muchos casos, bastante más somero). Según Rey Arrans (1993), que se trata de sedimentos pelágicos con una tasa de sedimentación baja o incluso con frecuentes interrupciones sedimentarias, lo que favorece la intensa actividad de organismos bioturbadores.



### 2.2.3.2 ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO PROPUESTO

Sintetizando la información preexistente con los datos recopilados, se hace una propuesta para un nuevo esquema estratigráfico.

#### **La Unidad Litológica de calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D)**

Los materiales del tránsito Liásico-Dogger suelen corresponder a un cuerpo litológico susceptible de ser cartografiado. Sin embargo, no es conveniente asignar un nombre con rango ge formación a estos materiales, ya que la guía estratigráfica internacional recomienda no definir unidades litoestratigráficas que contengan discontinuidades regionales importantes. De ahí el nombre con que se designa este término, con tipo y rango de unidad informal y que comprende varios cuerpos litológicos diferentes

Secciones de referencia. Los afloramientos más potentes de esta unidad, y donde mejor pueden verse sus características, corresponden a la Loma del cementerio del Cantón, la Sierra del Rollo, y a la cantera del Rincones.

Descripción. Calizas rojas con abundantes costras ferruginosas, lo que indica un intervalo temporal con frecuentes discontinuidades estratigráficas. En la base, hay un tramo de colores rosados que, hacia arriba, se enrojecen progresivamente hasta adquirir un color rojo intenso, en facies Rojo Alicante. En la parte superior, las calizas rojas muestran estratificación cruzada de gran escala, terminando la unidad con niveles de oolitos ferruginosos. Pueden reconocerse dos discontinuidades mayores. La primera, corresponde a la base de esta unidad y marca el cambio de la sedimentación (de calizas micríticas tableadas a este intervalo con discontinuidades y colores rojos). La segunda, a partir de la que se desarrolla una importante red de diques neptúnicos, corresponde a una costra ferruginosa con la que termina la unidad. Además, en el intervalo de estratificación cruzada abundan las pequeñas discontinuidades.



Límites. Esta unidad se dispone siempre sobre las calizas micríticas tableadas (Z3) mediante un límite neto, que marca el fin de las condiciones estables y el inicio de un largo periodo de sedimentación irregular. A techo, muestra otra superficie neta formada por un encostramiento, sobre el que se disponen las facies de calizas grumosas o con sílex de la unidad litológica de calizas tableadas con sílex (DG1).

Edad. La edad de esta unidad, incluyendo las lagunas correspondientes a sus discontinuidades, estaría comprendida entre el Toarciense Medio-Superior (edad asignada a las calizas micríticas tableadas, Z3) y la parte alta del Bajociense Inferior, Biozona de Humphriesianum (edad correspondiente a la datación de la parte baja de las calizas con sílex DG1). Además, dentro de las facies aquí tratadas, se han encontrado ammonites que datan el Bajociense Inferior, Biozona de Sauzei.

Medio sedimentario. Correspondería a un medio marino siempre submareal. No se han encontrado criterios de emersión. La complejidad de este depósito, y el largo intervalo en que se produjo, indican una amplia variedad de ambientes en los que habría una baja tasa de sedimentación y una inestabilidad, debida a tectónica extensiva, que daría lugar a los diques neptúnicos (como ocurre en la Sierra del Rollo).

### **La Unidad Litológica de calizas tableadas con sílex (DG1)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Las mejores secciones de esta formación se encuentran en las lomas del Caminanto, aunque allí no aflora su límite superior. Para dicho límite la mejor sección es la del Barranco al E de la Costera de Catí.



Descripción. Calizas tableadas con sílex de colores gris claro (color ceniza). A muro los primeros niveles tableados, situados sobre la unidad litológica de calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger, son calizas grumosas que, hacia el techo y lateralmente, pasan a las calizas con sílex. Ello permite diferenciar dos miembros: calizas grumosas (DG1g) y calizas con sílex (DG1s). Los nódulos de sílex se disponen en el centro de los estratos, paralelamente a la estratificación, aumentando de tamaño hacia la parte superior, donde también aparecen a techo de los estratos. Los sílex tienen colores crema con envuelta blanca. Al microscopio se observa que se trata de micritas de radiolarios y filamentos con algunas espículas de esponjas síliceas. Los restos síliceos, radiolarios y espículas, aparecen calcificados. Molina Cámara (1987) también encuentra en la Formación Veleta que la mayor parte de las espículas se encuentran calcificadas. Las espículas constituyeron la principal fuente de sílice responsable de la silicificación diagenética presente en la formación. Durante la diagénesis se habría producido la transformación de sílice opalina a cristalina, la disolución de las espículas y su reemplazamiento por calcita. La calcificación de las esponjas puede ser explicada por un proceso diagenético temprano (Flügel y Steiger, 1981). Las calizas grumosas muestran en superficie el mismo aspecto que las calizas con sílex pero carecen de nódulos. Son el resultado de la recristalización diagenética de partículas carbonatadas. En algunos puntos muestran intercalaciones de crinoiditas (Lomas del Caminante) y crinoides dispersos. A veces, la subunidad de calizas con sílex (DG1s) muestra un nivel ferruginoso en su seno que podría corresponder a una discontinuidad situada en torno al tránsito Bajociense Inferior-Bajociense Superior.

Límites. Se dispone sobre la costra ferruginosa centimétrica situada a techo de las calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D) o sobre las calizas micríticas tableadas (Z3). Su límite superior corresponde a un cambio neto entre las facies de calizas con sílex y el Ammonítico Rosso carbonatado de las calizas nodulosas rojas (AR0) suprayacentes.



Edad. En el corte de la Costera de Catí, se ha encontrado un *Skirroceras* sp., cerca de la base de esta unidad litológica, que data la zona de *Humphriesianum* de la parte alta del Bajociense Inferior. En las cercanías del Pico de Crevillente, los materiales suprayacentes a esta unidad fueron datados por Mangold (1979) como zona de Zig Zag del Bathoniense Inferior. Por ello, se asigna esta unidad litológica al intervalo Bajociense Inferior-Alto a Bajociense Superior, pudiendo alcanzar el Bathoniense Inferior basal.

Medio sedimentario. Medio marino pelágico alejado de los aportes terrígenos del continente. El sílex indicaría una reducción de la fábrica de carbonato que favorecería la conservación de los esqueletos silíceos de radiolarios y esponjas. Ello implicaría un ambiente lo suficientemente profundo como para impedir la proliferación de los organismos carbonatados, lo que provocaría un enriquecimiento relativo en organismos silíceos. El ejemplar de *Skirroceras* sp. hallado en estas facies no conserva los septos, lo que apuntaría a una batimetría apreciable en la que aquéllos podrían disolverse.

### **La Unidad Litológica de calizas con radiolarios (DG2)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La mejor sección es la de la loma al E del matadero de Hondón de las Nieves.

Descripción. Calizas mal estratificadas con radiolarios, de colores crema que se alteran a grises. Poseen texturas mudstone a wackestone con restos de radiolarios y filamentos. Por su mala estratificación, el aspecto de los afloramientos recuerda más a las calizas masivas blancas (G2) del Liásico que a las calizas tableadas con sílex (DG1) del Dogger.



Límite. No se ha observado el límite inferior, mientras que el superior corresponde a un cambio litológico neto a las facies Ammonítico Rosso carbonatado de las calizas nodulosas rojas (AR0).

Edad. No han podido ser datadas directamente. Sin embargo, por estar situadas debajo de las calizas nodulosas rojas (AR0), que suele ser de edad Bathoniense Inferior y Medio en otras series del área de estudio, y por la presencia de radiolarios, que no suelen dominar hasta el Jurásico Medio, se propone una edad Bajociense pero sin descartar que también abarquen el Aaleniense y el Bathoniense más bajo.

Medio sedimentario. Marino pelágico abierto quizá menos profundo que el de las calizas tableadas con sílex (DG1) por la ausencia de nódulos de sílex.

### **La Unidad Litológica de calizas nodulosas rojas (AR0)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Las secciones estratigráficas más completas se encuentran en el sector de las proximidades del Pico de Crevillente, en los cortes de la Costera de Catí y del barranco al E de la Costera de Catí.

Descripción. Calizas nodulosas rojizas a amarillentas, algo margosas, en facies Ammonítico Rosso carbonatado. Esta formación alcanza un máximo de 20 m de potencia en el barranco al E de la Costera de Catí, aunque habitualmente esta comprendida entre 10 y 15 m. Las calizas muestran textura de pelmicrita con filamentos.

Límites. El inferior, corresponde a un cambio sedimentario neto, por aparición de las facies ammonítico rosso carbonatado sobre las unidades litológicas de calizas tableadas con sílex (DG1) y de calizas con radiolarios (DG2). El superior coincide con un nivel de Thalassinoides truncados cubierto por una



costra ferruginosa negra (Nieto et al., 1996 a). En esta última, a veces aparecen ammonites de tipo Litoceras y Phylloceras encostrados. Sobre dicha costra se disponen las margas rojas de las margocalizas nodulosas rojas (AR2) aunque, en algunos puntos, entre ambas se intercala el nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1).

Edad. De acuerdo con los datos proporcionados por Mangold (1979), al S del Pico de Crevillente, la edad de estas facies es Bathoniense Inferior y Medio.

Medio sedimentario. Marino pelágico con baja tasa de sedimentación y alta oxigenación en el fondo, lo que favorecería la bioturbación que le confiere el aspecto noduloso.

### **El nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1)**

Este nivel no puede llegar a considerarse equivalente a una formación, ya que sólo aflora en los sectores de las proximidades del Pico de Crevillente y del Puntal de Sant Caietià. Allí, aparece sobre la costra ferruginosa negra que separa las facies Ammonítico Rosso carbonatado de las Ammonítico Rosso margosas, dando lugar a un banco de margocalizas rojas con manchas blancas. Se encuentra, por tanto, en facies Ammonítico Rosso margosa, pero se diferencia de las superpuestas por su mayor contenido en carbonato y por los colores blancos alternantes con los rojos. Su potencia máxima es de 2 m aunque habitualmente suele ser de 1 m. Ello impide su cartografía, por lo que se ha agrupado con las facies Ammonítico Rosso margoso que se le superponen (margocalizas nodulosas rojas, AR2). En el sector de las proximidades del Pico de Crevillente, se ha encontrado un ammonites de tipo Reneckeido que nos indicaría una edad Calloviense para este nivel. Esto concuerda con los datos del corte de Crevillente de Mangold (1979), donde dicho autor encuentra, a techo del Bathoniense, 2 m de materiales Calloviense en facies ammonítico rosso carbonatado.



## **La Formación Calizas margosas del Tornajo**

Definida por Rey Arrans (1993) en la Sierra del Tornajo, en las proximidades de La Paca (provincia de Murcia), donde alcanza una potencia de 80 m.

Litología. Calizas margosas de color blanco o crema, a veces amarillento, en capas de 20 a 30 cm., que alternan con niveles finos de margocalizas. Algunos niveles muestran un aspecto noduloso o brechoide. Sus microfacies suelen ser micríticas, destacando la presencia de oolitos pelágicos (Jenkyns, 1972). Existen cantos micríticos de mayor tamaño (en torno a los 5 cm.) en los que se observa una tenue laminación concéntrica bastante irregular, por lo que podrían considerarse oncolitos pelágicos (Massari, 1979).

Límites. Se apoya sobre la Formación Ammonítico Rosso Superior en cambio gradual o sobre la Formación Radiolaritas del Charco. Su techo corresponde a la Formación Carretero, Lateralmente cambia a la Formación Ammonítico Rosso Superior y, posiblemente, a la Formación Carretero.

Edad. Oxfordiense Medio terminal a parte inferior del Berriasiense. Sin embargo, en algunos afloramientos, la base de la unidad puede ser más reciente (Titónico Superior).

Medio sedimentario. Cuenca próxima a un alto pelágico sometido a corrientes continuas (upwelling) poco energéticas, lo que explicaría la aparición de oolitos pelágicos.

## **La formación carbonatada de la Loma del Toril**

Descrita informalmente por Ruiz Ortiz (1980) al S de la ciudad de Jaén, donde su potencia es de unos 400 m.



Litología. Constituida por materiales carbonatados retrabajados (conglomerados, turbiditas calcáreas y bloques emplazados por deslizamientos submarinos). En ella se diferencian tres miembros:

- Miembro inferior: calizas tableadas o calizas alternantes con margas.
- Miembro medio: materiales retrabajados (conglomerados y calizas turbidíticas) con intercalaciones, hacia la parte alta, de sedimentos autóctonos.
- Miembro superior: calizas, margas y margocalizas, con algunas intercalaciones de turbiditas calcáreas de grano fino hacia el muro del miembro.

Límites. El muro se sitúa en los primeros niveles carbonatados que aparecen sobre las margas radiolaríticas de la Era de la Mesa. El techo es gradual y coincide con la aparición de los niveles margosos blanquecinos basales de la Formación calizas margosas y margas de Los Villares. En La Mola de Novelda yace sobre la Formación Ammonítico Rosso Superior y es recubierta por la Formación Los Villares (Nieto Albert, 1997).

Edad. Kirnmeridgiense- Titónico Inferior. En La Mola, sus materiales están comprendidos entre el Kimmeridgiense y el Berriasiense Inferior (Nieto Albert, 1997).

Medio sedimentario. Los materiales del Miembro inferior se depositaron en un contexto pelágico; los del medio, corresponden a sistemas turbidíticos; los del Miembro superior, se depositaron en un medio pelágico adyacente a la zona en la que se desarrollaron los abanicos submarinos.



## La Formación Milanos

Definida por Molina y Vera (1996 a) en el Arroyo de Milanos, al SO del pueblo de Montefrío (provincia de Granada), donde su potencia supera los 100 m.

Litología. Alternancia de calizas micríticas y margas con intercalaciones de calciclastitas (tempestitas y/o turbiditas carbonatadas) así como, localmente, algunos niveles de calizas oolíticas. Hacia el techo suele presentar nódulos de sílex.

Límites. Se dispone sobre facies radiolaríticas (posteriormente definidas como Formación Radiolarítica Jarropa) y es recubierta por la Formación Carretero.

Edad. Kimmeridgiense Superior- Titónico. En la Sierra de Ricote se data como Kimmeridgiense-Titónico Superior (Nieto Albert, 1997).

Medio sedimentario. Rampa o plataforma marina externa afectada por tormentas.

## La Unidad Litológica de Margocalizas nodulosas rojas (AR2)

Unidad litológica con tipo y rango de unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Esta unidad aflora en la Costera de Catí, en el Congost, en el collado entre el Campanar y La Vella, y en el matadero de Hondón de las Nieves.

Descripción. Margocalizas y margas nodulosas rojas con niveles nodulares carbonatados, intensamente bioturbados por Thalassinoides y Chondrites, que le proporcionan un aspecto grumoso, por lo que también han sido conocidas como margocalizas nodulosas grumosas (Rey Arrans, 1993). Su potencia varía entre los 4 m de la sección del matadero de Hondón de las Nieves (reducidos



por falla) y los 8 m de la Costera de Catí. Las fuertes variaciones de potencia en los alrededores de La Caixa deben ser achacadas al comportamiento plástico de estos materiales. Se trata de facies ammonítico rosso margoso, muy ricas en moldes de ammonioideos, aunque también se encuentran belemnites, bivalvos, braquiópodos y equinodermos. Las microfacies son wackestones ricos en protoglobigerinas y filamentos, que, en menor cantidad, también contienen crinoides (Saccocoma), radiolarios, Globochaelae, Slomiosphaera, Cadosina y foraminíferos bentónicos.

Límites. Su límite inferior corresponde a un cambio sedimentario neto, sobre el nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1), caracterizado por un aumento brusco de la fracción margosa y por la aparición de los grumos. En otros puntos este contacto se encuentra mecanizado, desapareciendo el nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1), Y disponiéndose entonces directamente sobre las calizas nodulosas rojas (AR0). Su límite superior, corresponde también a un cambio sedimentario brusco, con aparición de los bancos nodulosos carbonatados correspondientes a la unidad litológica de alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas (AR3).

Edad. Las asociaciones de ammonites indican una edad Oxfordiense Medio-Superior.

Medio sedimentario. Se han interpretado clásicamente como depósitos de mesetas epioceánicas y de la parte alta del talud. Por la abundancia de Phylloceratina y Lytoceratina (Caracuel et al, 1999b), debe tratarse de un medio abierto alejado de la costa, donde las conchas de ammonites que llegaban correspondían a los que vivían en medios marinos abiertos. En la zona de estudio, los moldes de ammonites muestran que los septos no se disolvieron antes de fosilizar por lo que no debía tratarse de un medio muy profundo. Así pues, estos materiales se depositaron en las zonas altas del relieve del fondo marino, al mismo tiempo que, en las zonas más profundas, se depositaban las margas radiolaríticas.



### **La Unidad Litológica de alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas (AR3)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Descripción. Alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas; en estratos decimétricos, de colores gris rojizos, en facies Ammonítico Rosso carbonatado con tendencia carbonato creciente hacia techo y nodulosidad decreciente. En la zona de estudio su potencia varía entre 8 y 15 m. Es muy rica en ammonoideos y en galerías de Thalassinoides. En lámina delgada muestra microfacies de wackestones o packstones, con Globochaetae y, secundariamente, filamentos, protoglobigerinas, Saccocoma, radiolarios, Stomiosphaera, Cadosina y foraminíferos bentónicos.

Límites. El límite inferior corresponde con el cambio brusco que marca el paso de las margocalizas nodulosas rojas (AR2) a las facies Ammonítico Rosso carbonatado con apreciable contenido en margas. El límite superior con la unidad litológica de calizas y margocalizas nodulosas (AR4), viene marcado por la disminución del contenido margoso y el aumento en la potencia de los estratos.

Edad. Los ammonites recolectados: Presimoceras sp., Nebrodites sp. y Taramelliceras sp permiten su atribución al Kirmmeridgiense Medio sedimentario. Igual que para la unidad litológica de margocalizas nodulosas rojas (AR2).

### **La unidad litológica de calizas y margocalizas nodulosas (AR4)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La mejor sección para el estudio de estos materiales es la del Congost, que se complementa con las secciones del matadero de



Hondón de las Nieves, Barranco de Amorós- Pouet de la Mel, barranco al N de La Caixa y Barranco al E del matadero de Hondón de las Nieves.

Descripción. Calizas y margocalizas nodulosas grises ligeramente enrojecidas, en estratos de 30 a 35 cm., de nodulización variable, en facies Ammonítico Rosso carbonatado. Su potencia varía de 30 a 70 m. Se pueden distinguir dos subtramos: inferior, de calizas y margocalizas nodulosas grises de características muy constantes y, superior, con importantes variaciones de espesor y cambios laterales de facies. En el Congost, la separación entre ambos viene marcada por un nivel de slumps. En el subtramo superior, los cambios laterales de facies son el resultado de la actuación de fallas lítricas sinsedimentarias, que provocan aumentos de potencia de los estratos hacia los planos de falla y la aparición de zonas de fracturación, recubiertas por estratos poco o nada fracturados y engrosados. En los puntos donde la serie es más potente (como en la Costera de Catí y el Congost), los bancos carbonatados pierden su nodularidad e intercalan nódulos de sílex blancos a crema dispuestos paralelamente a la estratificación. La sucesión de facies del subtramo superior incluye, de abajo a arriba:

- -Nivel de slumps.
- -Calizas grises algo nodulosas, que hacia techo van perdiendo su nodulosidad.
- -Calizas con sílex.
- -Alternancia de margocalizas y margas grises. Al E del Congost, pasan lateralmente a las calizas con sílex anteriores.
- -Calizas nodulosas, fuertemente fracturadas por fallas sinsedimentarias y que hacia techo muestran una clara tendencia estratodecreciente, enrojecimiento y disminución de la tasa de sedimentación.



- -Facies de retrabajamiento de los materiales inferiores se desarrollan lateralmente, hacia la parte alta del subtramo superior y, por tanto, de esta unidad, con potencias que llegan a 10 y 15 m en el barranco al E del matadero de Hondón de las Nieves.

Límites. El límite inferior corresponde a un cambio gradual rápido con la unidad de alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas (AR3). Su techo, sobre el que se puede desarrollar una costra ferruginosa (Congost, barranco Ermita de Sant Caietà, y barranco al N de La Caixa), coincide con la aparición de facies retrabajadas, conglomerados al N de La Caixa. Por encima, puede aparecer un nivel (S del afloramiento del Congost) o dos (gisement II de Azéma y Sornay, 1966; y Azéma, 1977, N del afloramiento del Congost) de materiales del Cretácico Inferior retrabajados, sobre el que se reinicia la sedimentación, con facies de glauconia y oolitos ferruginosos, en el Albiense Medio alto (base de la Formación Represa). Otras veces, sobre el mismo nivel, aparecen margas y margocalizas blanco amarillentas de la Formación Miravetes (Mi) del Valanginiense Inferior (barranco al N de La Caixa).

Edad. Estaría comprendida entre la parte alta del Kirnmeridgiense Superior y el Berriasiense basal, ya que, en los últimos bancos de esta unidad del bloque hundido de la falla lítrica del Congost, aparecen asociaciones de calpionelas y ammonites que caracterizan el Berriasiense basal. El inicio de la actividad de las fallas lítricas, marcada por el nivel de slumps del Congost puede datarse como Titónico basal (Caracuel et al., 2001).

Medio sedimentario. Medio marino pelágico en umbrales epiocéánicos en contraposición con las facies radiolaríticas de esta misma edad que corresponderían a los surcos situados entre aquellos. La existencia de un de margocalizas y margas que, hacia las partes con menor subsidencia, cambian a calizas con sílex. Hacia el techo se infiere un descenso en la tasa de sedimentación. En los puntos donde la sedimentación no es capaz de



compensar las irregularidades internas existentes dentro del umbral, se producen depósitos delapsionales marinos (debris flows) que dan lugar a los conglomerados alimentados de ammonítico rosso carbonatado.

## 2.2.4 CRETÁCICO INFERIOR

### 2.2.4.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

#### La Formación Miravetes

Definida por Van Veen (1969) en los alrededores del cortijo Miravetes, en Caravaca (provincia de Murcia). Su potencia es muy variable y alcanza su máximo en el estratotipo (985 m).

Litología. Se caracteriza por la alternancia de margas y margocalizas, de colores amarillo grisáceos a gris verdosos, con abundantes ammonites piritizados. La textura de las calizas es de tipo mudstone.

Límites. En el estratotipo limita, a muro, con la Formación Tollo y, a techo, con la Formación Argos.

Edad. En su definición original se le asignó una edad Titónico Superior-Barremiense Superior. Por su riqueza micro y macrofaunística, ha sido objeto de numerosos trabajos que permiten establecer una edad Berriasiense Inferior (Biozona Jacobi)-Barremiense Superior (Biozona Guiraudi- Sarasini).

Medio Sedimentario. Depósitos de cuenca marina pelágica. Las enormes diferencias de espesor existentes, así como la presencia de slumps y de scar slumps, hacen pensar en una morfología irregular del fondo (Kuhry, 1972 y Vera et al., 1982).



## La Formación Carretero

Definida por Comas et al. (1982 b) en las proximidades del Puerto Carretero (Campillo de Arenas, provincia de Granada). Su potencia suele superar los 200 m y llega a alcanzar, en algunos puntos, los 1100 m.

Litología. Se trata de una alternancia de calizas, calizas margosas y margas de tonos amarillentos en superficie y gris azulados en corte fresco. La textura es mudstone con algunos radiolarios. En la parte basal las microfacies corresponden a wackestones de calcipionélidos. En buenos cortes se observan slumps y facies asociadas (scar slumps, conglomerados intra-formacionales, etc.). Como rasgos generales de la formación se pueden destacar:

- Presencia, hacia la base, de niveles de brechas de aptychus.
- Frecuentes slumps y conglomerados intra-formacionales, especialmente en la parte inferior.
- Abundancia de ammonites piritosos.

En general, se pueden diferenciar dos miembros: el inferior (Berriasiense-Barremiense), más calizo, donde la relación entre los niveles de calizas y de margas es próxima a 1 y, el superior (Aptiense-Albiense), predominantemente margoso, aunque localmente puede presentar algunas intercalaciones finas de areniscas limosas o limos.

Límites. Se sitúa por encima de los materiales jurásicos y por debajo de la Formación Capas Rojas. Según Rey Arrans (1993), su base limita con la Formación Calizas Margosas del Tornajo, o bien con la Formación Ammonítico Rosso Superior, con la que existe un cambio lateral de facies. Sobre ella, se disponen las formaciones Fardes, Argos o Represa.



En la parte oriental del Subbético fosiliza a las formaciones Ammonítico Rosso Superior y Milanos, y es recubierta por las formaciones Argos o Represa (Nieto Albert, 1997).

Edad. Su muro presenta una diacronía que oscila entre el Titónico terminal y el Berriasiense Superior. El techo varía desde el Neocomiense hasta el Albiense Superior o Cenomaniense. Dataciones posteriores permiten comprobar que la edad de la formación puede llegar al Barremiense Superior (Aguado et al., 1988), aunque a veces, debido a una discontinuidad estratigráfica, no sobrepasa el Neocomiense.

Medio sedimentario. Medio marino pelágico con fondo irregular y notables inclinaciones que originaron deslizamientos gravitacionales. Sanz de Galdeano (1973) considera que el diapirismo cretácico fue, en parte, el responsable de estas irregularidades del fondo, al producir pendientes centrífugas en los bordes de los diapiros. Estos diapiros serían, además, los responsables de los derrames de las facies keuper.

### **La Formación Argos**

Fue definida por Van Veen (1969) en el río Argos, al SO de Caravaca (provincia de Murcia). En el estratotipo alcanza 120 m de potencia.

Litología. Se caracteriza por la alternancia de margas o margocalizas grises con intercalaciones de niveles de areniscas micáceas con cemento calcáreo. Su textura corresponde a mudstones con radiolarios, a la que se incorporan foraminíferos planctónicos en la mitad superior. Los niveles de areniscas, que no suelen superar los 40 cm. de potencia, presentan altas proporciones de micas, cuarzo y fragmentos de carbón.

Según Vera et al. (1982), esta formación se distingue de la Formación Cerrajón en que:



- En la Formación Cerrajón los niveles turbidíticos son mayoritariamente arenosos y con un contenido en fragmentos calcáreos inferior al 15 por 100, mientras que en la Formación Argos los niveles son calcareníticos.
- En la Formación Cerrajón son frecuentes los niveles turbidíticos, con espesores del orden del metro, en los que abundan los restos de plantas, cosa que no ocurre en la Formación Argos.

Límites. Se superpone a la Formación Miravetes y está recubierta por la Formación Represa, en ambos casos concordantemente. Si se compara con la Formación Cerrajón (Ruiz-Ortiz, 1980), se observan analogías mineralógicas y sedimentológicas, por lo que se podría considerar también su paso lateral hacia el Dominio Intermedio (Vera et al., 1982).

Edad. Barremiense Superior-Aptiense medio (Van Veen, 1969; Kuhry, 1972). Trabajos más recientes (Hoedemaeker y Leereveld, 1995) han datado el límite inferior en el estratotipo como Barremiense Superior (Biozona Guiraudi-Sarasini), alcanzando hasta la parte baja del Albiense Superior (Biozona B. berggrensis). Además, se detecta un hiato entre parte del Aptiense Superior y et Albiense Medio (Aguado Merlo, 1994).

Medio sedimentario. Cuenca pelágica a la que llegaban flujos turbidíticos.

### **La Formación Represa**

Definida por Van Veen (1969), al SO de Caravaca (provincia de Murcia). Su potencia es muy variable y alcanza 315 m en el estratotipo.

Litología. Se trata de una alternancia de margocalizas y margas oscuras con tonos verdes o grisáceos. Hacia el techo, los bancos de margocalizas presentan una característica meteorización esférica. Las microfacies



corresponden a mudstones con foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios. Suelen intercalarse niveles arenosos finos con pellets. Este cambio litológico sirvió para que Kuhry (1972) definiera el Miembro el Portillo, compuesto por calizas de pellets que localmente presentan estratificaciones cruzadas de gran escala.

Límites. Van Veen (1969) sitúa su límite inferior con la Formación Argos en la última intercalación de arenisca, mientras que, el superior, con la Formación Quipar, corresponde a un tránsito gradual. En áreas próximas al estratotipo, la Formación Represa se apoya discordantemente sobre la parte inferior de la Formación Argos o sobre la Formación Miravetes.

Tanto para Rey Arrans (1993) como para Nieto Albert (1997), esta formación se dispone sobre la Formación Argos o la Formación Carretero y, a techo, se superponen la Formación Quipar- Jorquera, en las zonas más proximales, y la Formación Capas Rojas, en las distales. En las zonas más proximales del Prebético de Alicante, se sitúa sobre la Formación Sácaras y se le superpone la Formación Quipar-Jorquera (Castro Jiménez, 1998).

Edad. Tanto Van Veen (1969) como Kuhry (1971, 1972) describieron una abundante fauna que les permitió datar desde el Aptiense Inferior al Cenomaniense. En el Prebético de Alicante, Castro Jiménez (1998) encuentra faunas que datan desde el Albiense Medio alto al Albiense terminal.

Medio sedimentario. Cuenca pelágica, aunque la presencia de turbiditas, scar slumps y slumps indica una geometría accidentada del fondo (Rey Arrans, 1993). Por su parte, Kuhry (1972) interpreta las estratificaciones cruzadas del miembro Portillo como depósitos sublitorales, destacando la ausencia de rasgos turbidíticos.



## 2.2.4.2 ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO PROPUESTO

### La Formación Miravetes (Mi)

Se trata de una unidad con rango de formación.

Secciones de referencia. Barranco al N de La Caixa, donde ha podido ser datada, y ladera de umbría de la Sierra de Argallet.

Descripción. Alternancia de calizas algo margosas y margas, de colores blancos con tonalidades amarillentas, en estratos de tamaño decimétrico bien delimitados. Los bancos de calizas margosas muestran, a veces, un característico diaclasado reticular. Abundan los nódulos de pirita y los ammonites, que en las margas están piritizados, mientras que en las calizas colores amarillentos y rojizos. En la zona de estudio muestra importantes variaciones de potencias. En lámina delgada se observan texturas de tipo mudstone con bioclastos dispersos. Suele aparecer cubierta por suelos, sobre todo, por costras calcáreas blancas. Sobre sus afloramientos se disponen campos de cultivo aprovechando la naturaleza margosa de los materiales.

Límites. En el Barranco al N de La Caixa, el límite inferior es una ligera costra ferruginosa sobre los conglomerados de facies ammonítico rosso del techo del Jurásico Superior. El límite superior corresponde a un cambio neto de color, de blanco a rojizo, y a la aparición de intercalaciones de areniscas turbidíticas. En el sector de la umbría de la Sierra de Argallet no se reconoce el contacto inferior por estar cubierto por depósitos de ladera, mientras que el superior corresponde a la superficie de erosión actual.

Edad. Se ha encontrado fauna de ammonoideos de la Biozona Petransiens de la base del Valanginiense. Pero debido al importante desarrollo de estos materiales al N de la Sierra de Argallet y por comparación con las series del Río Argos (Hoedemaeker y Leereveld, 1995) y de Caprés (Company et al.,



1992), la edad de esta formación podría estar comprendida entre el Berriasiense y el Barremiense Inferior.

Medio sedimentario. Depósitos de cuenca marina pelágica. Las diferencias de espesor existentes, así como la presencia de slumps y de scar slumps, hacen pensar en una morfología irregular del fondo (Kuhry, 1972, Vera et al., 1982). Algunos autores (Sanz de Galdeano, 1973) han propuesto un origen ligado al inicio del diapirismo, proceso responsable de las irregularidades del fondo.

### **La Unidad Litológica de margas con intercalaciones de areniscas (C1)**

Aflora exclusivamente en el Barranco al N de La Caixa y se ha separado de la formación anterior por sus facies diferentes. A falta de datación, se ha preferido no incluirlos en ninguna de las dos formaciones previamente definidas, Argos (Van Veen, 1969) y Cerrajón (Ruiz Ortiz, 1980), de características similares y edad Barremiense. Tampoco pueden asignarse a las Areniscas de Caprés (Company et al., 1992) por su diferente aspecto.

En el Barranco al N de La Caixa, en Ventana tectónica por debajo de la Zona de Escamas de La Caixa, afloran margas rojizas con intercalaciones de areniscas rojas con características turbidíticas. La unidad litológica aparece intercalada entre la alternancia de margas y calizas de la Formación Miravetes y la unidad litológica de brechas de cantos carbonatados (C2). Su potencia es de 30 m. Las areniscas son de grano fino a medio, dominando los granos de cuarzo. A techo de estos materiales se dispone un potente nivel de 30 m de brecha de cantos carbonatados blancos a blanco rojizos que sólo se ha reconocido en este afloramiento. Con los datos disponibles, no parece razonable incluir estos materiales en ninguna de las unidades litológicas definidas previamente.



## La Unidad Litológica de brechas de cantos carbonatados (C2)

Corresponde a 30 m de brechas de cantos carbonatados blancos a blanco-rojizos que, en el Barranco al N de La Caixa, aparecen intercaladas entre las margas con intercalaciones de areniscas (C1), y la Formación Represa (Re). Las brechas están alimentadas por facies Ammonítico Rosso carbonatado y por calizas margosas blanco amarillentas con ammonites asignables a la Formación Miravetes (Mi). Se han encontrado moldes internos de ammonites y equinodermos reelaborados. No han podido ser datadas directamente, pero al encontrarse fosilizadas por la Formación Represa, es evidente que su edad es anterior al Albiense Medio terminal.

## La Formación Represa (Re)

Se trata de una unidad litoestratigráfica con rango de formación.

Secciones de referencia. Barranco al N de La Caixa y Congost, Cañada Catalina, polideportivo de Hondón de las Nieves, Borissa, la Canalosa y Uchell. En las dos primeras, se observa el límite inferior de estos materiales, mientras que el límite superior aparece bien expuesto en Borissa y en la Canalosa.

Descripción. Margas y margocalizas gris amarillentas algo arenosas o limosas. Los bancos de margocalizas, de 10 a 20 cm. de espesor, muestran una característica meteorización en estratos redondeados, por lo que, en la bibliografía del S de la provincia de Alicante, se las conoce como calizas aboudinadas (Leret Verdu et al., 1978). Algunas veces, en el seno de estos materiales se llegan a distinguir secuencias carbonato-crecientes. Se han encontrado algunos restos de ammonoideos, que no han podido ser clasificados, y abundantes equínidos irregulares, entre los que destacan varias decenas de ejemplares de *Hemiasler minimus*, en el paraje de Borissa. En lámina delgada muestran texturas wackestone a packstone con foraminíferos planctónicos y calciesferas.



Límites. En el Barranco al N de La Caixa, el límite inferior es un intervalo carbonatado de 50 cm., que se dispone sobre la unidad litológica de brechas con cantos carbonatados (C2). En el Congost, en la base de esta formación suele aparecer un nivel de arenas glauconíticas, de 1 a 1,20 m de espesor, que tapiza las partes más profundas del paleorrelieve desarrollado sobre los materiales jurásicos, mientras que, las partes más altas, son recubiertas por niveles superiores de la Formación Represa. A su vez, sobre esta formación se dispone, de forma neta, la unidad litológica de calizas blanco-grisáceas (C3), aunque destaca, en la parte alta de la Formación Represa, un aumento del contenido en carbonato y, localmente en Borissa, la existencia de trazas fósiles (galerías) de gran tamaño.

Edad. En la parte inferior de la unidad, en el Congost, se ha encontrado una asociación de foraminíferos planctónicos que caracteriza la Biozona B. berggrensis (Caron, 1985). Hacia la parte alta se han caracterizado las biozonas R ticinensis parte alta y R appenninica. La primera corresponde al Albiense Medio terminal-Albiense Superior basal, mientras que las dos siguientes son del Albiense Superior.

Medio sedimentario. Depósito de alta tasa de sedimentación en una cuenca marina pelágica. Su base rellenaría las irregularidades (paleorrelieve en el Congost) y se dispondría sobre la unidad litológica de brechas de cantos carbonatados (C2) en el Barranco al N de La Caixa. El espesor de más de 600 metros que puede alcanzar esta formación indicaría un periodo con amplia creación de espacio de acomodación e importantes aportes que permitiría una gran homogeneidad en las facies.



## **2.2.5 CRETÁCICO SUPERIOR**

### **2.2.5.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES**

#### **La Formación Quipar**

Fue definida por Van Veen (1969) en las proximidades de Caravaca (provincia de Murcia). Su potencia oscila entre 190 y 270 m.

Litología. Alternancia de margas y margocalizas generalmente blancas, pero con pasadas de color rojo ladrillo en facies capas rojas, con esporádicas intercalaciones calcareníticas. A unos 60 m de la base se distingue un tramo con nódulos de sílex.

Límites. Se apoya sobre la Formación Represa y, por encima, se le superpone la Formación Jorquera. El límite con ésta se sitúa en la base de la intercalación calcarenítica finamente laminada más baja.

Edad. La asociación de foraminíferos planctónicos permite asignada al Cenomaniense-Campaniense Superior.

Medio sedimentario. Mar abierto.

#### **La Formación Jorquera**

Definida por Van Veen (1969) en la carretera que une Caravaca (Murcia) y la Puebla de Don Fabrique (Granada), tomando su nombre de la Torre Jorquera. Su potencia en la localidad tipo es de 225 m.

Litología. Alternancia de margas y margocalizas de colores claros con intercalaciones de calcarenitas de grano grueso. Se distinguen cuatro miembros:



- Miembro A: 100 m de calizas micríticas de colores grisáceos amarillentos a blancos, con intercalaciones de calcarenitas anaranjadas finamente laminadas.
- Miembro B: 70 m de una alternancia de margas y calizas micríticas de colores grisáceos amarillentos con intercalaciones de calcarenitas finamente laminadas anaranjadas.
- Miembro C: 25 m de margas gris oliváceas, con un intervalo de margas color rojizo, con intercalaciones de calizas micríticas gris amarillentas.
- Miembro D: 27 m de margas verde oliváceas con intercalaciones de calcarenitas ligeramente arenosas del mismo color.

Límites. Su base limita con la Formación Quipar y su techo con la Formación Gredero. El límite con esta última se sitúa en un tramo de 16 m de potencia de bancos calcareníticos. Edad. La edad asignada por el autor que la definió es Maastrichtiense Inferior a Eoceno Inferior.

Medio sedimentario. Van Veen (1969) propuso un origen ligado a mares abiertos a los que llegaban materiales redepositados desde las plataformas continentales anexas.

### **La Formación Quipar-Jorquera**

Las intercalaciones calcareníticas que caracterizan la Formación Jorquera se pierden rápidamente fuera del estratotipo. Este hecho hace que en muchos puntos resulte difícil marcar el límite con la formación infrayacente. Esto llevó a Comas et al. (1982 b) a redefinir ambas formaciones, que fueron englobadas en una sola, que recibió el nombre mixto de Formación Quipar-Jorquera.



Litología. Se caracteriza por la alternancia de margas y calizas margosas de colores gris amarillento y blancos, con abundantes organismos planctónicos. En su base suele presentar niveles con nódulos de sílex, mientras que, en la parte superior, se reconocen turbiditas calcáreas, estructuras de slump y brechas intraformacionales. Se diferencian dos miembros que equivalen a las antiguas formaciones de Quipar (Miembro Inferior) y Jorquera (Miembro Superior).

Rey Arrans (1993) distingue los siguientes miembros en su intervalo cretácico:

- Miembro de margas y margocalizas blancas: de 40 a 50 m de margas y margocalizas blancas, con señales de bioturbación y afectadas por estructuras de slumps y scar-slumps.
- Miembro de Calizas con sílex: 40 m de calizas y margocalizas algo amarillentas con sílex de color negro.
- Miembro de alternancia de margas y margocalizas blancas: 60 m de alternancia de margas y margocalizas, con coloraciones blancas en superficie o grises en corte fresco. Según su autor, estas facies son equivalentes al miembro superior de la Formación Capas Blancas.
- Miembro de margas y margocalizas rosadas: 5 m de margas y margocalizas con tonos rosados equivalentes a los de la Formación Capas Rojas.
- Miembro superior de margas y margocalizas blancas: 40 m de margas y margocalizas, blancas en superficie y grises en corte fresco, semejantes a las del miembro tercero de esta formación.



- Miembro con intercalaciones turbidíticas: 30 m de calcarenitas anaranjadas con margas blancas que corresponden a la base de la Formación Jorquera.
- Miembro de alternancia de calizas y margas: de 20 a 30 m de potentes bancos calizos que alternan con finos niveles margosos.
- Miembro de margas oscuras: 40 m de margas oscuras con finas intercalaciones calcareníticas. En él aparece la arcilla del límite K/T.

Límites. El inferior, corresponde al contacto concordante con la Formación Represa infrayacente, mientras que el superior coincide con el contacto concordante con la Formación Gredero. En el Prebético se dispone sobre la Formación Dolomítica, o sobre su equivalente lateral, la Formación Caliza de Jaén, y, en zonas más proximales, cambia lateralmente a las formaciones Sierra de la Solana y Mariasnal (García-Hernández et al., 1982).

Según Rey Arrans (1993) se dispone siempre sobre la Formación Represa y hacia la parte más interna de la cuenca cambia lateralmente a la Formación Capas Blancas (sensu Rey Arrans, 1993) y a la Formación Capas Rojas.

Edad. Su muro es Cenomaniense, mientras que su techo varía entre el límite Cretácico- Terciario y el Eoceno basal. En general, se observa que hacia el N el intervalo temporal correspondiente a esta unidad se va reduciendo, llegando a ser exclusivamente Maastrichtiense (García-Hernández et al, 1982). En la zona de Caravaca-Vélez Rubio se depositó a partir del Cenomaniense (Rey Arrans, 1993).

Medio sedimentario. Se formó en un medio pelágico situado entre la plataforma prebética y el área de depósito de la Formación Capas Rojas. Existiría una cierta pendiente en el fondo, donde determinados momentos, se producirían fenómenos de redeposición gravitatorio.



## La Formación Capas Blancas

Definida por Martín-Algarra (1987) en el Penibético. Su nombre alude al color de estos niveles, similares a los de formaciones equivalentes en el Apenino (Scaglia Bianca), y se contra pone al de las Capas Rojas. Las potencias pueden llegar al centenar de metros, aunque en algunos sectores no superan la decena de metros.

Litología. Margas y margocalizas de colores claros, blancos o amarillentos, por alteración y grisáceos en corte fresco. Los nódulos de sílex, que en un principio son esporádicos, se hacen predominantes a techo, lo que se utiliza para definir el Miembro de calizas con sílex del Boquerón. Las microfacies corresponden a wackestones-mudstones con foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos y una proporción variable de radiolarios (que es mayor en las calizas del Boquerón).

Límites. En el Penibético reposa directamente sobre la Formación Torcal. Sobre ella se superpone la Formación Capas Rojas.

Edad. La definición original se le asigna una edad Albiense- Turonense Inferior.

Medio sedimentario. Zonas pelágicas de aguas cálidas y tranquilas.

## La Formación Capas Rojas

Término equivalente a las “Couches Rouges” de los Alpes o a la “Scaglia Rossa” de los Apeninos utilizado para referirse a margocalizas pelágicas de color rosa salmón. En la Cordillera Bética fue introducido por Fallot (1929). Comas et al. (1982 b) proponen como holoestratotipo el corte de Alhamedilla (provincia de Granada), de más de 300 m de espesor, donde anteriormente Gomas (1978) había propuesto el término de formación Alhamedilla y cuyos materiales se incluyen dentro de la Formación Capas Rojas.



Litología. Está constituida por margocalizas y margas de colores asalmonados, donde suelen relativamente frecuentes las estructuras de slumps. Las microfacies corresponden a biomicritas con foraminíferos planctónicos.

Límites. Se superpone sobre la Formación Fardes y, en menor medida, sobre la Formación Carretero. Es recubierta por materiales terciarios (los Grupos Piñar y Cardela de Comas, 1978). En el Subbético entre Caravaca y Vélez Rubio (Rey Arrans, 1993), limita a muro con la Formación Capas Blancas (sensu Rey Arrans, 1993), aunque puede presentar una interdigitación con la Formación Conglomerados del Puerto o reposar directamente sobre materiales jurásicos. Hacia el margen externo de la Cordillera existe un cambio lateral a la Formación Quipar-Jorquera.

Edad. Sus límites inferior y superior son diacrónicos y su edad puede comprender desde el Cenomaniense al Eoceno.

Medio sedimentario. Sedimentos típicos de fondos pelágicos con aguas cálidas en condiciones oxidantes.

### **La Formación Margas de Raspay**

Fue definida por Martín Chivelet (1993; 1994) en la pedanía de Raspay, Jumilla (provincia de Murcia), en donde presenta una potencia de 12,3 m.

Litología. Margas y lutitas margosas masivas, de color verde oscuro que contienen abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos y algunos radiolarios. Se aprecia un incremento en la proporción de carbonato hacia el techo.

Límites. La formación se apoya sobre una fina costra ferruginosa que aparece a techo de la Formación Calizas del Carche. Dicho contacto representa una



discontinuidad regional. Sobre la Formación Margas de Raspay aparece una costra ferruginosa (hard ground) de gran desarrollo e intensamente bioturbada, con abundantes fosfatos y concentraciones de fauna. Sobre esta discontinuidad hay calizas con intercalaciones de margas, datadas como Paleoceno no basal.

Edad. A partir de asociaciones de foraminíferos planctónicos, ha sido datada como Maastrichtiense Superior bajo, Biozona G gansseri (Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994). Recientemente, Chacón y Martín-Chivelet (2001a) revisan estos materiales y los asignan a la Biozona A. mayaroensis (Maastrichtiense Superior alto).

Medio sedimentario. Las facies caracterizan medios abiertos, típicos de una plataforma externa con alta proporción de terrígenos (plataforma mixta carbonato-siliciclástica).

### **La Formación Aspe**

Nombre propuesto informalmente por Chacón (2002) para designar los materiales que dan lugar a la parte inferior, "unidad 1", de la sección de Aspe de Hillebrandt (1974), con una potencia que varía de 120 m en Caravaca a 7 m en Torremanzanas (Alicante).

Litología. Alternancia de calizas a calizas margosas y margocalizas de colores que varían entre el salmón-rojizo y el blanco. Son biomicritas de textura wackestone a packstone de tamaño de grano fino a muy fino.

Límites. Se apoya sobre materiales carbonatados del Coniaciense-Santoniense y está cubierta por las Margas de Raspay. Lateralmente, la formación Aspe es correlacionable con la Formación Carche, que aflora en sectores más restringidos. Correspondería a la parte superior de la Formación Quipar ya la parte inferior, Miembro A, de la Formación Jorquera de Van Veen (1969).



Edad. Contiene foraminíferos planctónicos de edad Campaniense basal-Maastrichtiense Inferior.

Medio sedimentario. Marino abierto hemipelágico carbonatado a mixto, bien oxigenado y localizado por debajo de la zona fótica, en el que dominaba la decantación de material fino pelágico.

### 2.2.5.2 ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO PROPUESTO

#### La Unidad Litológica de calizas blanco grisáceas (C3)

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La sección de Borissa al O de la Torre de Borissa y la sección del Collado de las Ortigas.

Descripción. Calizas arenosas blanco grisáceas y ligeramente anaranjadas por alteración. Muestran estratificación poco marcada en grandes bancos. Engloban nódulos de pirita y granos de glauconia que abundan en la parte alta. Cuando estas superficies se encuentran mejor desarrolladas, como ocurre en el sector de la Canalosa, se observa una serie de niveles condensados a techo. El primer nivel, dispuesto sobre una costra ferruginosa, corresponde a calizas glauconíticas. El segundo nivel está constituido por calizas nodulosas fuertemente bioturbadas, con abundantes nódulos ferruginosos, a cuyo techo se reconoce una superficie ligeramente encostrada. La unidad litológica destaca en el paisaje por ser un nivel calcáreo resistente que separa las margas gris amarillentas del Albiense Superior de las calizas lajeadas blancas del Senoniense. En lámina delgada muestra una textura wackestone a packstone con abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferas.

Límites. El muro corresponde a un cambio neto en la sedimentación, que pasa de margas y margocalizas a calizas arenosas. El techo es una discordancia



cartográfica que llega a erosionar la unidad litológica aquí tratada. Cuando esta unidad muestra un mayor desarrollo, aparecen en su parte superior niveles condensados que terminan en una superficie endurecida ligeramente encostrada.

Edad. No ha podido ser datada directamente. Por su posición estratigráfica, sus facies y por correlación lateral con la calizas grainstone con orbitolinas, se le asigna una edad Cenomaniense Inferior.

Medio sedimentario. Marino en la parte más externa de la plataforma. La glauconita encuentra distribuida por igual en los bancos carbonatados, lo que apuntaría a una resedimentación de estos granos que provendrían de las áreas de fábrica. Sin embargo, en el banco glauconítico de la Canalosa, los granos glauconíticos, de varios milímetros de diámetro, muestran gradación normal, lo que apuntaría a una recuperación de las condiciones del depósito y a que se trate de glauconia autóctona.

#### **La unidad litológica de calizas margosas y margas blancas y rojas (C4)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Sección de Borissa, sección compuesta de la Canalosa y sección del collado de las Ortigas.

Descripción. Calizas margosas y margas blancas, rosadas y rojas en facies Couches Rouges. En la base dominan las calizas margosas blancas de aspecto lajeado, en estratos de 1 a 15 cm., que, hacia el techo, van intercalando niveles margosos, rosados primero, y luego rojizos. La alternancia de calizas margosas y margas muestra colores blanquecinos por alteración y rosados a rojizos en corte fresco. En lámina delgada los niveles calcáreos son biomicritas wackestone y packstone de foraminíferos planctónicos. Las margas son muy ricas en foraminíferos planctónicos.



Límites. Se dispone discordantemente sobre la Formación Represa (Re) o sobre las calizas blanco-grisáceas (C3). Como los primeros niveles son siempre los más resistentes a la erosión, originan un relieve en cuesta al E de la carretera de Crevillente a Aspe. En la base pueden aflorar, a veces, margas conglomeráticas con material ferruginizado. El techo corresponde a un cambio neto, por desaparición de los niveles de calizas margosas y aparición de las margas con olistostromas (C5).

Edad. Los fósiles encontrados por Chacón y Martín-Chivelet (2001a y 2003) permiten datar la Biozona G calcarata (Campaniense Superior) para la parte media de esta unidad litológica y la Biozona G Gansseri (Maastrichtiense Superior bajo) para el techo. Para el intervalo "lajeado" inferior de esta formación se propone una edad Coniaciense-Santoniense por comparación con la sección de Busot (De Ruig, 1992; Chacón y Martín-Chivelet, 2003). Como, de acuerdo con los datos bioestratigráficos de Chacón y Martín-Chivelet (2003), estos materiales suelen mostrar una sucesión de casi todo el Senoniense sin importantes matos, parece razonable asignar una edad Coniaciense Inferior-Maastrichtiense Superior bajo a esta unidad litológica.

Medio sedimentario. Marino pelágico y profundo, alejado de los aportes terrígenos del continente y bien oxigenado por corrientes del fondo que le confieren su color rojizo característico.

### **La Unidad Litológica de margas con olistostromas (C5)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Las secciones de Borissa, del Barranco de las Monjas y del Collado de las Ortigas.



Descripción. Margas verdes y rojas con olistostromas de calizas beige oscuras, algunas de las cuales muestran envueltas de facies capas blancas. Dominan las margas rojizas en la base y las verdosas a techo (aunque hay intercalaciones verdosas en la base y rojizas a techo), muestran fractura concoidea y son muy ricas en foraminíferos planctónicos. A veces las margas intercalan calcarenitas de origen turbidítico con foraminíferos bentónicos. El tamaño de los olistostromas varía de 20 cm. hasta 20 m, aunque predominan los de dimensiones métricas. Los olistones muestran un redondeamiento y un plegamiento propios de procesos de deslizamiento de material aún no consolidado. Las envueltas de facies capas blancas parecen producto del recubrimiento del olistolito durante su deslizamiento. Por tanto, no creo que se trate de material deslizado procedente de la unidad litológica infrayacente, sino de olistones estratiformes (sensu Hoedemaeker, 1973), formados por calizas beige oscuro de textura packstone y wackestone que, a veces, pueden contener sílex oscuro, y calizas margosas blancas, procedentes de áreas de plataforma proximal. Las primeras, serían propias de medios de plataforma externa mientras que, las segundas, indicarían zonas de cuenca cercanas a la plataforma. La edad de los olistostromas (Maastrichtiense Superior) es a grandes rasgos muy similar a la de la matriz margosa (Maastrichtiense Superior alto) (Chacón y Martín-Chivelet, 2001a).

Límites. El límite inferior, con las calizas margosas y margas blancas y rojas (C4), coinciden con la desaparición de los bancos carbonatados de esta última y con la aparición de olistostromas. El límite superior coincide con la brusca entrada de material calcarenítico, de naturaleza turbidítica, de la unidad litológica de margas con intercalaciones de calcarenitas (Pa1).

Edad. Por las asociaciones de foraminíferos planctónicos descritas por Chacón y Martín Chivelet (2001a) y por las muestras examinadas en el transcurso de esta investigación, se le asigna una edad Maastrichtiense Superior alto (Biozona A. mayaroensis)-Paleoceno basal (Daniense bajo).



Medio sedimentario. Zona de talud a donde llegarían materiales procedentes de la plataforma externa (calizas beiges oscuras) y parte alta del talud (facies de capas blancas y couches rouges).

Señalar que la sección correspondiente al Paleoceno basal tiene una potencia de 5 a 7 m y se caracteriza, respecto a su parte inferior "cretácica", por la escasez de coladas olistostrómicas. Su límite superior coincide con la aparición brusca de un tramo de calcarenitas de naturaleza turbidítica, que corresponde con la base de la unidad litológica superpuesta de margas con intercalaciones de calcarenitas (Pa1).

## 2.2.6 **PALEÓGENO**

### 2.2.6.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

#### **La Formación Gredero**

Esta formación fue definida por Van Veen (1969), en el barranco de mismo nombre situado al S de Caravaca (provincia de Murcia). La potencia en el estratotipo es de al menos 420 m.

Litología. Calizas de grano fino y margas que alternan con bancos calcareníticos. Se subdivide en seis miembros:

- Miembro A: 16 m de calcarenitas en bancos gruesos con intercalaciones de calizas de grano fino.
- Miembro B: 8 m de margas y calizas margosas de colores grisáceos, marrones claros y rosáceos con intercalaciones de calcirruditas y calcarenitas con nummulites.
- Miembro C: Más de 100 m de calizas de globigerinas de colores grisáceos amarillentos con algunas intercalaciones calcareníticas.



- Miembro D: 6 m de calizas de globigerinas de colores grises o rojizos con intercalaciones de calcarenitas.
- Miembro E: 200 m de calizas de colores gris amarillento con intercalaciones de calcarenitas en la base.
- Miembro F: Más de 90 m de calizas grises con intercalaciones de calcirruditas.

Límites. Se apoya en conformidad sobre la Formación Jorquera y se desconoce su límite superior, ya que todos los contactos con los materiales más recientes son mecánicos.

Edad. Eoceno Inferior-Mioceno Inferior.

Medio sedimentario. Depósito en un ambiente marino de baja energía.

### **La Formación Margosa Moro**

Fue definida por Hoedemaeker (1973), en el barranco del mismo nombre, cerca de Caravaca (provincia de Murcia). La potencia en el estratotipo es de unos 100 m. Corresponde al miembro D de la Formación Jorquera de Van Veen (1969).

Litología. Los 10 m inferiores están formados por margas conglomeráticas oligomícticas, mientras que los 25 m superiores corresponden a una alternancia de calizas y margas grises que intercalan capas de margas conglomeráticas de 1 a 1,5 m de espesor. Sólo unos pocos cantos provienen de las formaciones Quipar y Jorquera.



Límites. Se sitúa sobre la Formación Jorquera y se le superpone la Formación Arenisca de la Rasa.

Edad. Los foraminíferos planctónicos indican una edad Paleoceno a Eoceno basal.

Medio sedimentario. Medio marino donde tiene lugar un deslizamiento incoherente de una parte estratificada de la Formación Margosa Moro cuando aún estaba en estado semiconsolidado.

### **La Formación Arenisca de la Rasa**

Definida por Hoedemaeker (1973) en la cañada de la Rasa, cerca de Caravaca (provincia de Murcia). Su potencia varía de 130 a 200 m.

Litología. Areniscas cuarzosas amarillentas de grano muy grueso a medio. Se disponen en estratos que suelen estar amalgamados y muestran secuencias turbidíticas de tipo Ta-c.

Límites. Se sitúa sobre la Formación Margosa Moro y se le superpone la Formación Caliza de Miñano.

Edad. Por la asociación de foraminíferos planctónicos se asigna al Eoceno Inferior-Eoceno Medio-Bajo.

Medio sedimentario. Turbiditas proximales.

### **La formación Agost**

Propuesta por Chacón (2002) en la localidad del mismo nombre donde esta unidad litoestratigráfica muestra un notable desarrollo. Su espesor máximo es de 100 m en la sección de Caravaca.



Litología. Margas y lutitas margosas, de color verde a rojo, que, en la parte inferior y superior, suelen mostrar finas intercalaciones más carbonáticas de margocalizas a calizas margosas gris verdosas, mientras que en la parte inferior también incluyen calcarenitas turbidíticas de color beige a ocre.

Límites. Se apoya sobre la Formación Margas de Raspay con un tránsito gradual, aunque en algunas secciones el límite está marcado por un fino nivel arcilloso de escasos centímetros de espesor correspondiente al límite Cretácico/Terciario. Su límite superior corresponde a una discontinuidad sedimentaria que separa estos materiales margosos de los calcáreos de la formación Pinoso.

Edad. Daniense inferior a Thanetiense superior.

Medio sedimentario. Marino abierto hemipelágico batial mixto, situado por debajo de la zona fótica, con un fondo bien oxigenado en el que predominaba la decantación de material pelágico fino y al que llegaban cantidades variables, pero siempre relativamente altas, de terrígenos de grano muy fino. Esporádicamente entrarían materiales calcareníticos de origen posiblemente turbidítico, aunque no se podría descartar que correspondiesen a depósitos producidos por la acción de corrientes tractivas de fondo. Tanto en su parte inferior como en la superior, suelen observarse slumps, lo que indicaría una cierta inestabilidad en el medio, producida probablemente por la existencia de pequeñas pendientes.

### **La formación Pinoso**

Este término ha sido propuesto por Chacón (2002) al S de la Sierra de Carche, donde muestra una potencia de unos 20 m (Chacón y Martín-Chivelet, 1999).



Litología. Constituida por niveles alternantes de margas ocre-verdes y calizas calcareníticas limoso-arenosas de color beige a ocre en las que, en ocasiones, se puede reconocer una fina laminación interna. Su parte superior es carbonato y estratocreciente. Los niveles carbonatados tienen composición calcarenítica limo-arenosa (packstone a grainstone) de tamaño de grano muy variable.

Límites. El límite inferior es siempre una discontinuidad sedimentaria. En la Sierra de Carche descansa sobre la formación La Alberquilla, en Agost y Caravaca sobre la formación Agost, y en Aspe y el Maigmó sobre la Formación Margas de Raspay. El límite superior es una discontinuidad sobre la que se disponen depósitos del Eoceno.

Edad. Paleoceno terminal a Eoceno Inferior.

Medio sedimentario. Su depósito tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa mixta y, excepcionalmente, en medios hemipelágicos carbonatados, por debajo de la zona fótica ya profundidades marinas batiales.

## 2.2.6.2 ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO PROPUESTO

### La Unidad Litológica de margas con intercalaciones de calcarenitas (Pa1)

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La sección al O de la Loma de las Amoladeras en Aspe.

Descripción. Margas verde claro a amarillentas que intercalan niveles de calcarenitas gris oscuras. Las margas son verdosas claras a blanquecinas y muestran fractura en cuchillo, mientras que los últimos 20 m están formados por margas de colores amarillentos. Las calcarenitas tienen naturaleza turbidítica, intercalándose principalmente en dos subtramos: el inferior, de 15 m de espesor, y el superior, separado del anterior por 40 m de margas (que



intercalan niveles de espesores decimétricos de calcarenitas), de 10 m de potencia.

Límites. El muro coincide con la base del primer subtramo de calcarenita gris que aparece sobre la unidad litológica de margas con olistostromas (C5). El contraste de resistencia entre ambos materiales y el buzamiento de la sucesión hacia el N crea un marcado relieve en cuesta. El techo de la unidad corresponde a la base de las calizas arenosas oscuras con olistostromas, de la unidad litológica de calizas negras con olistostromas (Pa2) que se superpone concordantemente sobre el subtramo de margas amarillentas.

Edad. Las muestras del tramo margoso inferior contienen una asociación de foraminíferos planctónicos caracterizada por la presencia de *Globanomalina pseudomenardii* que es la especie índice de la Biozona P4 de Berggren et al. (1995), por lo que dicho tramo puede asignarse a la parte media del Paleoceno Superior. No obstante, el conjunto de la unidad podría extenderse desde el Paleoceno Inferior hasta la parte alta del Paleoceno Superior.

Medio sedimentario. Cuenca marina que recibiría intermitentemente aportes de las plataformas adyacentes mediante abanicos turbidíticos.

### **La unidad litológica de calizas negras con olistostromas (Pa2)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La sección al O de la Loma de las Amoladeras en Aspe.

Descripción. Calizas grainstone a packstone turbidíticas, gris oscuras a negras, ocre por alteración, con intercalaciones margosas, que engloban olistostromas. Las calizas, a veces fértidas, muestran una mayor densidad de olistostromas en el muro de la unidad litológica. Estos olistostromas son



producto del deslizamiento de material ya litificado, procedente de las margas y margocalizas blancas, rosadas y rojas (C4) y de las calizas beige de las margas con olistostromas (C5). Hoedemaeker (1973) propuso el término de olistones no estratiformes para este tipo de bloques donde se conserva la estratificación original no conforme con la de los materiales que los engloban.

Límites. El límite inferior es un cambio litológico neto, por superposición de bancos calizos sobre las margas amarillentas de la unidad subyacente. El límite superior es una superficie ferruginosa que la separa de la unidad litológica suprayacente de arcillas negras y rojas (Pa3).

Edad. A partir de los datos de Hillebrandt (1974) se puede asignar a la parte alta del Paleoceno Superior (Biozona P5 de Berggren et al., 1995).

Medio sedimentario. El color oscuro y el olor fétido serían el resultado de la existencia de un fondo marino irregular, que impediría la buena oxigenación sobre el fondo. El origen de los olistostromas de material ya litificado no puede establecerse sin un estudio más amplio de otros afloramientos, pero, inicialmente, podrían ser explicados mediante dos hipótesis totalmente opuestas:

La primera, implicaría un primer evento compresivo en la evolución de la cuenca que produciría un levantamiento y el deslizamiento hacia las zonas más profundas de materiales ya consolidados. Esta idea apoyaría la propuesta de De Ruig et al. (1991), que plantea un evento tectónico compresivo, resultado del inicio de la colisión en los Pirineos, y que marcaría el inicio de la convergencia entre las placas Ibérica, AlKaPeCa y África.

La segunda, atribuiría su formación a un último evento de tectónica distensiva. Los olistostromas serían producto del deslizamiento de materiales de procedentes de los relieves formados en los bloques de muro de las fallas lítricas. Aunque la falla situada al S de las Amoladeras podría interpretarse



como una falla lítrica (traza ligeramente asintótica, aumento del ángulo de corte entre la fractura y las capas hacia los materiales más modernos, aumento de la deformación en las proximidades de la traza de falla hacia los materiales más modernos y fallas asociadas a la principal sólo presentes en el bloque de techo, al contrario que lo que ocurre en otros retro-cabalgamientos de la zona que muestran estructuras frágiles en ambos bloques) no hay evidencias definitivas que permitan caracterizarla como tal, y que, además, sea la responsable de los olistostromas.

### **La unidad litológica de arcillas negras y rojas (Pa3)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La sección al N de la cantera de los Morteros.

Descripción. Arcillas negras y rojas sin carbonato, que intercalan algunos niveles de areniscas cuarzosas. Habitualmente presenta una reducción de su potencia debido a que funciona como nivel local de despegue.

Límites. El límite inferior es neto, por superposición sobre las calizas negras con olistostromas (Pa2) cuyo techo muestra una ligera costra enrojecida. Por su parte, el límite superior coincide con la aparición de la primera intercalación decimétrica de areniscas cuarzosas de la Formación Arenisca de la Rasa (Ra).

Edad. Por correlación con el nivel arcilloso que marca el BFEE, se asigna al tránsito Paleoceno/Eoceno.

Medio sedimentario. Marino mal oxigenado (por el color negro y por la ausencia de restos carbonatados). Molina et al. (1999) interpretan este nivel arcilloso como un intervalo de disolución de carbonato a nivel mundial que coincide con un evento de extinción de los foraminíferos bentónicos. Los datos isotópicos apuntan a un calentamiento global de las aguas profundas, producto de la



detención de la circulación en el fondo de los océanos con la consiguiente reducción en el contenido de oxígeno de dichas aguas (Arenillas et al., 1999).

## **La Formación Arenisca de la Rasa (Ra)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Sección de la Loma de las Amoladeras en Aspe, N de la cantera de los Morteros y N de la Sierra de Horna.

Descripción. Areniscas cuarzosas mal clasificadas, dispuestas en bancos con gradación normal que en la parte inferior intercalan niveles de arcillas negras. En lámina delgada se observa que los granos mayores están bien redondeados mientras que los menores son angulosos. Estos materiales son poco resistentes porque domina la matriz margosa sobre el cemento calcáreo. Se aprecian laminaciones tipo cruzadas y tipo convolute. En la Loma de las Amoladeras se observa la geometría plano-convexa de los cuerpos de arenisca.

Límites. El límite inferior coincide con la base de la primera intercalación decimétrica de areniscas que aparece sobre las arcillas negras y rojas (Pa3). El límite superior se hace coincidir con la desaparición de las areniscas y con el predominio de margas grises, algo arcillosas en la parte inferior, que son la base de las margas grises (E1).

Edad. Hoedemaeker (1973), en la Sierra de la Puerta, la atribuye al Eoceno Inferior-Eoceno Superior basal. Sin embargo, en la zona de estudio estos materiales están situados claramente por debajo de la Biozona *M. aragonensis* (P7-8 de Berggren et al., 1995) y sobre el intervalo de tránsito Paleoceno-Eoceno, por lo que, en el S de Aspe hay que asignada a la parte baja del Eoceno Inferior. Es posible que la diacronía no sea tan marcada, ya que



Hoedemaeker (1973) utilizó una escala zonal distinta que, al no proporcionar la asociación fósil, es imposible actualizar.

Medio sedimentario. Marino, tal como evidencian su posición, intercalada entre sedimentos marinos, y por sus estructuras sedimentarias que indican un origen turbidítico. Por ello, hay que descartar el origen continental planteado por Hillebrandt (1974). Hoedemaeker (1973) las interpreta como una secuencia de turbiditas proximales. Sin embargo, su ordenación en lóbulos apuntaría a una posición algo más distal en el contexto de un abanico de aguas profundas (Shanmugan y Moiola, 1991).

### **La Unidad Litológica de margas grises (E1)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Descripción. Margas grises con fractura concoidea que, en la parte inferior, son más arcillosas e intercalan capas finas de areniscas cuarzosas similares a las del tramo anterior, aunque de grano más fino.

Límites. El límite inferior lo marca la desaparición de los bancos de areniscas cuarzosas y el predominio de las margas, mientras que el superior coincide con la base de la primera intercalación de calcarenitas pardas con macro foraminíferos bentónicos.

Edad. La presencia en la parte alta de *Morozovella aragonensis* y *Morozovella Formosa Formosa*, sin estar acompañada por *Morozovella caucasica* (Cremades Campos, 1982), permite incluir estos materiales en la Biozona P7 de Berggren et al. (1995), lo que lleva a asignada a la parte baja del Eoceno Inferior.

Medio sedimentario. Marino pelágico que, de vez en cuando, recibiría aportes de areniscas cuarzosas de grano fino.



## **La Unidad Litológica de calcarenitas con nummulites, margas y calizas (E2)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Descripción. Calcarenitas marrones, margas verdes y calizas blancas en estratos de 10 a 30 cm.

En las calcarenitas de origen turbidítico destaca la presencia de abundantes macro foraminíferos bentónicos, principalmente nummulites. Las margas muestran una ligera laminación paralela y las calizas, blancas y ligeramente amarillentas, poseen textura micrítica.

Límites. El límite inferior es neto y se sitúa en la primera intercalación de bancos calcareníticos marrones. El techo lo marca la desaparición de las calcarenitas marrones y el incremento de las margas.

Edad. En la base de estos materiales, Hillebrandt (1974), en el Barranco de las Monjas, y Cremades Campos (1982), en la Sierra de Horna, encontraron una asociación de foraminíferos planctónicos que caracteriza la Biozona M aragonensis (Berggren et al., 1995), de la parte media del Eoceno Inferior. El género Hanlkenina (que marca el inicio del Eoceno Medio) aparece cerca de la base del siguiente tramo (Hillebrandt, 1974). Por lo tanto, la edad de estos materiales debe estar comprendida entre la parte media y terminal del Eoceno Inferior.

Medio sedimentario. Marino pelágico que recibía frecuentes aportes turbidítico procedentes de las plataformas carbonatadas cercanas.



## La unidad litológica de margas rojas (E3)

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Sección de la cantera de los Morteros y ladera O del Cerro de las Tres Hermanas.

Descripción. Margas rojas, verdes en el frente de explotación de la cantera de los Morteros, con intercalaciones de calizas micríticas amarillentas algo margosas. Las margas rojas, que muestran algunos niveles con abundantes macro foraminíferos bentónicos, son muy ricas en foraminíferos planctónicos y contienen equínidos irregulares. Se ha encontrado un banco de arenisca, en la parte más baja de la cantera, que contiene restos vegetales y ámbar. En la parte terminal aparece un nivel de slump característico.

Límites. El límite inferior queda marcado por la desaparición de las intercalaciones calcareníticas que caracterizan a la unidad litológica inferior. Su muro no es un nivel sincrónico porque corresponde a los últimos depósitos de diferentes abanicos turbidíticos. El límite superior coincide con el techo del nivel de slump, en el que aparecen las mismas litologías que en el resto de la unidad litológica, y que se encuentra recubierto de forma brusca por las calizas margosas gris claro de la unidad litológica de calizas margosas grises (O1).

Edad. La parte más baja de la unidad (antes de la primera aparición de *Hantkenina* sp.) se asigna a la parte terminal del Eoceno Inferior (Hillebrandt, 1974), mientras que el nivel de slump pertenecería, según los datos de Cremades Campos (1982), a la Biozona P. semi-involuta (Berggren et al., 1995), en cuya parte media se encuentra el tránsito Eoceno Medio-Superior. Así pues, la mayor parte de la unidad se puede asignar al Eoceno Medio, aunque su extrema base y techo podrían pertenecer, respectivamente, al Eoceno Inferior terminal y a la parte más baja del Eoceno Superior.



Medio sedimentario. Marino pelágico con entradas esporádicas de material turbidítico que dan lugar a los niveles con macro foraminíferos bentónicos. El nivel de slump marcaría la existencia de un evento compresivo responsable de la inestabilización de los depósitos y su deslizamiento submarino. Tras dicho evento, se reduciría notablemente la profundidad de la cuenca y se iniciaría el depósito de las calizas margosas superpuestas.

### **Unidad Litológica de calizas y margas con nummulites (E4)**

Se incluyen en esta unidad litológica las calcarenitas y margas con nummulites que afloran en el sector de la Canalosa. Se diferencian de las unidades litológicas anteriormente estudiadas por la abundancia de cantos de cuarzo en los bancos calcareníticos. Muestra características intermedias entre las margas grises (E1), por sus granos de cuarzo, y las calcarenitas con nummulites, margas y calizas (E2), por el material detrítico carbonatado y la presencia de nummulites. A partir de la asociación de foraminíferos planctónicos se estima que su edad estaría comprendida entre el Eoceno Inferior y la base del Eoceno Superior.

### **La Unidad Litológica de calizas margosas grises (O1)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Secciones de la Sierra de Horna y del Cerro de la Tres Hermanas.

Descripción. Calizas margosas gris claro y calizas bioclásticas con intercalaciones delgadas de margas. Las intercalaciones margosas aparecen en la parte inferior de la unidad litológica, observándose un incremento en el contenido de carbonato hacia la parte superior y hacia el NO (a lo largo de la Sierra de Horna).



Límites. Se superpone netamente sobre el nivel de slump de las margas rojas (E3). Su techo corresponde a una ligera discordancia, que se observa en el Cerro de las Tres Hermanas y en Horna, sobre la que se superpone el siguiente tramo.

Edad. Cremades Campos (1982) encontró el nivel de última aparición de *Hantkenina* sp. (que marca el límite Eoceno-Oligoceno) 15 m por encima del nivel de slump de techo del tramo anterior. En la cima S de la Sierra de Horna, Azéma (1977) cita una abundante fauna de equínidos y macro foraminíferos bentónicos del Oligoceno Superior. Por mi parte, en las muestras estudiadas he encontrado restos de *Eulepidina* sp. y *Nephrolepidina* sp. Si además, se considera la ausencia de miogypsínidos, su edad queda restringida a la parte alta del Oligoceno Inferior y a la parte baja del Oligoceno Superior. Las muestras con macro foraminíferos bentónicos aparecen a unos 20 m de la base del tramo por lo que cabría pensar que la fauna citada por Cremades Campos (1982) estuviese reelaborada. Por todo ello, la edad de esta unidad litológica se extendería desde el Oligoceno Inferior al Oligoceno Superior.

Medio sedimentario. Marino, de plataforma abierta en la Sierra de Roma y de tránsito a cuenca en el Cerro de las Tres Hermanas.

### **La Unidad Litológica de calizas margosas y calcarenitas con estratificación cruzada (O-M)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Secciones de la Sierra de Horna, del N de la Sierra de Horna, de la carretera de Novelda a La Romana (Collado Batistes) y del Cerro de las Tres Hermanas.

Descripción. Calizas margosas y calizas algales blancas que intercalan calcarenitas anaranjadas, con estratificación cruzada, y bancos de calizas



crema. Algunos niveles de las calizas margosas están fuertemente bioturbados por Zoophycus. Las calcarenitas anaranjadas muestran abundantes estructuras de estratificación cruzada. Se han realizado medidas de las paleocorrientes en el Cerro de las Tres Hermanas, observándose que, en la parte baja, predominan las direcciones hacia el SE, mientras que, hacia la parte superior, también aparecen otras en dirección contraria (hacia el NO).

Límites. El límite inferior al N de la Sierra de Horna (Collado Batistes) es una discordancia angular sobre las calcarenitas con nummulites, margas y calizas (E2), y en la cima S de la sierra (cota 493), se caracteriza por un fuerte contraste de resistencia entre las calizas algales y las calizas margosas grises del tramo anterior. En el Cerro de las Tres Hermanas, el límite inferior lo marca la aparición de calcarenitas con estratificación cruzada y de calizas margosas fuertemente bioturbados con Zoophycus. El límite superior coincide con un cambio brusco en la sedimentación con aparición de las facies Tap (margas blancas algo silíceas) de la unidad litológica Tap 1 de Horna (Tap1h), que se pueden observar en la Sierra de Horna.

Edad. En la Sierra de Horna, Azéma (1977) encontró foraminíferos planctónicos mal conservados que atribuyó a la parte baja del Mioceno Inferior. Sin embargo, en el Cerro de las Tres Hermanas, estos materiales pueden ser algo más antiguos y los asigno, provisionalmente, al Oligoceno Superior terminal-Aquitaniense.

Medio sedimentario. Marino, transición de plataforma distal a cuenca en un contexto paleogeográfico dominado por pliegues de eje NO-SE que crearían surcos y umbrales, de 4 a 6 Km. de amplitud y una o varias decenas de kilómetros de longitud.



## **2.2.7 MIOCENO INFERIOR Y MEDIO**

### **2.2.7.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES**

#### **El Complejo del Pantano de Elche (Pa)**

Se trata de una unidad formal con rango de complejo.

Secciones de referencia. La zona del embalse del Pantano de Elche, términos inferiores en la margen occidental y superiores en la oriental, S de la Sierra de Crevillente en el Barranco de Sant Caietà y S del Congost.

Descripción. Mélange formada por una matriz de margas escamosas de colores gris verdosos que contienen, en la parte baja, cantos decimétricos de margocalizas limoarenosas y, en la parte alta, margas blancas en facies Tap que engloban olistostromas principalmente de facies keuper. En el límite entre ambos conjuntos se localizan bloques de mayor tamaño que incluyen dolomías (que recuerdan a la unidad litológica de dolomías masivas, G1), facies Ammonítico Rosso y margas blancas con intercalaciones de areniscas de aspecto turbidítico. La matriz y los cantos de margocalizas limo arenosas del conjunto inferior se asemejan a las facies que muestra la Formación Represa (Re) por lo que podría atribuirse el origen de la matriz a la tectonización de partes de dicha formación. Por su parte, la parte superior está formada por margas que engloban coladas olistostrómicas principalmente de facies keuper. Ambos conjuntos pueden adscribirse a dos miembros: el inferior, de facies tectónicas; y el superior, con facies tectónicas y retrabajadas. En el Barranco de Sant Caietà la actuación de procesos diapíricos (abundantes tectofacies de overhang, de tránsito overhang-glaciario de sal y de glaciario de sal) y la mezcla tectónica impide distinguir los dos miembros.

Límites. En el sector del Congost-Campanar-Sant Caietà corresponde a un contacto tectónico sobre la Formación Calizas algales del Congost (Co). En el Pantano de Elche, el complejo se encuentra perforado por los materiales



triásicos del Diapiro del Pantano de Elche. El límite superior corresponde a un cambio litológico importante: la superposición de las calizas del Vinalopó (Vi) en el Pantano de Elche y de las calizas de El Castellà (Ca) en el sector del Congost-Campanar-Sant Caietà. El contacto entre los dos miembros se reconoce, además de por el cambio de color, por la importante disminución de la fábrica escamosa en las margas blancas.

Edad. En las partes menos escamosas del miembro inferior se han obtenido asociaciones de foraminíferos planctónicos que indican edades Albiense y Turoniense-Coniaciense, lo que estaría en consonancia con una matriz procedente de la tectonización de materiales del Cretácico. La única muestra estudiada en el miembro superior ha aportado una asociación caracterizada por la presencia de *Globigerinoides bisphaericus* y *Catapsydrax stainforthi*. Según Molina (1979), *C. stainforthi* sería el único representante del género que sobreviviría a la extinción de *Catapsydrax sp.*, que marca el inicio de la Biozona N7 de Blow (1969). Por tanto, esta asociación se puede asignar a la Biozona N7, es decir, al Burdigaliense alto. Sin embargo, la edad del complejo debe extenderse hasta el Serravalliense inferior. La formación de esta mélange debió coincidir con la actividad de la Falla de Crevillente, desde el Burdigaliense terminal hasta el Serravalliense inferior.

Origen. La persistencia de facies escamosas en el miembro inferior apunta a un origen ligado a la brechificación tectónica de los materiales pre-mioceno de las Zonas Externas Béticas, provocada por el movimiento transcurrente a lo largo de la Falla de Crevillente que tuvo lugar durante el emplazamiento del Bloque de Alborán. Por su parte, el miembro superior correspondería a las facies marinas, sobre impuestas a la zona de Falla de Crevillente, entre las que se intercalarían coladas olistostrómicas principalmente de materiales triásicos procedentes del margen sudibérico.



## **Las Calizas del Vinalopó (Vi)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Ladera S del Cerro del Tabayal, justo en el centro del paraje del Pantano de Elche.

Descripción. Calizas biodetríticas de grano fino, blandas y homogéneas, de colores amarillentos a verdosos, con estratificación poco marcada. Montenat (1977) cita la existencia de cantos y bloques (de tamaño inferior a 1 m) de calizas con nummulites.

Límites. El contacto inferior, con las margas blancas con olistostromas de facies keuper del miembro superior del Complejo del Pantano de Elche (Pa-s), es neto. El superior, corresponde a una discordancia sobre la que se sitúan las calizas del Tabayal parte baja (Ta1).

Edad. Montenat (1977) cita una asociación que permite caracterizar el Mioceno Medio, post Langhiense superior, sin más precisiones. Puesto que la base de la unidad suprayacente (parte baja de las calizas del Tabayal, Ta1) se asigna al Serravalliense más alto, se propone una edad Serravalliense inferior para las calizas del Vinalopó.

Medio sedimentario. Esta unidad litológica se debió depositar en un sector algo distal de una plataforma carbonatada marina.

### **La unidad litológica de las calizas del Tabayal parte baja (Ta1)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Cerro del Tabayal, justo en el centro del paraje del Pantano de Elche.



Descripción. Calizas algales gris claro que, hacia la parte inferior, muestran niveles de calizas bioclásticas gruesas (calcirruditas), cremas a rosadas, con abundantes restos de algas, moluscos, equínidos y briozoos.

Límites. El contacto inferior es discordante sobre las calizas del Vinalopó (Vi). El superior, viene marcado por una discordancia erosiva, resultado de la emersión e instauración de un medio continental, sobre la que se apoyan los conglomerados del Tabayal parte alta (Ta2).

Edad. En los niveles más margosos, Montenat (1977) menciona la existencia de *Globorotalia acostaensis* que aparece en el Tortoniense inferior, lo que le permite justificar la datación como Tortoniense I de las calizas del Tabayal (sensu Montenat, 1977). En la zona de estudio, estos materiales se correlacionan lateralmente, aunque mostrando una ligera diacronía, con las calizas de El Castellà (Ca) del S de la Sierra de Crevillente, que aparece por debajo de materiales del Serravaliense terminal. Por tanto, la unidad litológica aquí tratada podría asignarse al Serravaliense terminal- Tortoniense inferior.

Medio sedimentario. Plataforma marina carbonatada proximal.

### **La Formación Calizas algales del Congost (Co)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. El Congost, el Cerro Campanar, la Costera de Catí, Cerro del polideportivo de Hondón de las Nieves y las Amoladeras.

Descripción. Está formada por calizas algales gris claro y calcarenitas amarillentas. Las calizas son muy porosas y de textura rugosa en corte fresco. Aunque por su aspecto parecen muy resistentes, se fracturan con facilidad dando lugar a importantes acumulaciones de canchales al pie de sus



afloramientos. En lámina delgada muestran textura rudstone con multitud de restos de algas, briozoos y *Miogypsina* sp. Hacia el O, en la zona de Sant Caietà, muestran a veces facies calcareníticas con granos de glauconia. Su potencia puede alcanzar los 30 m.

Límites. El contacto inferior es discordante sobre la serie del Pico de Crevillente plegada, disponiéndose sobre la Formación Represa (Re) y sobre las calizas y margocalizas nodulosas (AR4). Sobre ella se sitúa, en contacto mecánico, la mélange del Complejo del Pantano de Elche (Pa). En el Barranco de Sant Caietà se observa que, a favor de dicho contacto, se han emplazado materiales en facies keuper que corresponden a un overhang del edificio diapírico inferido de la Algüeda.

Edad. Los abundante restos de *Miogypsina* sp. apuntan a una edad Mioceno Inferior. Sin embargo, la ausencia sistemática de *Miogypsinoides* sp. permitiría precisar más esta edad que sería Aquitaniense alto-Burdigaliense (Cahuzac y Poignant, 1997). Una muestra tomada en un olistostroma incluido en el Complejo del Pantano de Elche (Pa), que se atribuye a la Formación Calizas algales del Congost (Co), contiene varios ejemplares de *Miolepidocyclina* sp. que, según Cahuzac y Poignant (1997), aparece desde la mitad superior del Aquitaniense hasta la mitad inferior del Burdigaliense. A partir de estos datos, se atribuye esta unidad al Aquitaniense alto-Burdigaliense bajo.

Medio sedimentario. Calizas arrecifales y calcarenitas de plataforma proximal que se depositaron al mismo tiempo que se producía el cabalgamiento de la serie del Pico Crevillente sobre la del matadero de Hondón de las Nieves (esta última, tal vez unida con la de Borissa). Mientras, los afloramientos de la ladera sudoriental de la Sierra de Crevillente se depositaban sobre la lámina cabalgante de la serie del Pico de Crevillente, sobre la: unidad cabalgada (formada por la serie del matadero de Hondón de las Nieves) se depositarían, también, los materiales de esta formación (que dan lugar al Cerro del



polideportivo de Hondón de las Nieves). Más al E, la unidad litológica se superpone sobre la serie de Borissa sin encontrarse cabalgada.

## **El Complejo del Pantano de Elche (Pa)**

Las facies keuper del flanco SE de la Sierra de Crevillente no siempre son de edad triásica, con la excepción del edificio diapírico de Els Pontets, con sus facies de overhang observables en el barranco del Congost. A su vez, el posible edificio diapírico de la Algüeda, con sus facies de tránsito overhang-glaciario de sal visibles hacia la cabecera del Barranco de Sant Caietà, se trata de depósitos de facies keuper retrabajadas.

En el Barranco de Sant Caietà, aguas abajo del contacto con la Formación Calizas algales del Congost (Co), se observa un tránsito de facies proximales a distales dentro de un depósito diapírico-sedimentario. Junto al contacto con la formación anterior se observan facies de overhang con influencias sedimentarias, que corresponderían al tránsito overhang-glaciario de sal. Un poco más abajo, aparecen facies de glaciario de sal que distalmente pasan a olistostromas, resultado del desmembramiento de glaciares de sal.

Las facies de overhang se caracterizan por la presencia de cantos yesíferos angulosos y de fábricas planares.

Por el contrario, las facies de glaciario de sal se caracterizan por la presencia de cantos redondeados de material yesífero y por la ausencia de fábricas planares. El redondeamiento de los bloques de yeso se produce gracias a dos procesos:

- La disolución de los bloques dentro de la matriz, con una tendencia a alcanzar una forma esférica que es la de menor superficie para un determinado volumen.



- La rotación de los bloques de yeso en la matriz, por efecto de las fuerzas de cizalla simple generadas durante el avance del glaciar, tal como propuso Orange (1990). Existe un valor crítico, dependiente del tamaño y morfología de los clastos, a partir del cual el clasto tenderá a rotar.

Las facies de tránsito overhang-glaciar de sal se identifican por la presencia de cantos redondeados unida al mantenimiento de la fábrica planar.

La matriz de las margas escamosas es de color gris verdoso y recuerda, en gran medida, a las facies de la Formación Represa (Re). Sin embargo, aparte de por su textura escamosa, se diferencia de ella por la ausencia de los estratos calcáreos más competentes. Por tanto, se podría decir que la Formación Calizas algales del Congost (Co) separa dos "represas": una, con estratos bien definidos y, otra, sin estratos y de textura escamosa.

Además de estas variaciones proximal-distal en los medios diapíricos sedimentarios, también se observa (aguas abajo del Barranco de Sant Caietà) un incremento del aspecto escamoso de las margas que engloban las facies keuper retrabajadas.

En resumen, el Complejo del Pantano de Elche (Pa) se caracteriza por:

- El aumento de la tectonización de las facies hacia el SE, lo que apuntaría a la existencia de una gran fractura en dicha dirección, que, sin duda, correspondería a la Falla de Crevillente.
- El predominio en sentido opuesto (hacia el NO) de los procesos diapíricos-sedimentarios que, además, se hacen más proximales en dicho sentido.
- La existencia de olistostromas calcáreos que recuerdan a la Formación Calizas algales del Congost (Co).



Estas características indican que en este sector (Congost-Campanar-Sant Caietà) no aparecen los dos miembros bien definidos como en el Pantano de Elche. Pese a ello el aspecto es similar debido al predominio de la matriz escamosa formada a partir del cizallamiento de materiales cretácicos.

Por su posición tectónica y estratigráfica, los materiales del Complejo del Pantano de Elche (ligados al funcionamiento de la Falla de Crevillente) son posteriores a la parte baja del Burdigaliense (edad del techo de la Formación Calizas algales del Congost, Co) y se formaron previamente al Serravalliense más alto (edad de la base de las calizas de El Castellà, Ca). A falta de mayores precisiones, se les asigna una edad comprendida entre el Burdigaliense Terminal y el Serravalliense inferior.

### **La Unidad Litológica de las calizas del Castellà (Ca)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Secciones del Cerro de El Castellà, de Els Pontets, del N de Los Molinos (Centro Educativo del Medio Ambiente, también conocida como Bon Lloc) y del Congosto.

Descripción. Calizas y calizas bioclásticas de colores gris oscuro a rojizos. Los colores rojizos predominan cuando se superponen a materiales de facies keuper. En El Castellà y en las lomas situadas al SE de la Sierra de la Madara muestran una potencia de unos 40 m, mientras que habitualmente, desde Els Pontets hasta La Algüeda, su potencia varía entre 10 y 20 m.

Límites. El contacto inferior es discordante sobre los materiales en facies keuper del edificio diapírico de Els Pontets o sobre el Complejo del Pantano de Elche (Fa). El contacto superior es discordante o concordante con la Formación Margas de Les Moreres (Mo).



Edad. Esta unidad no ha podido ser datada directamente. Sin embargo, los primeros niveles margosos de la Formación Margas de Les Moreres (Mo) suprayacente contienen foraminíferos planctónicos del Serravaliense más alto. Así pues, las calizas de El Castellà (Ca) pueden asignarse al Serravaliense superior.

Medio sedimentario. Plataforma marina carbonatada proximal.

### **La Formación Margas de Les Moreres (Mo)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Secciones de Les Moreres, de Els Pontets y de la Algüeda.

Descripción. Margas blancas en facies tapo Son muy puras, no reconociéndose intercalaciones de otras litologías. Su potencia alcanza más de 300 m en la Algüeda pero llega a desaparecer entre el S de la Costera de Catí y la sección de los Molinos (Bon Lloc).

Límites. El contacto inferior es discordante sobre los materiales en facies keuper del edificio diapírico de Els Pontets o sobre las calizas de El Castellà (Ca), pudiendo ser también concordante sobre estas últimas. El contacto superior es discordante con la Formación de Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu).

Edad. Los primeros niveles de esta formación, situados sobre las calizas de El Castellà (Ca), contienen una asociación dominada por Globorotalia menardii (sin Neogloboquadrina acostaensis), que es una asociación característica del Serravaliense superior. El techo de la unidad no ha podido ser datado ni con foraminíferos planctónicos ni con nannofósiles, pero en la parte media de la



unidad litológica de margas de la Galería de los Suizos (Su), situada justo sobre la Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu), muestra asociaciones de nannopláncton calcáreo del Tortoniense inferior, por que se le asigna una edad Serravalliense terminal- Tortoniense inferior a la formación.

Medio sedimentario. Cuenca marina que no recibiría aportes de material detrítico grueso de los márgenes.

### **La unidad litológica Tap 1 de Horna (Tap1h)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Ladera NE de la Sierra de Horna y N de la carretera de Novelda a La Romana, a la altura del Collado de Batistes.

Descripción. Margas blancas a grisáceas muy puras en facies tap.

Límites. El contacto inferior es discordante (como se observa en el Collado de Batistes) sobre las calizas margosas y calcarenitas con estratificación cruzada (O-M). El límite superior es neto y parece concordante con las calcarenitas intermedias de Horna (Hr).

Edad. En la base se ha encontrado una asociación de foraminíferos planctónicos en la que destaca la presencia de Globigerinoides bisphaericus del Burdigaliense terminal. Cerca del techo se ha encontrado una asociación con Globorotalia peripheroronta y Globorotalia peripheroacuta que indicarían la Biozona N10 (Blow, 1969) del Serravalliense inferior.

Medio sedimentario. Cuencas marinas con predominio de la decantación y pocas entradas de materiales detríticos gruesos



## **La unidad litológica de las calcarenitas intermedias de Horna (Hr)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Al N de la carretera de Novelda a La Romana, a la altura del Collado de Batistes, donde muestra facies arrecifales y en la cantera al N de la Casa de Sello.

Descripción. Calcarenitas de colores oscuros y calizas arrecifales. Las calcarenitas muestran secuencias turbidíticas Ta-c. En algunas muestras se observan recrecimientos de ópalo en la cámara embrionaria de *Heterostegina* sp. Su potencia varía desde apenas 3 m, al S de Roma Baja, a más de 20 m en la cantera al N de la Casa de Sello. Sus afloramientos ocupan una amplia extensión de terreno debido al suave buzamiento que presenta en el paraje de Roma Baja.

Límites. El contacto inferior es neto y parece concordante sobre el Tap 1 de Roma (Tap1h). El superior, es neto por desaparición de las facies calcareníticas y retorno a la sedimentación de las facies tap de la unidad litológica Tap 2 de Roma (Tap2h).

Edad. Se asignan al Serravalliense medio sin más precisiones.

Medio sedimentario. La presencia contigua de turbiditas calcareníticas y calizas arrecifales induce a pensar en un contexto paleogeográfico "ondulado" con los arrecifes ocupando las chamelas anticlinales.

## **La unidad litológica tap 2 de Horna (Tap2h)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.



Secciones de referencia. Al N de la carretera de Novelda a La Romana, a la altura del Collado de Batistes, y al S de dicho Collado, en el bloque de muro de la falla inversa que hace aflorar la serie eocena de la Sierra de Roma.

Descripción. Margas blancas en facies tap con una ligera tonalidad azulada.

Límites. El contacto inferior parece concordante sobre las calcarenitas intermedias de Horna (Hr). Por encima, aparecen los depósitos diapírico-sedimentarios de facies keuper del diapiro de Elda.

Edad. No se han podido datar estos materiales pero, por su posición estratigráfica, se atribuyen al Serravalliense alto- Tortonense.

Medio sedimentario. Cuencas marinas con predominio de la decantación

### **La Formación Calizas de Montealto (Mal)**

Se trata de una unidad formal con rango de formación.

Secciones de referencia. Cerro de Montealto, donde pueden distinguirse los diferentes tramos, Monteagudo y el Pico del Zulum.

Descripción. Calizas masivas resistentes y calizas margosas gris rojizas a amarillentas. La tonalidad rojiza se debe al material detrítico procedente de las facies keuper, mientras que las tonalidades amarillentas se deben a la abundancia de glauconia en algunos niveles. La mayor parte de los afloramientos, que corresponden a bloques, están compuestos por calizas masivas resistentes, con excepción de Monteagudo formado por calcarenitas y conglomerados bien estratificados. En el Cerro de Montealto se observa la siguiente sucesión estratigráfica:



- 30 m de calizas masivas con lepidocyclinas y miogypsinas, que corresponden a las calizas "basales".
- Unos 100 m de calizas margosas grises de tonos algo rojizos.
- 70 m de calizas resistentes grises con estratificación poco marcada.
- De 200 a 280 m de caliza margosas que a veces intercalan olistostromas de dolomías silicificadas.
- 50 m de calizas rubias (amarillentas) con granos de glauconia y estratificación poco marcada.
- Hasta 20 m de margocalizas gris claro.

Límites. El inferior, siempre está retocado tectónicamente, aunque originalmente correspondería al techo de los depósitos del glaciar de sal de la Sierra de Abanilla (Formación Conglomerados y Brechas yesíferas de la Sierra de Abanilla (SAb) que, al tratarse de un substrato inestable, favorecería la desmembración de esta unidad litológica en diferentes bloques. Por encima, se dispone discordantemente las margocalizas del Zulum (Zu).

Edad. Por la asociación de *Lepidocyclina* sp. y *Miogypsina* sp. y por el contexto geodinámico en el que se forman, se asigna al Burdigaliense medio a Langhiense, pudiendo alcanzar quizás el Serravaliense inferior.

Medio sedimentario. Sedimentación en un alto fondo producido por la extrusión de un edificio diapírico submarino.



## La Formación Conglomerados y Brechas yesíferas de la Sierra de Abanilla (SAb)

Se trata de una unidad formal con rango de formación.

Secciones de referencia. Barranco de la Rambla Salada, en el centro de la Sierra de Abanilla, y barranco al O del cerro de Montealto.

Descripción. Conglomerados de cantos yesíferos redondeados y brechas de yesos, carbonatos, areniscas y ofitas, todos ellos incluidos en una matriz yesífera o arcillosa roja. Los cantos yesíferos muestran estructura interna laminada de yeso microcristalino de colores grises, blancos y rojos. Los cantos redondeados alcanzan tamaños de hasta 2 m de diámetro, y cuanto mayor es su tamaño menor es su redondeamiento. Su morfología suele ser subesférica a husiforme. Los cantos angulosos (brechas) están formados por grandes bloques de yesos laminados, calizas y dolomías gris azuladas en facies muschelkalk y ofitas, mientras que los cantos de arenisca, de colores rojos y blancos, muestran un tamaño submétrico. En el borde S de la sierra domina el cemento yesífero de color rojo intenso. En su parte central, la matriz se vuelve más arcillosa y llega a convertirse en la fracción dominante, al tiempo que los cantos yesíferos se hacen más pequeños y desaparecen los de las restantes litologías. Añadir que, aunque no afloran superficialmente, deben existir importantes masas de sal gema, ya que existen surgencias salinas e históricamente se han atravesado materiales de este tipo en los pozos (Jiménez de Cisneros, 1925).

Límites. En las proximidades de Monteagudo, bajo los conglomerados y brechas, aparecen margas gris blanquecinas, parecidas a las de la Formación Represa (Re), que no muestran fábrica de margas escamosas. En la cartografía se han representado con la misma trama del Complejo del Pantano de Elche (Pa), aunque su asignación definitiva está pendiente de un estudio más detallado. Por encima, se disponen caóticamente los bloques de la



Formación Calizas de Montealto que se debieron depositar al mismo tiempo que extruía el glaciar de sal. Discordantemente sobre ellos, o sobre los conglomerados y brechas yesíferas, se disponen las margocalizas del Zulum (Zu) que afloran en la ladera de umbría de la Sierra de Abanilla. Por debajo de la Cuenca de Fortuna, estos materiales podrían enlazar (ya fuera de la zona de estudio) con los afloramientos de facies keuper del S de Barinas (que no muestran facies de glaciar de sal), o con los materiales del núcleo del Anticlinal de Campules (con claras facies de glaciar de sal y de tránsito overhang-glaciar de sal).

Edad:-Estos depósitos no se han podido datar directamente. Sin embargo, como la Formación Calizas de Montealto (Mal) se formó cuando ya se había iniciado la extrusión diapírica, se les puede asignar la misma edad, es decir, Burdigaliense medio a Langhiense o quizá Serravalliense inferior.

Medio sedimentario. Depósito de la extrusión de material salino que dio lugar a un glaciar de sal submarino.

### **La Unidad Litológica de las margocalizas del Zulum (Zu)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. En el paraje del Zulum, en el transecto que va desde el pico del mismo nombre en dirección N hasta llegar al contacto con las margas suprayacentes y la Casa del Agudo al E de Monteagudo.

Descripción. Más de 400 m de calizas margosas, más o menos arenosas, blanco grisáceas, en bancos gruesos y con estratificación poco marcada. Azéma (1977) afirma que su aspecto (en "bolas") se debe a la presencia de numerosos moldes internos de bivalvos y gasterópodos. En la parte superior de la unidad, aparecen varias discordancias (aunque Azéma, 1977, sólo menciona una) de escasa continuidad lateral.



Límites. El contacto inferior debe ser discordante sobre la Formación Calizas de Montealto (Mal) pero, en la actualidad, aparece retocado tectónicamente por movimientos muy recientes. El límite superior se sitúa a techo del nivel conglomerático, con cantos de carbonatos jurásicos y terciarios) y de calizas silicificadas negras (liditas que podrían corresponder al paleozoico Maláguide) con el que termina la unidad. Este nivel conglomerático da lugar a cuevas en el paisaje por su diferente competencia respecto a los materiales superpuestos, las margas de Fortuna inferiores (Fo1).

Edad. No he encontrado fósiles de interés bioestratigráfico, pero, por su posición estratigráfica y por comparación con otros sectores de la zona de estudio, se asigna al Serravallense medio-superior.

Medio sedimentario. Plataforma marina proximal. Durante su depósito se mantuvo una importante subsidencia que permitió la acumulación de más de 400 m de espesor de facies similares.

## **2.2.8 MIOCENO SUPERIOR**

### **2.2.8.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES**

#### **La Unidad Litológica de los conglomerados del Tabayal parte alta (Ta2)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. Cerro del Tabayal, justo en el centro del paraje del Pantano de Elche. Descripción. Conglomerados, arenas y arcillas de colores rosáceos, grises y verdes. Predominan los cantos de naturaleza calcárea, procedentes, seguramente, de las series mesozoicas y terciarias situadas al N del Pantano de Elche, no habiéndose encontrado cantos procedentes de las Zonas Internas Béticas.



Límites. El inferior es una superficie neta jalonada por perforaciones de organismos litófagos desarrollada sobre la unidad litológica de las calizas del Tabayal parte baja (Ta1). El límite superior es el nivel de erosión actual.

Edad. No se han encontrado fósiles que permitan su datación, así que, por su posición, por encima de la discontinuidad intra Tortonense, se asigna al Tortonense inferior alto a Messiniense.

Medio sedimentario. Continental, probablemente abanicos aluviales que procederían de los relieves cercanos.

### **La Unidad Litológica de calcarenitas, arcillas y conglomerados (Ms1)**

Corresponde a una sucesión de más de 600 m de espesor formada por cuatro tramos. El primero, esta constituido por calcarenitas, calcirruditas y margas de colores amarillentos a rojizos; el segundo, por margas grises; el tercero, por calizas arrecifales; y, finalmente, el cuarto, por margas arcillosas con ostréidos.

Las calcarenitas, de unos 200 m de potencia, están formadas por dos secuencias grano decrecientes que dan lugar a dos cuestras bien marcadas en el paisaje. En los niveles de mayor granulometría de la parte inferior, dominan los cantos calcáreos procedentes de materiales terciarios y jurásicos, con algunos cantos de calizas negras posiblemente triásicas, que desaparecen en la parte superior, aunque en algún punto se observa la intercalación de materiales en facies afines al keuper.

Las calizas arrecifales, que dan lugar a una tercera cuestra, muestran una potencia de unos 40 m y fueron atribuidas por Montenat (1977) a las calizas de la Virgen.



Las margas grises, cuya potencia varia de 20 m al O a 250 m al E de la sección del camino del Pantano, fueron consideradas por Montenat (1977) como margas de Torremendo.

Las margas arcillosas con ostréidos alcanzan los 50 m de potencia y se caracterizan por su tonalidad rojiza y por la presencia de intercalaciones conglomeráticas, que serían un equivalente lateral de las margas con ostras (Montenat, 1977).

Aunque todos estos materiales, depositados en un medio de transición marino a continental durante el Tortoniense terminal y el Messiniense, han sido incluidos en la unidad litológica de calcarenitas, arcillas y conglomerados (Ms1).

### **La Unidad Litológica de margas lacustres (Ms2)**

En este sector es donde mayor desarrollo muestran estas facies de margas rojizas con unos 30 m de potencia. Se correlaciona con él la unidad Messiniense II (M II) de Soria et al. (2002) de la zona del Embalse de Crevillente. A techo de esta unidad litológica se reconoce un importante paleorrelieve que adquiere un aspecto acaravado al desarrollarse sobre sedimentos poco consistentes.

En la cartografía, se ha agrupado esta unidad Ms2 con la unidad P1 suprayacente en una misma trama, por tratarse de un intervalo margoso muy cubierto donde es difícil distinguir las margas lacustres (Ms2) y las marinas (P1).

### **La Unidad Litológica de margas blancas marinas (P1)**

Este intervalo de margas grises marinas, de unos 30 m de potencia, se correlaciona con la unidad Plioceno I (P1) de Soria et al. (2002) de la zona del



Embalse de Crevillente. Según Montenat et al. (1990), este conjunto es asignable a la Biozona G puncticalata, correspondiente al Plioceno Inferior no basal, lo que es congruente con la caracterización de la Biozona NN13 de nannoplanctón calcáreo realizada por Lancis (1998).

### **La Unidad Litológica de calcarenitas amarillentas (P2)**

Constituida por 5 a 10 m de calizas amarillentas que buzan suavemente hacia la depresión del Bajo Segura. Este nivel es equivalente a la unidad Plioceno II (PII) de Soria et al. (2002), atribuida por dichos autores al Plioceno Inferior. El techo de estos materiales da lugar a una cuesta muy marcada que corresponde a la regresión que marca el inicio de la sedimentación continental en la cuenca del Bajo Segura.

### **La Unidad Litológica de arcillas con paleosuelos y conglomerados (P3-Q)**

Constituida por conglomerados y arcillas rojas, de unos 50 m de potencia, que Montenat (1977) atribuyó a la Formación de Sucina del Plioceno Superior-Pleistoceno.

### **La Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu)**

Se trata de una unidad formal con rango de formación.

Secciones de referencia. Camino que atraviesa la Raya del Búho y lleva al paraje de Les Moreres, sección de Els Pontets, secciones entre el Congost y el Barranco de Sant Caietà, carretera de Albaterra a Hondón de los Frailes y S de Montealto.

Descripción. Conglomerados y calcarenitas oscuros con abundantes clastos de materiales metamórficos procedentes de las Zonas Internas. Los clastos están redondeados, muestran restos de fijaciones de cirrípedos y, además, los



calcáreos están perforados por organismos litófagos. Aunque en la Raya del Búho predominan los cantos no metamórficos, normalmente dominan los cantos metamórficos (mármoles gris oscuros, cuarcitas, calcoesquistos, ofitas metamorfizadas, e incluso filitas), aunque también hay otros que probablemente proceden de las Zonas Externas (calizas y dolomías liásicas y triásicas, areniscas del keuper y calizas blancas terciarias). Su potencia varía de los menos de 2 m que muestra en Els Pontets a más de 40 m en la Raya del Búho, al S de Les Moreres. Los cantos metamórficos indican un metamorfismo de grado bajo a medio similar al que muestran los materiales Alpujárrides que forman las sierras de Callosa y Orihuela. Se observan, al menos, tres puntos de entrada de material conglomerático: el primero, al S de Montealto, con cantos de hasta 20 cm. de ofitas metamorfizadas; el segundo, en el margen E del Barranco de Sant Caietà, con cantos de filitas; y el tercero, en la Raya del Búho, con predominio de los clastos no metamórficos.

Límites. El inferior es discordante, disponiéndose principalmente sobre la Formación Margas de Les Moreres (Mo) y, en menor medida, sobre las calizas de El Castellà (Ca). La Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu) es recubierta por las margas de la Galería de los Suizos.

Edad. No ha podido ser datada directamente. En la parte superior de las margas subyacentes (Margas de Les Moreres), se ha encontrado una asociación de foraminíferos planctónicos caracterizada por la presencia de *Neogloboquadrina acostaensis*, mientras que la parte alta de las margas suprayacentes (margas de la Galería de los Suizos), contienen además, *Neogloboquadrina humerosa* que indica el Tortonense superior. Entre los nannofósiles de las margas de la Galería de los Suizos se observa la presencia de *Sphenolithus abies* que en la Cordillera Bética (Martín Pérez, 1997) aparece en el intervalo de las biozonas NN9 y NN10 de Martini (1971) que indican el Tortonense inferior. Como Martín Pérez (1997) no consigue separar dichas biozonas las agrupa en una nueva biozona (la NBN-10). En consecuencia,



tanto los foraminíferos planctónicos como los nannofósiles apuntan a una posible edad Tortoniense inferior para esta formación.

Medio sedimentario. La presencia de abundantes restos de cirrípedos en los cantos implicaría un periodo de permanencia de éstos en un medio marino muy somero, hasta el que llegarían como resultado del desmantelamiento de los relieves formados por la actuación de Fallas Transversales que afectarían tanto a las Zonas Internas como a las Zonas Externas. En la zona de Les Moreres se desarrollaría un medio de abanico deltaico, alimentado por los relieves creados por la falla que corta el Diapiro de Els Pontets. Sin embargo, en la mayoría de los afloramientos de la zona de estudio, los cantos colonizados y perforados fueron transportados hacia zonas más profundas de las cuencas. La abundancia de cantos de las Zonas Internas indica que la mayor deformación se produjo al S. La unidad adquiere mayor desarrollo en los bloques hundidos, situados al NE de las Fallas Transversales.

### **La Unidad Litológica de las margas de la Galería de los Suizos (Su)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La Algüeda, a lo largo de la carretera de Albaterra a Hondón de los Frailes y cercanías de la Galería de los Suizos, entre la Raya del Búho y el Frare, N del centro de interpretación de la naturaleza "Los Molinos" (Bon Lloc) y Las Ventanas.

Descripción. Margas blancas, ligeramente azuladas en corte fresco, con algunas intercalaciones detríticas. Esta última característica permite diferenciarlas de las Margas de Les Moreres, aunque el principal criterio de separación es su posición respecto a la Formación Conglomerados y Calcarenitias de la Raya del Búho (Bu). Al SO de Montealto los terrígenos proceden de materiales metamórficos de las Zonas Internas Béticas. En la Algüeda alcanza una potencia de más de 300 m.



Límites. El inferior suele ser concordante sobre la Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu). En el flanco S de la Sierra de Abanilla, no se observa el nivel conglomerático y se dispone, aparentemente de forma concordante, sobre la Formación Conglomerados y Brechas yesíferas de la Sierra de Abanilla (SAb). A techo es recubierta de forma neta y en concordancia por la unidad litológica de las calizas de las Ventanas (Ve).

Edad. En su base se ha reconocido una asociación de foraminíferos planctónicos que apunta hacia una edad Tortoniense inferior, aunque no se ha encontrado la especie índice, *Neogloboquadrina acoslaensis*, que sí que aparece en las Margas de Les Moreres (Mo) infrayacentes. Hacia la parte alta, aparece *Neogloboquadrina humerosa* que indica ya el Tortoniense superior.

Medio sedimentario. Cuenca marina con aportes esporádicos de material detrítico.

### **La Unidad Litológica de las calizas de las Ventanas (Ve)**

Se trata de una unidad informal con rango de formación.

Secciones de referencia. La Algüeda a lo largo de la carretera que va de Albatera a Hondón de los Frailes, en el paraje de las Ventanas, N del centro de interpretación de la naturaleza "Los Molinos" (Bon Lloc) y El Frare.

Descripción. Calizas arrecifales y calcarenitas de colores amarillentos. En las Ventanas y la Algüeda esta unidad está compuesta por calizas arrecifales con abundantes restos de corales (*Porites* y *Tarbellastrea*) formando domos arrecifales. Además, abundan los restos de equínidos de tipo *Clypeasler*. Más al O desaparecen los arrecifes, siendo sustituidos por calcarenitas con abundantes litoclastos de las Zonas Internas junto con restos de bivalvos, algas rojas y equinodermos. Soria et al. (2002) mencionan la existencia de



laminación tipo hummocky. Su potencia es de unos 30 m en la Algüeda y las Ventanas y más de 70 m en el Frare.

Límites. Se dispone sobre la unidad litológica de las margas de la Galería de los Suizos (Su) mediante un contacto neto y concordante, resultado del inicio de la Crisis de Salinidad Tortoniense (Krijgsman et al., 2000) que afecta, al menos, a las Cuencas de Lorca y de Fortuna. Sobre ella, se superponen las calcarenitas, arcillas y conglomerados (Ms1) mediante un contacto neto. Esta última unidad litológica corresponde a un depósito continental, lo que indicaría un levantamiento generalizado de la zona.

Edad. Su cambio lateral a la formación Río Chícamo (ya que es la continuación hacia el O del mismo tramo) permite asignarle su misma edad que según Krijgsman et al. (2000) es Tortoniense superior no terminal (de 7,8 a 7,6 millones de años; unos 300.000 años antes del inicio del Messiniense).

Medio sedimentario. Arrecife y plataforma proximal de una cuenca marina que va restringiéndose y que en las zonas más proximales dará lugar al depósito de yesos correspondientes a la Crisis de Salinidad Tortoniense de las cuencas neógenas orientales de la Cordillera Bética (Krijgsman et al., 2000).

### **La Unidad Litológica de las calcarenitas de la Serratilla de Abanilla (Se)**

Constituida por unos 20 m de calcarenitas bioclásticas de colores amarillentos, muestra la misma disposición (separando dos conjuntos margosos) que la Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu). La existencia de este intervalo calcarenítico entre las margas de Fortuna parece debido al mismo evento que divide la Formación Margas y Areniscas de La Atalaya y que también se refleja al S de la Sierra de Crevillente. Sin embargo, debido a la ausencia de clastos de naturaleza metamórfica y a la falta de la datación de estos materiales, prefiero mantenerla como una unidad diferente.



## La Unidad Litológica de los conglomerados, arenas y margas de la umbría (Ub).

Esta unidad litológica toma su nombre de La Umbría, pedanía de Abanilla situada al NO de la Sierra de Abanilla, donde ya se utilizó el término de abanico deltaico de La Umbría (Dabrio et al., 1991).

Está compuesta por unos potentes niveles de conglomerados de colores blancos que progradan sobre las margas de Fortuna. Estos niveles se reconocen desde el estribo noroccidental de Montealto hasta el Puerto de Barinas, ya fuera de la zona de estudio. Cerca de Montealto abundan los cantos carbonatados de calizas algales terciarias y de calizas micríticas jurásicas y cretácicas, mientras que en el Puerto de Barinas se observa un predominio de los carbonatos procedentes de materiales triásicos junto a algunos restos de arcillas con yesos (que recuerdan a las facies keuper) y, en menor medida, se reconocen cantos carbonatados del Jurásico y Cretácico. Cerca de Montealto su potencia supera los 1000 m, reduciéndose hacia el E hasta menos del centenar de metros en el Puerto de Barinas. Estos materiales parecen situarse sobre la parte baja de las margas de Fortuna, es decir, serían un equivalente lateral de las margas de Fortuna superiores (Fo2).

Destaca la abundancia de cantos perforados por organismos litófagos y la existencia de restos de cirrípedos pegados a los clastos, lo que implicaría su permanencia en un medio litoral poco profundo durante tiempo suficiente para permitir su bioerosión y colonización. Esto apoyaría la interpretación de Dabrio et al. (1991) que consideran que se trata de depósitos de un abanico deltaico. Para que se produzca la sedimentación de más de 1000 m de conglomerados en un medio somero, además de una adecuada subsidencia, se necesita una abundante alimentación de material grueso que debería proceder de una zona muy cercana, sujeta a levantamiento. Estas facies se distribuyen a lo largo del trazado de la Falla del Puerto de Barinas. Todo ello apuntaría a que esta unidad litológica esté ligada al funcionamiento de esta falla, de la familia de



Fallas Transversales (responsables de la segmentación de la Falla de Crevillente), en cuyo bloque hundido, en este caso el SO, se depositaría un importante espesor de material conglomerático.

Estos materiales pasan lateralmente a la unidad litológica de las margas de Fortuna superiores (Fo2), por lo que no serían totalmente equivalentes a la Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu) sino que abarcarían un mayor intervalo temporal.

### **La Unidad Litológica de las margas de fortuna superiores (Fo2)**

Esta unidad se sitúa concordantemente sobre las calcarenitas de la Serratilla de Abanilla (al O de Abanilla), mientras que al S de dicha localidad se encuentran por debajo de los yesos del Tale.

Se trata de margas blancas, con escasas intercalaciones de material detrítico, que muestran una potencia difícil de precisar por la ausencia de referencias internas, pero que por su distribución cartográfica superaría los 800 metros. Por su parte, Montenat (1977) menciona una potencia de unos 600 m para las margas de Fortuna.

Lateralmente estos niveles parecen pasar a la unidad litológica de conglomerados, arenas y margas de La Umbría (Ub). La parte alta de las margas de Fortuna superiores (Fo2) fue datada por Krijgsman et al. (2000) como Tortoniense superior no terminal.

### **La Formación Río Chícamo (Ch)**

El término formación Río Chícamo (Ch) se debe a Miiller y Hsü, 1987 y a Krijgsman et al., 2000, y en él se incluyen diatomitas y evaporitas (principalmente niveles de yeso). De muro a techo se reconocen:



- Un primer nivel de 15 m de yeso laminado que recibe el nombre informal de Yesos del Tale (Miiller y Hsü, 1987 y a Krijgsman et al., 2000).
- Sobre el anterior, se superponen seis ciclos de margas diatomíticas y evaporitas que apuntan hacia una restricción del medio sedimentario.
- A techo se reconoce un banco conglomerático que recibe el nombre de capa Wichman (Santisteban Bové, 1981 y a Krijgsman et al., 2000).

A partir de los abundantes datos bioestratigráficos y paleomagnéticos, Krijgsman et al. (2000) datan esta formación como Tortoniense superior no terminal, situada entre los cronos magnéticos C4n.2n y C4n.1n, que equivaldrían a una edad entre 7,8 y 7,6 millones de años.

### **Las Fortunitas de Fortuna**

Los afloramientos de rocas volcánicas neógenas de Fortuna forman parte de la denominada provincia volcánica neógena del SE de España (López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1980). Esta provincia incluye las series calcoalcalina, calcoalcalina rica en K, soshonítica, ultrapotásica y basáltica alcalina.

Las cuatro primeras series fueron extruídas durante un intervalo temporal de 9 Ma que se inicia hace 15 Ma (en el Langhiense) y termina hace 6 Ma (en el Messiniense). El magmatismo basáltico alcalino es más reciente (plioceno) y no está ligado genéticamente a las demás series.

Las rocas volcánicas de Fortuna, Jumilla, Calasparra, Cancarix, Mula, Ceneta y Barqueros corresponden a la serie ultrapotásica y fueron extruídas durante el Tortoniense terminal y el Messiniense. Las rocas más frecuentes corresponden a lamproitas. Se trata de filones o sills que aparecen inyectados en materiales tortonienses o messinienses.



Concretamente, la edad 40K- 40Ar de los afloramientos de Fortuna (Cabecitos Negros) es de  $6,1 \pm 0,30$  Ma (Bellon et al., 1983). Sus características químicas normativas peculiares (menos del 5 % de olivino o cuarzo) permitieron asignarles el nombre de fortunitas (Fuster et al., 1967). Estas rocas lamproíticas suelen poseer textura porfídica aunque predomina netamente una fase de fondo vítrea o microcristalina, constituida por sanidina y, en menor proporción, por clinopiroxeno. Dominan los fenocristales de flogopita y otros, actualmente alterados a serpentina, que corresponderán a olivino. Las fortunitas contienen pequeños xenolitos de esquistos micáceos y clinopiroxenita (Venturelli et al., 1984).

La actividad magmática del Mioceno Superior en este sector oriental de la Cordillera Bética parece estar relacionada con el juego de grandes fallas de desgarre (Bellon et al., 1983).

## 2.2.9 CUATERNARIO

### 2.2.9.1 DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

#### Depósitos de relleno de polje

En el área de la Sierra de Crevillente se han identificado tres poljes: al E del Puntal de Matamoros, al N del Pico de Crevillente y al E de Hondón de las Nieves.

El primero de ellos aparece recubierto por encostramientos de caliches, no observándose el desarrollo de arcillas rojas con restos de suelos hidromorfos, tan características de este tipo de morfologías.

El segundo, denominado Polje de la Finca de la Hoya, constituye un excelente ejemplo. En su centro, se llega a reconocer un poner aunque cubierto por las labores agrícolas.



El tercer polje se encuentra en la actualidad parcialmente capturado por la red fluvial, lo que permite observar los depósitos del relleno. En la actualidad sólo representa una porción de lo que debió ser inicialmente, antes de su captura, ya que pueden observarse depósitos de suelos rojos en una vasta extensión de la depresión al S de Hondón de las Nieves. Al NO del pueblo existe una pequeña depresión, que se podría calificar como un nuevo polje sobre impuesto, más pequeño, cuyo flanco sur está formado por una antiformal desarrollada sobre los depósitos del polje precursor. Esta observación constituye una clara evidencia de que la tectónica reciente está afectando a la Sierra de Crevillente. Parte del pueblo está situado encima de esta antiformal cuaternaria, lo que provoca algunos problemas geotécnicos en las construcciones, como por ejemplo, las grandes grietas observables en las paredes del colegio. Esta morfología mantiene un ajustado equilibrio entre la erosión fluvial remontante de la Rambla del Tolomó y el levantamiento por la tectónica reciente de la antiformal del centro de Hondón de las Nieves.

### **Depósitos coluviales cementados**

A lo largo de la porción oriental de la Sierra de Crevillente se observan unos depósitos muy característicos de esta sierra y que no aparecen en ninguno de los otros relieves estudiados. Se trata de depósitos de ladera cementados, formados por brechas de material carbonatado encostradas y de distinta naturaleza. Todos los cantos observables son fácilmente correlacionables con las litologías presentes en la zona. Lo que llama la atención de estos materiales es su localización en pequeñas cuencas cerradas o en áreas con la red fluvial mal desarrollada. Son materiales cuaternarios que se han acumulado en irregularidades producidas por el funcionamiento de diferentes fallas que atraviesan la sierra. Cuando la red fluvial los erosiona se observan potencias de 20 a 30 m de brechas de ladera con diferentes niveles de encostramiento.



## Valles de fondo plano y suelos

La poca pluviosidad, unida a los fenómenos kársticos, condiciona el escaso desarrollo de la red fluvial superficial. Ello se traduce en un relleno de los valles por los materiales procedentes de la denudación de las laderas, que, además, han sido extensamente utilizados para labores agrícolas en épocas recientes. Como puede verse en los diferentes mapas y en el mapa general, los valles de fondo plano y los suelos muestran una amplia extensión.

## Los depósitos coluviales

Los depósitos coluviales aparecen frecuentemente asociados a las porciones de las sierras que están sometidas a levantamiento reciente. En cartografía se han distinguido los grandes deslizamientos de bloques (que aparecen al N de la Sierra de Argallet o al S de Montealto), las laderas regularizadas (al N de la Sierra de Crevillente y al S de la Sierra de Argallet) y los canchales (al S del Rollo y en la zona del Campanar-Congost en la Sierra de Crevillente). La importancia de los depósitos de glacis como indicadores de tectónica activa me han llevado a considerados en un grupo aparte.

## Glacis y Terrazas

Entre las sierras y las depresiones que las separan, se desarrollan varios sistemas de glacis. No se ha realizado una diferenciación detallada de los diferentes sistemas de glacis-terrazza, diferenciándose tan sólo dos tipos de glacis; los que en la actualidad presentan la mayor parte de su superficie cementada; y los que están formados por depósitos sueltos. La ausencia de una red fluvial bien marcada impide el buen desarrollo de las terrazas.



## Depósitos aluviales

El escaso desarrollo de la red fluvial condiciona la poca extensión de los depósitos aluviales.

Sin embargo, hay que mencionar el potente espesor de sedimentos acumulados en el vaso del embalse del Pantano de Elche y que, en la actualidad, están siendo erosionados tras la rotura de la cerrada de la presa.

De mayor importancia areal es el abanico aluvial del Vinalopó (donde se infiltraban las aguas del río antes del desarrollo de la agricultura y el crecimiento de la población) sobre el que se encuentra la ciudad de Elche y que en la actualidad está recubierto por suelos, cultivos y construcciones. El represamiento del Río Vinalopó en el Pantano de Elche junto a la extensiva explotación de los recursos hídricos del río, han provocado que, en la actualidad, no funcione. Pese a ello, su forma es claramente observable en las ortoimágenes espaciales.

Otros depósitos aluviales aparecen asociados a los cursos fluviales efímeros de la zona de estudio pero nunca dando lugar a grandes espesores. Hay que llamar la atención de que, cerca de la pedanía de Barbarroja, se observa un antiguo cauce fluvial abandonado. Los depósitos aluviales en esta área tienen forma en planta de un triángulo rectángulo. El curso actual discurre por los dos catetos mientras que el cauce antiguo lo hacía por la hipotenusa. El abandono del antiguo cauce estuvo condicionado por la reactivación de un segmento de la Falla del Puerto de Barinas, que produjo el basculamiento del terreno lo que ocasionó el cambio hidrográfico con creación de un nuevo cauce a favor de la nueva línea de mayor pendiente.



## **Escombreras y otros depósitos antrópicos**

Está alcanzando gran importancia en la zona debido a la actividad de diversas canteras. Se pueden distinguir varios tipos de depósitos antrópicos pero por su importancia sólo voy a mencionar dos: las escombreras producto de las labores de cantería y los depósitos de las Plantas de Almacenamiento de Residuos Sólidos Urbanos (PARSU). Mientras que las primeras, suelen estar asociadas a las explotaciones de materiales pétreos, las segundas, se sitúan sobre las arcillas con yesos en facies keuper o sobre margas en facies Tap.

### **2.3 DEFINICIÓN DE UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS CON CARÁCTER HIDROGEOLÓGICO**

El área de estudio se encuentra en el contacto entre el Subbético y el Prebético Interno Central. La Unidad de Crevillente forma parte del Subbético cabalgante sobre la Unidad de Quibas, perteneciente al Prebético. Este hecho fuerza a definir dos conjuntos litoestratigráficos, uno para cada dominio o unidad.

En el estudio se ha llevado a cabo una cartografía geológica de unidades litoestratigráficas a escala 1:25.000, tomando como punto de partida la información geológica del Plan MAGNA (IGME).

En dicha cartografía, se diferencian dos conjuntos litoestratigráficos diferentes, en función del dominio en que se encuentren. Dentro de cada uno de ellos se diferencian varias unidades.

#### **2.3.1 UNIDADES SUBBÉTICAS**

##### **2.3.1.1 FORMACIONES TRIÁSICAS**

En el dominio Subbético, los afloramientos de las facies de edad Triásica están ligados tectónicamente a la base del manto Subbético, actuando como



elemento principal de despegue de los cabalgamientos y escamas cabalgantes. Esto provoca que su geometría y estructura interna sea caótica, sin una estratificación regional definida, aunque es posible diferenciar una estructura planar a escala métrica.

### Unidad litoestratigráfica nº S1. Triásico (Keuper)

Las facies representadas son arcillas versicolores con pasadas de yesos, areniscas y carbonatos. Su geometría es caótica debido al desplazamiento relativo de los materiales, tanto superiores como inferiores, dada la naturaleza de los afloramientos.

Se estima una permeabilidad menor de  $10^{-8}$  m/s, que puntualmente aumenta por fracturación de los niveles areniscos cementados o disolución de niveles yesíferos.

### **2.3.1.2 FORMACIONES JURÁSICAS**

Las formaciones jurásicas forman la mayor parte de las sierras de Argallet, Ofra, Reclot y de Crevillente, que son el núcleo de los acuíferos de la Unidad de Crevillente.

### Unidad litoestratigráfica nº S2. Jurásico inferior-medio (Lias-Dogger)

Está constituida por unos 250 a 400 m de rocas carbonatadas (calizas micríticas grises, calizas dolomíticas grises a muro, y calizas nodulosas de color rosado con filamentos a techo). Tienen aspecto masivo en la base y tableado a techo.

En conjunto la unidad, constituye un acuífero carbonatado en profundidad, debido a que presenta permeabilidad alta por fisuración, fracturación y/o karstificación. Se estima una permeabilidad superior a  $10^{-4}$  m/s.



### Unidad litoestratigráfica nº S3. Jurásico Superior (Malm)

Se trata de calizas nodulosas de color rosado con abundantes niveles de margas con un espesor de 70 a 90 m, representado en el flanco meridional de la Sierra de Argallet. Es el equivalente a la Formación Ammonítico Rosso.

Esta unidad tiene un predominio de materiales carbonatados que intercalan niveles margosos, y permeabilidad baja en general, debida a la fracturación de los niveles carbonatados y a la estructura interna nodulosa, que puntualmente puede presentar cierto incremento en relación con la mayor presencia de niveles calizos de mayor fracturación. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-6}$  y  $10^{-8}$  m/s en conjunto.

#### **2.3.1.3 FORMACIONES CRETÁICAS**

Tienen carácter margoso y, por tanto, su permeabilidad es baja. Afloran en el flanco meridional de la Sierra de Crevillente y en flanco septentrional de la Sierra de Argallet. Se sitúa a techo de las formaciones jurásicas.

### Unidad litoestratigráfica nº S4. Cretácico (Neocomiense-Senoniense)

Se trata de un conjunto compuesto por margas y margocalizas gris-amarillentas ricas en ammonites a muro. Margas arenosas y calizas margosas de color gris-amarillas o gris-marrón en un tramo intermedio. A techo está representado por calizas margosas.

En el flanco S de la Sierra de Crevillente no se llega a conocer el espesor de este conjunto, ya que se encuentra bastante tectonizado, y presenta repeticiones tectónicas. Además, parece que puede variar de potencia lateralmente considerablemente.



En el flanco N de la Sierra de Argallet alcanza un espesor de hasta 100 m.

En conjunto se trata de una unidad eminentemente margosa, de potencia variable, con repeticiones tectónicas, y muy baja permeabilidad en general. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-7}$  y  $10^{-9}$  m/s en conjunto.

## 2.3.2 UNIDADES PREBÉTICAS

### 2.3.2.1 FORMACIONES TRIÁSICAS

En el área de estudio, las formaciones triásicas están representadas por afloramientos del Triásico superior que se encuentran asociados a varias estructuras diapíricas localizadas en las inmediaciones de la zona de estudio, tales como el Cerro de la Sal (Pinoso), el diapiro de Monovar-Elda, los subafloramientos de la Fuente del Pino, etc.

#### Unidad litoestratigráfica nº P1. Triásico (Keuper)

Los materiales del Triásico superior afloran con gran representación en el Cerro de la Sal y en el valle del Río Vinalopó. Están constituidos mayoritariamente por limonitas rojizas, con niveles intercalados de areniscas y dolomías laminadas de potencia variable. Existen niveles resedimentados en periodos posteriores.

En el Cerro de la Sal afloran en superficie unos 300 m de facies Keuper, siendo el afloramiento más significativo de la zona. Consta de lutitas versicolores, fundamentalmente rojizas que intercalan hacia muro niveles centimétricos de areniscas rojas con laminación de “ripples” y yesos sobre las que se apoyan unas margas grises con niveles de dolomía amarillentos, intercalan esporádicamente paleocanales de areniscas de tonos rojizos y grano medio, culminando la serie con lutitas rojas.



Se estima una permeabilidad menor de  $10^{-8}$  m/s, que puntualmente aumenta por fracturación de los niveles areniscos cementados o disolución de niveles yesíferos.

### 2.3.2.2 FORMACIONES CRETÁICAS

#### Unidad litoestratigráfica nº P2. Cretácico (Albiense superior-Senoniense)

Corresponde a margas, margocalizas de color amarillo a grises y gris-verdosas. Pueden apreciarse pasadas de margas arenosas y calizas arenosas. A techo, existen capas coloreadas en rojo, rojo salmón y amarillas.

La potencia de esta unidad superan los 100 m de espesor.

En conjunto se trata de una unidad eminentemente margosa y muy baja permeabilidad en general, que puntualmente puede presentar cierto incremento en relación con la mayor presencia de niveles de mayor competencia. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-7}$  y  $10^{-9}$  m/s.

### 2.3.2.3 FORMACIONES PALEÓGENAS

#### Unidad litoestratigráfica nº P3. Eoceno (Paleoceno-Ypresiense)

Esta unidad está constituida por una potente sucesión de arcillas masivas de tonos verdes o pardos, a veces con pasadas de bancos arenosos, niveles nummulíticos y yesos esporádicos.

Su espesor supera los 200 m, sin ser posible precisar con detalle este dato, ya que tanto a techo como a muro, los afloramientos se presentan erosionados.

En conjunto se trata de una unidad eminentemente margosa y muy baja permeabilidad en general, que puntualmente puede presentar cierto incremento



en relación con la mayor presencia de niveles de mayor competencia. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-7}$  y  $10^{-9}$ .

#### Unidad litoestratigráfica nº P4. Eoceno (Ypresiense medio-Luteciense)

Se trata de un conjunto masivo de calizas con Nummulites, biocalcarenitas en bancos potentes con intercalaciones, esporádicas, de pasadas algo más margosas o areniscosas. A techo presente unas calizas pararecifales con algo de margas.

Constituyen el tramo acuífero de los acuíferos de Madara y Chinorlet.

Su potencia es algo variable, ya que el techo de la formación aparece erosionado. Puede alcanzar los 250 m de espesor, aunque de media presenta unos 50 m.

En conjunto la unidad, constituye un acuífero carbonatado en profundidad, debido a que presenta permeabilidad alta por fisuración, fracturación y/o karstificación. Se estima una permeabilidad superior a  $10^{-4}$  m/s.

#### Unidad litoestratigráfica nº P5. Oligoceno

Se trata de un término bastante heterogéneo. Consta de diversas litologías, tales como conglomerados, areniscas, calizas con conglomerados, calizas arenosas, calizas de algas, margas y arcillas, todas alternadas entre sí, diferenciándose varios tramos. De muro a techo:

- 100 m de conglomerados, arcillas, areniscas y margas color salmón.
- 30 m de calizas micríticas con intercalaciones de margas color salmón.



- 250 m de calizas con intercalaciones de conglomerados y pasadas de calizas arenosas, que a hacia techo pasan a ser más margosas.
- 200 m de calcarenitas amarillentas alternadas con margas.

La potencia total de este tramo puede alcanzar los 600 m de espesor, pero se encuentra bastante afectado tectónicamente, por lo que no llega a aflorar todo el conjunto simultáneamente, sino algunos de sus tramos parcialmente.

Los dos tramos superiores son la formación acuífero principal en el acuífero Umbría, y formación secundaria en el acuífero de Madara (Sierra de la Pedrizas).

Se estima una permeabilidad media a baja para esta unidad, dado la presencia de margas alternantes en la misma, aunque localmente aumenta debido a la mayor presencia de niveles calcareníticos permeables por fracturación, fisuración y bioturbación. Se estima una permeabilidad entre  $10^{-5}$  y  $10^{-8}$  m/s para este tipo de depósitos.

Existe un término muy similar, pero perteneciente el Dominio Prebético Interno Septentrional (P5s). Su litología y edad son idénticos a la Unidad P5: conglomerados, arenas, areniscas, arcillas y margas del oligoceno. No forma parte de la zona de estudio, pero se incluye en el mapa geológico e hidrogeológico para una mejor comprensión de la geología de la zona.

### **2.3.3 FORMACIONES NEÓGENAS**

A techo de las formaciones Paleógenas, afloran una serie de unidades de edad Neógena. No pertenecen a ningún dominio, Subbético o Prebético, pero se sitúan sobre las formaciones del Prebético.



### Unidad litoestratigráfica nº 6. Mioceno inferior (Unidad del Monte Alto-Sierra de Abanilla)

Está formado predominantemente por margas arenosas y minoritariamente por calizas arenosas, con una potencia entre 30 y 40 m.

Se trata del conjunto estructural más alto, siendo materiales halóctonos margosos y calizos del Aquitaniense-Burdigaliense en forma de escamas localizadas en la parte más alta de la serie.

En conjunto se trata de una unidad predominantemente margosa y baja a media permeabilidad en general, que puede presentar cierto incremento en relación con la mayor presencia de niveles de mayor componente calizo. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-5}$  y  $10^{-7}$  m/s.

### Unidad litoestratigráfica nº 7. Mioceno inferior-medio (Aquitaniense-Langhiense inferior)

Está formado por calizas bastante arenosas, ricas en restos de algas y biocalcarenitas, que a techo presenta intercalaciones de margas blancas. El espesor varía entre los 370 y 550 m de potencia.

La base de esta unidad forma el tramo acuífero secundario de los acuíferos de Umbría y Madara.

En conjunto se trata de una unidad con un predominio claro de calizas bioconstruidas, y permeabilidad de media a alta en general, debida a la fracturación de los niveles carbonatados e intensa bioturbación, que puntualmente puede presentar cierto incremento en relación con la mayor presencia de niveles de mayor fracturación. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-2}$  y  $10^{-6}$  m/s.



## Unidad litoestratigráfica nº 8. Mioceno medio-superior (Langhiense-Tortonense)

Se trata de 300 m de margas blancas masivas, separadas ocasionalmente por núcleos más calcáreos o areniscosos. Aparecen frecuentemente laminadas con bioturbación, niveles silicificados, con forma nodular o como horizontes continuos muy compactos. Lateralmente pueden pasar a calizas, arenas y arcillas.

En conjunto se trata de una unidad eminentemente margosa y muy baja permeabilidad en general, que puntualmente puede presentar cierto incremento en relación con la mayor presencia de niveles de mayor competencia. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-8}$  y  $10^{-9}$  m/s.

## Unidad litoestratigráfica nº 9. Mioceno medio (Serravaliense) (Serie del Betés)

La forman calizas margosas tableadas, a veces nodulosas, con intercalaciones de bancos recifales. A techo son frecuentes las intercalaciones de calcarenita blanca bioclástica. Su potencia alcanza los 500 m.

Constituye la formación acuífero del acuífero de Betés, localizado en la sierra de mismo nombre. No forma parte de la zona de estudio, pero se incluye dentro del contexto general para una mejor visión de conjunto.

Esta unidad tiene un predominio de materiales carbonatados que intercalan niveles margosos, y permeabilidad media-baja en general, debida a la fracturación de los niveles carbonatados y a la estructura interna, que puntualmente puede presentar cierto incremento en relación con la mayor presencia de niveles calizos de mayor fracturación. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-5}$  y  $10^{-7}$  m/s en conjunto.



### Unidad litoestratigráfica nº 10. Mioceno superior (Tortonense superior)

Se trata de margas grises espesas que lateralmente pasan a arenas, conglomerados y calizas bioclásticas. También se observan algunas pasadas de yesos.

Constituyen el impermeable lateral de la Sierra de Crevillente en su flanco S, junto con las Facies Keuper triásicas.

En conjunto se trata de una unidad predominantemente margosa y baja a media permeabilidad. Localmente, debido a la existencia de tramos detríticos y/o carbonatados puede presentar cierto incremento de la permeabilidad. Se estima un rango de permeabilidad entre  $10^{-5}$  y  $10^{-8}$  m/s.

#### **2.3.4 FORMACIONES CUATERNARIAS**

Las formaciones de edad cuaternaria se limitan a las depresiones topográficas de la zona, entre los relieves circundantes (fondos de valles y vaguadas).

### Unidad litoestratigráfica nº 11. Mantos de arrollada y abanicos aluviales (Plioceno-Holoceno)

La forman mantos de arrollada difusa y abanicos aluviales, con litologías conglomeráticas, con arenas y arcillas que desarrollan un encostramiento superficial. Tienen un gran desarrollo superficial. Los mantos y los abanicos se sitúan al pie de las sierras y zonas elevadas con suaves pendientes dando morfologías tipo glacis.

Este tipo de depósitos tienen cierta permeabilidad cuando la matriz es de carácter arenoso por porosidad intergranular en depósito alterado y fracturación en depósito cementado, aunque, en general tienen escaso espesor raramente



superior al metro. Se estima un rango de permeabilidad media a baja de  $10^{-4}$  a  $10^{-7}$  m/s.

### Unidad litoestratigráfica nº 12. Aluvial (Pleistoceno superior-Holoceno)

Son depósitos mixtos formados por la acción de la red efímera actual, a veces con pequeños aportes laterales de ladera. Litológicamente están constituidos por arenas y arcillas con niveles de conglomerados, que tapizan el fondo de los valles.

Los depósitos así definidos tienen una permeabilidad de media a baja, determinada por el mayor o menor contenido de arcillas tanto en la matriz como en el depósito. Se ha estimado un rango de permeabilidad de  $10^{-4}$  a  $10^{-8}$  m/s.

## **2.4 ESQUEMA SEDIMENTARIO**

### **2.4.1 EL TRÁNSITO KEUPER-CARBONATOS DEL LIÁSICO INFERIOR**

La estratigrafía de los materiales del tránsito keuper-carbonatos del Liásico inferior no está clara ni en el Triásico Sudibérico ni en el Triásico de Levante. Pérez López et al. (1996) realizan un intento de integración de las relaciones existentes entre la Formación Zamoranos, la Formación Dolomías tableadas de Imón, la anhidrita de Carcelén y la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña. Sin embargo, esta propuesta no puede utilizarse en la zona objeto de estudio por la ausencia, a techo del keuper, de los carbonatos estratificados de las formaciones Dolomía tabeada de Imón y/o Zamoranos.

La Formación Zamoranos fue definida en bloques dispersos dentro de una masa de facies keuper (Pérez-López et al. 1992), y no fue hasta 1996 cuando Pérez López et al. (1996) establecieron sus relaciones con las facies keuper. Sus relaciones con la anhidrita de Carcelén o con las Carniolas de Cortes de Tajuña no han sido claramente establecidas. La anhidrita de Carcelén sólo se



corta en sondeos, ya que cuando ésta se encuentra cerca de la superficie, se disuelve dando lugar a las Carniolas de Cortes de Tajuña, tal como propusieron Goy y Yébenes (1977), Hay que mencionar que cuando aparecen las Carniolas de Cortes de Tajuña, éstas pueden y suelen considerarse como la base de la serie carbonatada del Liásico inferior. Esto tiene su razón de ser, porque tanto a techo de la Formación Dolomías tableadas de Imón como de la Formación Zamoranos existe una importante discontinuidad (Yébenes et al., 1988; San Román y Aurell, 1992 y Pérez-López et al. 1996).

Por otra parte, la Formación Dolomías tableadas de Imón mantiene sus características en una amplia extensión que comprende desde la Sierra de la Demanda (Goy y Yébenes, 1977) hasta el S de la provincia de Valencia (Pérez-López et al., 1996). En la Cordillera Bética aparece la Formación Zamoranos que es perfectamente correlacionable con la anterior, pero que muestra una intercalación de material volcanoclástico que permite su diferenciación.

Sólo el sector del S de la Sierra de Argallet y NO de la Sierra de Cofer permite estudiar el tránsito keuper-carbonatos del Liásico inferior, En los otros sectores de las Zonas Externas de la zona de estudio, la naturaleza diapírica o la fuerte tectónica impiden observar las relaciones estratigráficas entre ambos conjuntos. El área situada al S de la Sierra de Argallet puede considerarse como un afloramiento excepcional dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, ya que, hasta el momento, es el único punto donde puede observarse éste tránsito sin que medie un contacto mecánico. Además, es doblemente excepcional porque muestra dos series estratigráficas completas y distintas para el tránsito keuper-carbonatos del Liásico inferior.

Los afloramientos que aparecen al S de la Sierra de Argallet son los primeros en que se constata la ausencia de los carbonatos de la Formación Dolomía tableada de Imón o de la Formación Zamoranos del suprakeuper. Conviene destacar que en la base de las formaciones Zamoranos e Imón (en el S de Valencia) existe un nivel de yeso con intercalaciones arcillosas (Pérez-López et al., 1996) que suele funcionar como nivel de despegue local. Sin embargo, en



la zona de estudio no aparece un nivel yesífero similar. La base de las dos series tipo en la parte S de la Sierra de Argayat y en la Sierra de Cofer, están constituidas por arcillas abigarradas con yesos en claras facies keuper.

En la parte S de La Sierra de Argayat, aflora un banco de yesos laminados, que puede ser asignado al Miembro Yesífero (K5y) de la Formación Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4-K5), sobre el que se disponen unos 60 m de arcillas abigarradas con yesos. Por encima de estos materiales aparece una brecha dolomítica de aspecto margoso, que recuerda al miembro Brechas de aspecto margoso de la Formación Cortes de Tajuña de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. Si las brechas dolomíticas de aspecto margoso fueran un nivel equivalente al Miembro Brechas de aspecto margoso de la Formación Cortes de Tajuña, las brechas dolomíticas de aspecto masivo podrían equivaler al Miembro Carniolas de la Formación Cortes de Tajuña, cuya potencia en la rama castellana de la Cordillera Ibérica suele ser de unos 50 m (Goy et al., 1976), mientras que aquí supera con creces los 200 m.

A falta de dataciones y de la reconstrucción completa de la sucesión podemos concluir que en la serie tipo en el flanco S de la Sierra de Argayat:

- No están representados los carbonatos estratificados del Triásico Superior terminal. Otra cuestión diferente sería analizar las posibles causas de esta ausencia. Es probable que no se depositaran carbonatos en estos sectores y que en su lugar se depositaran arcillas abigarradas que representarían un cambio lateral de aquéllos.
- Aflora un nivel bréchico comparable con el Miembro de Brechas de aspecto margoso de la Formación Cortes de Tajuña.
- Aparecen facies comparables al Miembro Carniolas de la Formación Cortes de Tajuña.



En la serie tipo de la Sierra de Cofer sólo afloran 2 m de arcillas abigarradas. Sin embargo, la disposición estructural del afloramiento parece indicar la existencia, a muro de dichas arcillas, de un contacto tectónico de cabalgamiento, lo que impediría verificar la naturaleza de los materiales estratigráficamente subyacentes a estas arcillas. Por encima de las arcillas abigarradas del keuper aparece un nivel de transición que recuerda al "tramo de transición" que aparece en la base de la Dolomías tableadas de Imón (Goy et al., 1976). En la rama castellana de la Cordillera Ibérica está formado por calizas arcillosas, cristalinas, de tonos amarillentos que contienen cuarzos bipiramidados, presentando características intermedias entre el keuper y la Dolomías tableadas de Imón. En la Sierra de Cofer también presenta características intermedias entre las facies keuper y el nivel dolomítico de techo, pero sin cuarzos ni tonos amarillentos. Se trata pues de una alternancia de capas de dolomías y de arcillas, carbonato creciente. Sobre estos niveles se superponen dolomías tableadas en estratos de 3 a 6 cm. de colores beige de casi 1 m de potencia, que pasa bruscamente a brechas dolomíticas de aspecto masivo cuya potencia supera los 200 m.

Respecto a la serie tipo de la Sierra de Cofer, de una manera tentativa y teniendo en cuenta las diferencias de espesor y la distancia existente entre la Cordillera Ibérica y el área de trabajo de este estudio, se puede deducir que:

- La alternancia de dolomías y arcillas podría correlacionarse con el tramo de transición de la Cordillera Ibérica.
- El nivel de dolomías tableadas podría corresponder a los carbonatos estratificados del Triásico Superior terminal (formaciones Imón o Zamoranos).
- Las brechas dolomíticas corresponderían a la Formación Cortes de Tajuña de la Cordillera Ibérica.



## **2.4.2 LA RUPTURA DE LA PLATAFORMA DEL LIÁSICO INFERIOR**

La arquitectura estratigráfica del Liásico está condicionada por la ruptura de la plataforma y el tránsito a facies de cuenca pelágica debidos a la apertura del Atlántico N (Winterer y Josellini, 1981). El cambio de un medio sedimentario somero a otro más profundo y alejado de la línea de costa es conocido desde antiguo para los dominios del Tethys occidental (Bemoulli y Jenkyns, 1974). En la Cordillera Bética dicha transición ya fue mencionada por García-Hernández et al. (1976), y se ha venido caracterizando como no sincrónico (Braga et al., 1979 b) y rápido (Ruiz Ortiz, 1980), teniendo lugar entre el Carixiense superior y el Domeriense basal (Ruiz-Ortiz et al., 2001c).

Los primeros autores (García-Hernández et al., 1976) al estudiar: los materiales del tránsito de las calizas de plataforma a las facies pelágicas del Liásico inferior tomaron el modelo de Bemoulli y Jenkyns (1974). Según este modelo en los márgenes alpinos del Tethys se produjo la ruptura de las diferentes plataformas carbonatadas y la instauración sobre ellas de facies pelágicas. Dicha ruptura fue debida a una etapa de rifting resultado del inicio de la apertura del Atlántico N. En la Cordillera Bética, esta ruptura se refleja en la fracturación a gran escala y en la rotación de bloques. Las partes más altas de los bloques emergían, produciéndose en ellas fenómenos de karstificación, tal como se interpreta que ocurría en el corte de Sierra Elvira (García-Hernández et al., 1976). Dicha hipótesis, de que las partes más altas quedarían expuestas, es recogida por Vera (1979), Azéma et al. (1979), García-Hernández et al. (1980) y Vera (1983). A partir de Vera (1984b), además del periodo de fracturación generalizado, se menciona la existencia de una caída del nivel de mar en toda la Cordillera Bética que se correlaciona con los descensos del nivel del mar jurásico globales propuestos por Hallan (1978, 1981) Y Vail y Todd (1981). A partir de entonces, todos los autores españoles siguen dicha interpretación: García-Hernández et al. (1986-1987a y b), Molina Cámara (1987), Martín-Algarra (1987), Vera (1988), García-Hernández et al. (1989), Rey Arrans (1993), Nieto Albert Q.997), Rey (1997), Ruiz-Ortiz et al. (2001 c),



entre otros. En estos últimos trabajos se aprecia que, con el tiempo, los diferentes autores acaban asignando más importancia al descenso del nivel del mar que a la tectónica, con excepción de Rey Arrans (1993 Y 1997) que sigue considerando más importante la tectónica distensiva.

Existen, sin embargo, dos trabajos que cuestionan esta interpretación. El primero es el trabajo de Winterer y Sarti (1994), replicado por Molina et al. (1995) y Martín-Algarra y Vera (1995), con las contrarréplicas de Winterer y Sarti (1995 a y b); el segundo, es el trabajo de Fels (1995).

Para Winterer Sarti (1994) los diques neptúnicos son tan sólo el resultado de la tectónica distensiva y consideran innecesario invocar procesos kársticos subaéreos. Además, aportan nuevos datos isotópicos que comparan con los de Jiménez de Cisneros et al. (1991), considerando que, ambos grupos de datos, son consistentes con un origen submarino de los diques. Las réplicas de Molina et al. (1995) y Martín-Algarra y Vera (1995) se pueden resumir en:

- La presencia de un afloramiento de bauxitas que rellenan cavidades paleokársticas en Zarzadilla de Totana, fosilizadas por materiales del Jurásico Superior.
- La presencia de calcretas en el Castillo de Locubín (Jiménez de Cisneros et al., 1993).
- La morfología de las cavidades, que apunta a un origen kárstico.

Winterer y Sarti (1995a y b) admiten la existencia local de emersión allí donde se desarrollan las bauxitas y calcretas. Sin embargo, consideran que sólo la morfología no es suficiente para justificar una emersión y karstificación generalizadas. Para aceptarla, debería disponerse de más evidencias (isótopos estables, paleosuelos, tepees, birdseyes, grietas de desecación, fósiles no marinos y espeleotemas), que probaran la existencia de aguas someras por



encima de las superficies en discusión. Por el contrario, lo que se observa es un predominio de materiales pelágicos situados tanto por encima como por debajo de la presunta superficie de emersión. Concluyen que no es razonable pensar que todas las evidencias de aguas someras hayan sido erosionadas en todos los afloramientos y que a la mayor extensión de la discontinuidad menos consistente es este mecanismo erosional.

Por su parte, Fels (1995) estudia monográficamente las discontinuidades jurásicas en la sierras de Reclot, Pelada, Cantón, Lúgar y Quipar. Según este autor, en esta área hay que excluir cualquier tipo de emersión y karstificación ya que no hay organismos de aguas someras ni cementos vadosos o meteóricos. Todas las características descritas como kársticas o similares a kársticas pueden explicarse por corrosión submarina.

Pese a estas importantes observaciones y a la demanda de más datos que justifiquen las interpretaciones de superficies paleokársticas, los autores españoles han seguido la hipótesis de Vera (1984b), como, por ejemplo, Molina et al. (1999) y Ruiz Ortiz et al. (2001c).

En los primeros trabajos se afirmaba que la ruptura de la plataforma tenía lugar en el Carixiense (García-Hernández et al, 1980) pero, en a actualidad, se plantea que en unos puntos se pudo romper en el Carixiense superior y, en otros, en el límite Carixiense-Domeriense (Ruiz-Ortiz et al., 2001 c). Por otra parte, en la zona Vélez Rubio, Andreo et al. (1991) y Rey Arrans (1993 y 1997) entre otros, señalan la existencia de dos fases en la ruptura de la plataforma. La primera se produciría en el Sinemuriense y, la segunda, la marcaría una discontinuidad de edad intra-Carixiense superior. Esta última pudo estar asociada a un descenso del nivel del mar responsable de la emersión de algunas artes de la plataforma (Rey, 1997).

Resumiendo estas ideas, habría que pensar que la plataforma del Liásico inferior se rompe en el Sinemuriense en las zonas más internas de la



Cordillera, mientras que en las restantes zonas unas veces se rompe en el Carixiense superior y otras en el límite Carixiense-Domeriense. Además, la ruptura de la plataforma coincide en algunas zonas con descensos del nivel del mar propuestos en otras (Carixiense superior y límite Carixiense-Domeriense). Teniendo en cuenta que la actuación de fallas lístricas provoca siempre un aumento de espacio de acomodación (Dula, 1991; Darros de Matos, 1993), la emersión generalizada sólo se puede producir cuando los descensos del nivel del mar son tan importantes que anulan la creación de dicho espacio. Para justificar la mención de superficies paleokársticas tan extensas se marca especial énfasis en la existencia de descensos relativos del nivel del mar en toda la Cordillera Bética. Ahora bien, si se proponen al menos tres períodos de fracturación de la plataforma básica deben existir, al menos, otros tantos períodos de karstificación, ya que éstos siguen a aquellos. Sin embargo, sólo se proponen dos: el Carixiense superior y el límite Carixiense-Domeriense. Además, los primeros descensos deberían notarse especialmente en las zonas donde la plataforma aún no se hubiera fracturado, lo que implicaría que en estas zonas habría emersión y/o depósitos continentales previos a la fracturación, al menos, en el Carixiense superior. Pero en la bibliografía no existe ninguna descripción de este tipo de evidencias. Por tanto, o los descensos no afectaron a toda la Cordillera Bética o no hubo tales descensos. En la zona estudiada en este trabajo, y en la adyacente de las Sierras de Reclot y Cantón, algunos autores han encontrado criterios que les permiten inferir posibles superficies paleokársticas y emersión (Nieto et al, 1996a; Nieto Albert, 1997 y Molina et al., 1999), mientras que Fels (1995), no encontró ningún dato en este sentido.

A techo de las calizas de la plataforma liásica del sector de la Sierra del Rollo, se ha encontrado una superficie que pudiera deberse a corrosión del material carbonatado. Sin embargo, esta superficie, situada a techo de las calizas oolíticas en la parte oriental de la Sierra del Rollo, no puede ser el resultado de disolución kárstica subaérea ya que:



- Se trata de una superficie erosiva pero en ningún caso se observan signos de emersión.
- Sólo se erosiona la película más superficial (del orden de uno o varios metros) de las calizas oolíticas, que coinciden con el intervalo oncolítico.
- La superficie presenta una morfología de lóbulos convexos, cuando lo esperable en un karst litoral es una morfología de depresiones cóncavas.
- No existen cavidades rellenas con los materiales residuales producto de la supuesta karstificación.
- Lateralmente se preserva un nivel condensado con abundantes fósiles de ambientes marinos no someros (belemnites, crinoides y braquiópodos de fauna alpina).

Por las razones anteriores, se deduce que en la Sierra del Rollo, existe una zona de erosión submarina, que lateralmente pasa a una zona de sedimentación condensada, previamente afectada por fallas lístricas.

En la zona de estudio, los afloramientos muestran indicios de la ruptura de la plataforma liásica por fallas lístricas. Éstas, condicionaron la sedimentación posterior, como puede verse, por ejemplo, al E del Collado de la Algüela, en el Pas del Soldat, o en el paraje de la Ofra. Los materiales masivos de la plataforma liásica sufrieron rotaciones de eje horizontal a lo largo de los planos de fallas lístricas. El fondo, que hasta entonces había tenido una subsidencia generalizada uniforme, se compartimentó creando pequeños surcos subsidentes y crestas más estables. El descenso generalizado del fondo ocasionó el aumento relativo del nivel del mar, lo que se vio reflejado en un descenso en la productividad de los carbonatos, que condujo al desarrollo de facies condensadas. Al iniciarse el descenso del fondo, toda la zona se vería afectada por corrientes marinas que favorecerían el desarrollo de praderas de



crinoides, cuyos restos se acumularían en los surcos subsidentes. Esto explicaría la abundancia de restos de crinoides en los primeros niveles situados por encima de la discontinuidad (sectores de las proximidades del Pico de Crevillente y Sierras de Cofer y los Frailes). La tasa de creación de espacio de acomodación, debida a la actuación de las fallas lístricas, sería más importante que la tasa de acumulación de sedimentos en el fondo, por lo que cada vez sería mayor la diferencia de profundidad entre los surcos y los altos, donde no habría sedimentación. En esta fase, las partes más profundas estarían protegidas de las corrientes, lo que conllevaría una estratificación de las aguas sobre el fondo y el consiguiente déficit en la oxigenación. Estas condiciones favorecerían la sedimentación de facies anóxicas y subóxicas ricas en materia orgánica (calizas glauconíticas fétidas en el corte del Barranco entre la Vella y el Campanar).

En una segunda fase descendería la actividad de las fallas lístricas, lo que permitiría el relleno de los Surcos y la consiguiente suavización de las irregularidades del fondo. En estas circunstancias se favorecería la mezcla de aguas por las corrientes submarinas y la extensión de la fauna de organismos suspensívoros también a las partes deprimidas, lo que se tradujo en un aumento en la producción de restos de crinoides (como ocurre en el sector de las proximidades del Pico de Crevillente). En los últimos momentos de relleno de las pequeñas cuencas, alternarían los períodos de actuación de las fallas lístricas limitantes con los de colmatación del espacio de acomodación creado. Cada alternancia hundimiento-colmatación daría lugar a una secuencia de somerización y aumento de energía. Este incremento de la energía se manifiesta en la aparición de estratos grano crecientes de calizas glauconíticas, que indicarían una sedimentación rápida en un largo período con baja tasa de sedimentación. A techo de estos estratos se formaron superficies de fondos endurecidos (hard grounds, Seilacher, 1964), que en la actualidad muestran gran parecido con estilolitos paralelos a la estratificación.



De las observaciones efectuadas, sintetizadas y en parte interpretadas, se desprende que en la zona de estudio no hay indicios de emersión tras la ruptura de la plataforma del liásico inferior. No se descarta la existencia local de emersiones, ya que la interacción tridimensional de fallas lístricas pueda producir elevaciones relativas del fondo. En esta zona, los efectos de la tectónica distensiva liásica son mucho más importantes que las posibles variaciones eustáticas acaecidas durante el Jurásico Inferior.

La diferencia de altura entre los surcos y los umbrales sería menor que el espesor (con la corrección debida a la compactación) de los materiales que rellenan las cuencas, ya que éstas son el resultado de sucesivas reactivaciones de las fallas de borde y rellenos parciales de los surcos creados. La mayor potencia observada en las calizas glauconíticas es de 40 m, por lo que una posible estimación de la máxima diferencia de cota entre surcos y umbrales, en el período con fondo marino más irregular, sería la mitad de dicho espesor, es decir, unos 20 m.

En cuanto a la edad de la ruptura de la plataforma, en la zona de estudio existen dos discontinuidades que pueden corresponder, a grandes rasgos, con las discontinuidades intra-Sinemuriense y del límite Carixiense-Domeriense.

La primera, se formó, tras la ruptura de la plataforma, durante un periodo de baja tasa de sedimentación, debido al descenso de la productividad de carbonato (por el aumento de profundidad) y a la instauración de corrientes marinas que impedirían el depósito de materiales finos. El mejor punto de observación de esta discontinuidad es el collado entre La Vella y El Campanar. Se trata de una superficie algo irregular tapizada por granos de glaucoma y con desarrollo, en algunos puntos, de costras fosfatadas con restos dispersos de belemnites, ammonites, atractites, braquiópodos y nautiloideos, que no permiten una buena datación. Los braquiópodos encontrados en los primeros niveles sobre la discontinuidad, *Propygope* sp., indicarían una edad Carixiense medio (Alméras et al., 1993), mientras que los ammonites encontrados también



por encima de dicha discontinuidad, *Dubariceras* sp. (Sandoval, 2001), indicarían la zona de Desmonense del Carixiense medio. Así pues, y a falta de datos más precisos, se puede considerar que la costra glauconítica debe ser asignada al Carixiense inferior (o más bajo), por lo que la ruptura de la plataforma podría haber tenido lugar entre el Sinemuriense Superior y la base del Carixiense inferior. Como el inicio de la actividad de las fallas no debió ser isócrono, la fracturación de la plataforma sería ligeramente diacrónica.

La segunda discontinuidad, del límite Carixiense-Domeriense, es aún más diacrónica que la anterior, debido a que es el resultado de la colmatación de las cuencas formadas sobre los bloques de techo de las fallas lítricas. La actividad final de estas fallas, previa a su total colmatación, queda reflejada en el registro por las superficies irregulares de los estratos, a los que a veces se les superponen restos fósiles de belemnites y braquiópodos. Estas superficies serían niveles de hard ground (Seilacher, 1964). Hacia el límite Carixiense-Domeriense es muy común, en diferentes partes de la Cordillera Bética, la presencia de estos niveles de discontinuidad (García-Hernández et al., 1976; Braga Alarcón, 1983). La última superficie, situada a techo de estos niveles, es la mejor desarrollada y marca un cambio en la sedimentación, corresponde a un pavimento de conchas de ammonites neomórficas (rock ground; Seilacher, 1964). En el sector de la ladera NO de la Sierra de Crevillente, en un punto situado al S de las casas de Galiana, este pavimento fue datado como zona de Lavinianum, subzona de Portisi y de Lavinianum (Braga Alarcón, 1983). En otros puntos de la zona de estudio también aparece este nivel, aunque, a falta de un estudio detallado de estas faunas, es preferible no asignarles una edad concreta que, a pesar de su probable diacronía, estaría muy cercana al límite Carixiense-Domeriense. La discontinuidad del Carixiense superior, mencionada por diversos autores en otros sectores de la Cordillera, probablemente se originara por la colmatación más temprana de las cuencas creadas en los bloques hundidos de las fallas lítricas tras la ruptura de la plataforma.



### **2.4.3 DISCONTINUIDAD DEL TECHO DE LAS CALIZAS DEL GRUPO GAVILÁN**

El techo de las calizas del Grupo Gavilán se encuentra bien expuesto en los sectores de las proximidades del Pico de Crevillente, ladera NO de la Sierra de Crevillente, proximidades de Hondón de las Nieves, Sierra del Rollo y sierras de Cofer y de los Frailes. Este techo siempre corresponde a una discontinuidad desarrollada sobre las calizas masivas blancas (G2) o sobre las calizas oolíticas y oncolíticas (G3). Cuando la discontinuidad se desarrolla sobre las primeras, suele aparecer un nivel glauconítico que, a veces, llega a estar algo fosfatado excepto cuando se encuentra sobre un antiguo plano de falla normal, en cuyo caso se manifiesta como una superficie ferruginizada. Cuando se desarrolla sobre las calizas oolíticas aparece como un nivel algo ferruginoso. Sólo en un punto, al N de Hondón de las Nieves, se han encontrado diques neptúnicos en las calizas masivas blancas, rellenos de material crinoidítico procedente de la formación suprayacente (Calizas glauconíticas de Crevillente).

Destaca el hecho de que, cuando la discontinuidad se desarrolla sobre la unidad de calizas masivas blancas (G2), sea frecuente que sobre ella aparezca la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1), mientras que, si se desarrolla sobre las calizas oolíticas y oncolíticas (G3), casi nunca aparece dicha formación (sólo en el Peñón Escarpado en el sector de la Sierra de Argallet- Pico de La Mina) y, en su lugar, lo hacen las unidades litológicas de calizas oscuras con sílex (ZO) y de calizas micríticas tableadas (Z3). Ello puede ser explicado si aceptamos que la paleogeografía previa a la ruptura no era tan homogénea como muchas veces se supone. En las zonas más altas se desarrollarían barras oolíticas, mientras que en las áreas más protegidas, y por tanto ligeramente más bajas, se depositarían los fangos carbonatados que darán lugar a las calizas masivas blancas. Al romperse la plataforma, las zonas bajas se hacen aun más profundas, lo que favorecería la acumulación de material crinoidítico y glauconia. Mientras, las zonas altas serían colonizadas



por crinoides, pero sus restos no se acumularían ya que las corrientes los barrerían hacia las zonas hundidas.

#### **2.4.4 DESARROLLO DE NUEVAS DEPRESIONES A TECHO DE LAS CALIZAS DEL GRUPO GAVILÁN**

En la sección del Pico de Crevillente, la ruptura de la plataforma creó depresiones alargadas de 200 a 300 m de ancho y algunos kilómetros de largo. En ellas, las aguas del fondo se estancarían, lo que favorecería la conservación de la materia orgánica, lo que explicaría el olor fétido que muestran en algunos puntos. A poca profundidad bajo la interfase agua-sedimento existirían condiciones reductoras que favorecerían la migración de geles silíceos que con el tiempo, darían lugar a los nódulos de sílex de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente. En las partes altas de los semigraben, la discontinuidad basal sería un nivel glauconítico, como puede verse en el Barranco entre La Vella y el Campana, mientras que, en las partes bajas, se manifiesta por un cambio de sedimentación con aparición de facies glauconíticas.

En otros puntos de la zona de estudio, la actuación de las fallas lístricas creó cuencas más amplias y con poca diferencia de altura entre las partes elevadas y las hundidas, tal como ocurre, al menos, en la Sierra del Rollo y en las sierras de Cofer y los Frailes. Encima de la discontinuidad aparecen facies de crinoidita algo margosa con braquiópodos que marcan la instauración de las praderas de crinoides. El continuo funcionamiento de las fallas lístricas termina por restringir las cuencas, lo que favorece la aparición de sílex. En estas zonas, sobre la discontinuidad aparecen las calizas oscuras con sílex (ZO) en las partes hundidas, y las calizas tableadas con filamentos (Z3), en las altas.



#### **2.4.5 COLMATACIÓN DE LAS IRREGULARIDADES CREADAS POR LAS FALLAS LÍSTRICAS**

En el Jurásico de la zona de estudio, el nivel de discontinuidad más acentuado suele ser el que marca el techo del relleno de las cuencas formadas a raíz de la actuación de fallas lístricas fragmentaron la plataforma carbonatada del Liásico Inferior. Esta discontinuidad es fácilmente identificable por la presencia de un pavimento de ammonites con concha neomórfica. Respecto a dicho nivel se pueden destacar los siguientes aspectos:

- Abundancia de fósiles de ammonites y gasterópodos (que conservan la concha) junto con braquiópodos y algunos belemnites.
- Se encuentra tres especies diferentes de ammonites; *Fucinieras lortisi*, *Fucinieras lavinianum* y *Fucinieras isseli*. Así pues, pese a la gran abundancia de fósiles, la asociación registrada es pobre en especies. Además, de estas tres especies cabe citar el hallazgo de un género de *Litoceratidae* cuyos restos son extremadamente más escasos que los de los anteriores.
- En los diferentes fósiles de cada especie de la asociación se observan distintos estadios y tamaños de desarrollo ontogénico.
- La conservación de las conchas de los fósiles es muy buena y no muestra grandes señales de transporte. Los ammonites conservan la concha completa, con todos los tabiques bien conservados. El relleno de éstas es homogéneo desde el principio hasta el final de la espira. La concha se encuentra recubierta por una fina capa de fosfatos.
- El nivel fosilífero se encuentra a techo del último estrato de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1), compuesto por calizas con



textura grainstone y granos de glauconia, con una ligera gradación negativa.

- En los lugares donde se encuentra mejor conservado el techo del estrato, se desarrolla sobre los fósiles un recubrimiento fosfático de color anaranjado.
- En la parte inferior de la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves (Z2), que se superpone a este nivel, nunca se observan fósiles reelaborados procedentes del pavimento subyacente. La separación entre ambos es neta y la costra anaranjada parece proteger el nivel fosilífero de cualquier posible erosión.
- Algunas veces, aparecen sobre el nivel fosilífero pequeñas irregularidades rellenas por lentejones donde abundan los belemnites, sin ordenación preferente, y, en menor medida, braquiópodos con costillas junto a algunos ejemplares de ammonites, a veces rotos pero en general con la misma fosilización que los del pavimento de ammonites (conservando la concha y ligeramente fosfatados). La separación respecto a las margas amarillentas suprayacentes es también neta y, en ocasiones, se percibe una fina costra que recubre los lentejones.
- En algunos sectores, no aparece el pavimento de ammonites que es sustituido por una brecha de intraclastos amarillentos, que realmente corresponden a trozos de moldes internos de ammonites desarticulados, que también pueden aparecer por debajo del pavimento de ammonites.
- Distribución de los fósiles en el estrato no es homogénea. En el interior del estrato son más bien escasos, pero abundan en su superficie, que es bastante irregular, dando la sensación de que son atrapados en las



oquedades del techo del estrato y recubiertos a su vez por la costra anaranjada.

Conviene llamar la atención sobre el último de estos puntos. A partir de la descripción, puede llegarse a la conclusión de que se trata de dos niveles separados por una discontinuidad. El nivel de muro correspondería al último banco de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente que, a techo, presentaría una discontinuidad que marcaría el cambio hacia la sedimentación margosa de la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves. El nivel fosilífero correspondería al nivel basal (lag) de la formación anterior. Sin embargo, esta explicación muestra algunas debilidades. Así, parece que la costra anaranjada, que tapiza el nivel fosilífero, lo protege de la posible erosión, ya que las margas suprayacentes nunca incorporan material de abajo. La presencia de esta costra nos indicaría que el substrato estaría cementado antes de comenzar la sedimentación de las margas amarillentas, por lo que correspondería a un rock ground (sensu Seilacher, 1964). Cabe pensar que existan dos discontinuidades situadas, una, en la base del nivel fosilífero (lo que justificaría la irregularidad de la base del nivel fosilífero, y, la otra, a techo.

En este nivel existen formas alargadas, semejantes a trazas fósiles, junto a otras formas circulares, de fondo plano y paredes cóncavas hacia el interior, que en la literatura se han llegado a conocer como estructuras kamenitza like. Comparando el perfil de estas morfologías con el de las kamenitzas actuales (tanto las del karst litoral como las de los karsts no influenciados por medio marino), se encuentran importantes diferencias:

- La superficie sobre la que se desarrollan las estructuras son planas, mientras que en las kamenitzas dicha superficie es mucho más irregular.
- En el reborde marginal de la estructura no se observan canalizaciones, mientras que en las kamenitzas actuales se observa una zona más baja, canal de desagüe, por donde fluye el agua.



Una explicación alternativa sería la de considerar la superficie irregular como una superficie de subdisolución. Sin embargo, tampoco parece creíble puesto que la buena conservación de las conchas aragoníticas (de ammonites y gasterópodos) que se disponen encima, es una evidencia contraria a la existencia de un período de subdisolución.

Así pues, es necesario encontrar una hipótesis alternativa para explicar el origen de la superficie irregular situada bajo el pavimento de ammonites. Es probable que exista una importante laguna estratigráfica, entre la superficie irregular y el nivel fosilífero. En efecto, ya hay indicios que apuntan a una ralentización en la tasa de sedimentación en el estrato infrayacente: presencia de granos de glauconia, gradación inversa (indicando una mayor energía relativa del medio hacia arriba) y conservación de las conchas, debido a la diagénesis temprana en la interfase agua-sedimento, característica de zonas con escasa sedimentación.

Las estructuras circulares de la base del nivel fosilífero se asocian lateralmente a formas alargadas atribuibles a trazas fósiles. Estas trazas son galerías paralelas a la estratificación, a las que les falta la bóveda superior, lo que indicaría que habrían sido truncadas tras su formación. Esta misma interpretación podría explicar la génesis de las formas circulares que no serían sino pistas truncadas superiormente. Posteriormente, la morfología quedaría estabilizada por el ascenso del frente de cementación que se situaría próximo a la superficie, lo que, además, impediría la colonización por nuevos organismos endobentónicos e impediría la posible erosión submarina. Sobre este fondo endurecido con estructuras circulares se acumularían los restos fósiles que se cementarían tempranamente. Esta cementación temprana impediría que los restos fósiles fueran arrastrados por las corrientes, cuyo progresivo incremento terminaría impidiendo la acumulación de más restos, lo que conduciría al desarrollo de la costra anaranjada. Esta costra indicaría el momento en que el



nivel de litificación alcanzó la interfase agua-sedimento y, por tanto, correspondería a un rock ground (sensu Seilacher, 1964).

En el nivel fosilífero tiene lugar la concentración de fauna por disminución de la tasa de sedimentación hacia techo (condensación sedimentaria, Gómez y Fernández-López, 1992), con ausencia casi total de sedimentación pero con preservación de los fósiles (condensación tafonómica, Gómez y Fernández-López, 1992). En dicho nivel los ammonites conservados presentan una amplia variedad de tamaños (diferentes estados ontogenéticos y posiblemente dimorfos sexuales) y una baja diversidad específica, con sólo cuatro especies conservadas. La presencia de conchas de juveniles junto a machos y hembras de todos los tamaños, indicaría que dicha asociación es autóctona pero serían fósiles reelaborados por presentar su interior relleno de una matriz diferente a la que los envuelve. La reelaboración pudo ser debida a la acción de las corrientes que desenterraron los fósiles que quedaron atrapados en las irregularidades del fondo.

En resumen, la evolución de la discontinuidad del techo de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente muestra una reducción de la tasa de sedimentación, posiblemente causada por una disminución del espacio disponible y, al mismo tiempo, un aumento de la energía del medio. Esta interpretación conduciría a pensar que nos encontramos ante el último episodio de relleno de las cuencas formadas a techo del Grupo Gavilán. La mayor parte de las fallas lítricas dejarían de funcionar, aunque algunas aún experimentarían reactivaciones. La sedimentación suavizaría el fondo con el consiguiente incremento en la actividad de las corrientes (lo que explicaría el aumento del tamaño de grano) que, a su vez, dificultaría la sedimentación (de ahí la disminución en la tasa de sedimentación). La costra fosfática representaría el periodo de mayor energía y menor tasa de sedimentación. A este evento le seguiría un cambio, posiblemente global, que coincidiría con las facies de black shales del Toarciense inferior (Jenkyns, 1988). Como resultado del estancamiento de las aguas oceánicas en todo el globo, por detención de



las corrientes oceánicas profundas, tendría lugar el depósito de materiales ricos en materia orgánica que corresponden a la Formación Margas y Calizas de Hondón de las Nieves.

#### **2.4.6 DISCONTINUIDAD ENTRE LAS FORMACIONES HONDÓN DE LAS NIEVES Y LAS CALIZAS MICRÍTICAS TABLEADAS**

En gran parte de la zona de estudio, el final del intervalo de sedimentación anóxica, que dio lugar a las Margas y Calizas de Hondón de las Nieves, queda marcado por la aparición de unos niveles muy bioturbados, de colores enrojecidos, sobre los que se disponen las calizas micríticas tableadas. Aunque este nivel no ha sido estudiado en detalle, podría indicar un comienzo de la oxigenación del medio tras el periodo de formación de black shales. Las condiciones cambiarían rápidamente ya que, desde el primer estrato de la unidad de calizas micríticas tableadas, las calizas muestran el mismo aspecto en toda la unidad.

#### **2.4.7 LAS DISCONTINUIDADES DEL TRÁNSITO LIÁSICO-DOGGER**

A techo de las calizas micríticas tableadas (Z3), aparecen niveles de calizas incipientemente nodulosas de colores rosáceos a rojos con varios niveles ferruginosos, diques neptúnicos e incluso oolitos ferruginosos. Sin embargo, en otros sectores (como al S de La Vella), la separación entre los materiales liásicos y del Dogger corresponde a un nivel ferruginoso de 2 ó 3 centímetros. Esto significa que el tránsito Liásico-Dogger está registrado de dos formas totalmente distintas.

Además de esta heterogeneidad de facies, hay que destacar que, de S a N, se observa un aumento en la potencia de este intervalo con discontinuidades. Así, por ejemplo, en el flanco S de la Sierra de Crevillente el nivel ferruginoso tiene



apenas de 2 a 3 cm.; al N de Sierra de Hondón de las Nieves, las calizas incipientemente nodulosas alcanzan de 2 a 3 m de potencia; en la cantera del Rinconet del paraje de la afta, su potencia asciende a 15 m y, en la Sierra del Rollo, llegan a 50 m.

Las facies del afloramiento del cementerio del Cantón (Rojo Alicante, costras ferruginosas negras y diques neptúnicos) se incluyen en las facies calcáreas del tránsito Liásico-Dogger, pese a que no hay dataciones ni se han establecido las relaciones espaciales con el resto de la serie.

Allí donde el intervalo de discontinuidades muestra un menor desarrollo (como ocurre al S de la Sierra de Crevillente), se manifiesta sólo como un nivel de discontinuidad, situado a techo del último estrato de las calizas micríticas tableadas (Z3), al que se le superponen calizas grumosas también tableadas pero de textura granuda por recristalización. Por el contrario, donde el intervalo de discontinuidades muestra un mayor desarrollo, aparecen múltiples niveles ferruginosos, aunque el superior es siempre el mejor marcado. Por ejemplo, al N de la Sierra de Hondón de las Nieves, sobre las calizas micríticas tableadas se sitúan calizas nodulosas con abundantes restos ferruginosos, belemnites y algunos ammonites de edad Bajociense Inferior. En otros puntos, los últimos niveles de calizas micríticas tableadas de textura mudstone aparecen slumpizados (lomas del Caminanto) o enrojecidos y pseudobrechificados. Cuando esto ocurre, se incluyen dentro del tramo con discontinuidades.

Cuando dicho tramo pasa de 10 m de espesor suele explotarse como roca ornamental (como ocurre, por ejemplo, en la cantera del Rinconet). El principal motivo de esto, es el desarrollo de facies de calizas rojas masivas con venas blancas y estilolitos. Bajo el microscopio, estas rocas pueden describirse como biomicritas, donde la matriz muestra frecuentes variaciones de tamaño, con restos de bivalvos pelágicos (filamentos), pellets, foraminíferos bentónicos núcleos de ammonites. Estas facies son explotadas con el nombre comercial de Rojo Alicante, por lo que se denominan Facies Rojo Alicante.



Con el aumento de la potencia aumenta también la complejidad de los afloramientos, aunque en todos ellos es posible observar una sucesión similar de facies:

- En la base predominan las calizas rosadas con ligeras pasadas de material ferruginoso y con un aspecto incipientemente noduloso. Se trata de facies de biomicritas con filamentos.
- Las calizas rosadas se enrojecen progresivamente y pasan a calizas rojo Alicante propiamente dichas (biomicritas rojas con filamentos, venas y estilolitos).
- Calizas rojas con estratificación cruzada de gran escala, en cuya parte más baja predominan las Facies Rojo Alicante que, lateralmente, pasan a calizas rojas laminadas con filamentos y algún oolito ferruginoso.
- En la parte más alta del cuerpo de estratificación cruzada, abundan los niveles de oolitos ferruginosos marrones englobados en una matriz micrítica rojo sangre. Estos niveles oolíticos se unen lateralmente y dan lugar al techo de la sucesión. El gran dique neptúnico de la Sierra del Rollo debió formarse durante el intervalo de estratificación cruzada con oolitos ferruginosos, ya que las facies rosadas infrayacentes tienden a ser más claras hacia el dique, mientras que las facies con estratificación cruzada se hacen más rojas hacia el dique.

El afloramiento de más espesor de calizas con discontinuidades corresponde a la Loma del cementerio del Cantón que, además, presenta excelentes condiciones de afloramientos, -debido a las explotaciones en cantera. Como ya se ha mencionado al describir dicho sector, se distinguen, de muro a techo, tres niveles:



- Calizas masivas grises con costras ferruginosas.
- Calizas nodulosas rojo sangre con venas blancas y estilolitos.
- Calizas masivas grises, rojas y amarillas con diques neptúnicos de calizas micríticas rojas.

A techo del primer y tercer nivel, se desarrollan diques neptúnicos. Los inferiores se encuentran, además, fosilizados a techo por una costra ferruginosa negra. A su vez, los diques del nivel más alto muestran al menos dos fases de relleno y, en algunos casos, las paredes se encuentran tapizadas por costras ferruginosas negras. El nivel intermedio es el que muestra facies rojo Alicante más rojas, mientras que en el superior dominan los colores amarillos y rojos. Una tentativa de correlación de estos niveles con los de la Sierra del Rollo sería:

- El nivel inferior del cementerio del Cantón correspondería a las calizas rosadas con ligeras pasadas de material ferruginoso y con un aspecto incipientemente noduloso.
- El nivel intermedio equivaldría a las facies rojo Alicante de la parte baja de la estratificación cruzada de la Sierra del Rollo.
- El nivel superior correspondería a las calizas rojas laminadas con filamentos y oolitos ferruginosos, con diques neptúnicos. El Dique del Rollo sería equivalente a estos diques.

Por último, debo añadir que las morfologías anteriormente descritas recuerdan a las observadas por García-Hernández et al. (1988c) para la Sierra de Reclot, al N de la zona de estudio. Sin embargo, para dichos autores el intervalo con estratificación cruzada se encuentra situado por encima de las discontinuidades del Liásico-Dogger y por debajo de la discontinuidad Dogger- Malm, mientras



que, en las aquí descritas aparecen en los materiales situados entre las discontinuidades Liásico-Dogger. Según Fels (1995) en la Sierra de Reclot, sobre la última costra ferruginosa, lo que aflora son materiales del Dogger y no del Malm como afirman aquellos autores por lo que dichas facies serían similares a las aquí tratadas, las discontinuidades del tránsito Liásico- Dogger.

#### **2.4.8 LAS DISCONTINUIDADES DEL DOGGER-MALM**

Al igual que ocurre con las discontinuidades es del tránsito Liásico-Dogger, el tránsito Dogger-Malm no corresponde a una única discontinuidad sino que pueden diferenciarse dos superficies. La primera, formada por una costra ferruginosa negra, corresponde a la discontinuidad intra-Bathonense que, según Mangold (1979), debió formarse en la Sierra de Crevillente entre el Bathoniense Medio y el Calloviense. Por encima, se dispone un tramo de hasta 2 m de espesor (que puede faltar) de margocalizas nodulosas rojas y blancas del Calloviense, que corresponden a un intervalo de baja tasa de sedimentación. La segunda discontinuidad, formada entre el Oxfordiense Medio y Superior, corresponde a un cambio litológico importante marcado por la aparición de margas con nódulos de calizas de color rojo vino.

Según Fels (1995), las discontinuidades del tránsito Dogger-Malm se incluyen en su episodio de condensación K3, concretamente en el intervalo Bajociense Superior-Oxfordiense inferior. Dentro de este episodio distingue, además, tres niveles: el K3a, que es una costra de goethita poco concentrada de color negro formada sobre un techo erosivo; el K3b, caracterizado por una costra de goethita, que lateralmente pasa a oncoides de goethita, y que se forma tras periodo de sedimentación de caliza roja que lo separa del anterior; el K3c, es una micrita con oncoides abundantes.

Este episodio de discontinuidades, bien marcado en amplios sectores de la Cordillera Bética con facies Ammonítico Rosso, se suele incluir en la Formación



Ammonítico Rosso Superior. Rey Arrans (1993) lo justifica afirmando que, aunque la guía estratigráfica internacional lo desaconseja, tampoco lo prohíbe. Esta misma consideración es tenida en cuenta por todos los autores que han utilizado la Formación Ammonítico Rosso Superior (Molina Cámara, 1987; Rey Arrans, 1993 y 1996a; Nieto et al., 1996a y b; y Ruiz Ortiz et al. 2001c; entre otros).

En este trabajo se dividen los materiales de la Formación Ammonítico Rosso Superior en 5 unidades litoestratigráficas:

- La unidad litológica calizas nodulosas rojas (AR0).
- El nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1).
- La unidad litológica margocalizas nodulosas rojas (AR2).
- La unidad litológica alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas (AR3).
- La unidad litológica calizas y margocalizas nodulosas (AR4).

Ninguna de estas unidades ha sido definida formalmente, ya que para ello es necesario un estudio mucho más amplio. La extensión de estas unidades no las hace cartografiables, sino que han sido agrupadas en tres conjuntos cartografiables. El primero corresponde a las calizas nodulosas rojas (AR0). El segundo incluye los materiales del Calloviense y Oxfordiense en facies ammonítico rosso margoso: nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1) y unidad litológica de margocalizas nodulosas rojas (AR2). El tercero y último agrupa los materiales del Jurásico Superior, mayoritariamente en facies ammonítico rosso carbonatado, es decir, las unidades litológicas de alternancia de calizas margosas y margocalizas nodulosas (AR3) y de calizas y margocalizas nodulosas (AR4).



## **2.4.9 EL CAMBIO DE SEDIMENTACIÓN A TECHO DEL JURÁSICO**

El cambio en la sedimentación que tiene lugar en el tránsito Jurásico-Cretácico no sólo se produce en la Cordillera Bética sino que es general en las cordilleras alpinas. En el Jurásico Superior predominan las facies de radiolaritas y Ammonítico Rosso, mientras que en el Cretácico basal dominan las calizas blancas con nannofósiles (Bernoulli y Jenkyns, 1974). Estas facies son conocidas con diferentes nombres como Maiolica, Biancone, Lattimusa, Aptychenkalk o caliza de Vigla. El motivo de este cambio litológico se relaciona con la explosión evolutiva de los coccolitofóridos (Garrison y Fischer, 1969).

En la zona de estudio no sólo tiene lugar un cambio en la sedimentación sino que también hay una importante laguna. En el paraje del Congost (sector próximo al Pico de Crevillente) el hiato asociado a la laguna comprende desde el Berriasiense basal hasta el Albiense Medio alto, lo que, según la escala de Gradstein et al. (1995), equivaldría a un intervalo sin registro de 38 millones de años. En otras zonas, esta amplitud es mucho menor ya que sobre los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, que llegan hasta la parte baja del Berriasiense, se sitúan los del Valanginiense Inferior lo que equivale a 4 millones de años de hiato. Dentro de la zona de estudio, es al N de la Sierra de Argallet donde mayor desarrollo muestran las facies del Cretácico Inferior, aunque el contacto con los materiales jurásicos está cubierto por depósitos de ladera, lo que ha impedido precisar la laguna.

Para Azéma y Sornay (1966) y Azéma (1977), al S de la Sierra de Crevillente se reconocían fenómenos de abarrancamiento, condensación y retrabajamiento entre los materiales del Titónico Inferior y el Albiense. En el Paraje del Congost (gisement II del barranco de Amorós) se reconoció sobre una serie reducida de materiales del Berriasiense, 3 niveles condensados:

- Nivel A (Azéma y Sornay, 1966) y 1 (Azéma, 1977): 40 a 60 cm. de calizas margosas amarillas, ricas en glauconia y oolitos ferruginosos que



a techo muestran una superficie endurecida. La abundante fauna reelaborada pertenece desde el Berriasiense hasta el Aptiense.

- Nivel B (Azéma y Sornay, 1966) y 2 (Azéma, 1977): 30 a 40 cm. de calizas margosas blanquecinas alteradas, con nódulos ferruginosos, que contienen calpionelas. La abundante fauna de ammonoideos reelaborados indica edades desde el Jurásico Medio hasta el Albiense, aunque abundan las formas del Aptiense (Azéma, 1977). La presencia en láminas de formas de foraminíferos planctónicos semejantes a Hedbergella les permite proponer una edad Albiense (Azéma y Sornay, 1966).
- Nivel C. (Azéma y Sornay, 1966) y 3 (Azéma, 1977): 60 a 80 cm. de margocalizas amarillo rojizas poco competentes, ricas en glauconia y elementos ferruginosos, en las que destaca la abundante fauna de equinodermos y la presencia en la matriz de abundantes Hedbergella washitaensis (sic), forma indicativa del Albiense Medio.

Azéma (1977) encuentra que, en la porción oriental de la Sierra de Crevillente (en tomo al Collado de las Ortigas), el contacto entre el Jurásico Superior y el Cretácico puede estar tectonizado, mostrar un nivel de condensación semejante al del Congost o, por último, presentar un tramo de margas amarillas y margocalizas gris amarillentas insertadas, mediante contactos mecánicos, entre los materiales del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior.

Más recientemente, Nieto Albert (1997) afirma que en la Sierra de Crevillente la laguna entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior tiene una duración variable: Titónico Superior-Albiense Superior (Biozona Ticinensis), en la parte occidental de la Sierra de Crevillente, y Berriasiense Inferior- Valanginiense Inferior, en la parte oriental de la misma sierra.



Como se ha visto en los capítulos anteriores, la Sierra de Crevillente no es un conjunto homogéneo que muestra una única sucesión estratigráfica. Como consecuencia, las interpretaciones de Azéma (1977) y Nieto Albert (1997), en el sentido de que hay un incremento de la laguna del tránsito Jurásico-Cretácico, desde las partes más orientales a las más occidentales de la sierra, son demasiado simplistas. En las áreas del Congost, Costera de Catí y Barranco de Sant Caietà, sobre los materiales del Titónico Inferior-Berriasiense basal se superponen niveles condensados, como los descritos por Azéma y Sornay (1966) y Azéma (1977), y por encima, fosilizando el importante paleorrelieve creado sobre las facies Ammonítico Rosso carbonatado, se disponen las margas y margocalizas gris amarillentas algo arenosas del Albiense. Estos afloramientos se encontrarían en la serie del Pico de Crevillente. En la parte oriental (sector de Matamoros), en la Ventana tectónica del Barranco al N de La Caixa, se observa que sobre los materiales del Jurásico Superior aparece el tramo de conglomerados de cantos en facies Ammonítico Rosso carbonatado que no ha sido datado, pero que cabe atribuir al Titónico terminal-Berriasiense basal. Encima de éste, afloran calizas margosas y margas blanco amarillentas con fósiles del Valanginiense Inferior. Estos afloramientos, que aparecen en ventana por debajo de la Zona de Escamas de La Caixa, corresponden a la serie de la Cañada Catalina (zona situada entre La Caixa y la Sierra de la Madera). La sucesión levantada, tanto por Azéma (1977) como por Nieto Albert (1997), en el Collado de las Ortigas pertenecería, por tanto, a dos unidades tectónicas diferentes: la base, constituida por las calizas jurásicas, a la Zona de Escamas de La Caixa y, la parte superior, cretácica, a la serie de la Cañada Catalina, que se encuentra situada tectónicamente por debajo. La zona de contacto en dicho sector está fuertemente triturada, como ya menciona Azéma (1977), con fracturas dispuestas subverticalmente.

Por tanto, en el Pico de Crevillente, sobre los materiales Ammonítico Rosso del tránsito Jurásico-Cretácico, se desarrollaría un paleorrelieve recubierto por materiales retrabajados, tal como mencionan Azéma y Sornay (1966) y Azéma



(1977), y por encima, fosilizando el conjunto, se dispondrían las margas y margocalizas algo arenosas del Albiense Superior. En contraste, en la serie de la Cañada Catalina, sobre las facies Ammonítico Rosso del Malm, se dispone primero un conglomerado monomictico alimentado de aquellas mismas facies (asignable aún a las calizas y margocalizas nodulosas, AR4) y, por encima y fosilizando al conjunto, unas calizas margosas y margas blanco amarillentas del Valanginiense Inferior (Mi). La Zona de Escamas de la Caixa muestra una sucesión similar a la de la Cañada Catalina.

Tanto en las cercanías del matadero de Hondón de las Nieves como en el Peñón Escarpado, sobre las facies Ammonítico Rosso del Malm se disponen calizas margosas y margas blanco amarillentas que, aunque no han sido datadas paleontológicamente, son, sin lugar a dudas, de edad pre-Albiense Medio, por encontrarse debajo de la Formación Represa cuya base proporciona dicha edad. En este sentido, en las cercanías del Pico de Crevillente se encuentran diferencias respecto al resto de los cortes.

Ya en el trabajo de Azéma y Sornay (1966), se plantea que la amplitud de la laguna asociada a los afloramientos del Congost es comparable a las descritas por Durand Delga et al. (1959) y Dürr et al. (1960-1962) en el Penibético, cerca de Antequera y Ronda respectivamente, apuntando la posible correlación. Años más tarde, Azéma (1977) menciona que los fenómenos de "condensación" en la Sierra de Crevillente podrían estar relacionados con fenómenos diapíricos, aunque no lo puede demostrar.

#### **2.4.10 DISCORDANCIA ANGULAR DE LA BASE DEL CRETÁCICO SUPERIOR**

En el paraje de Borissa se observa, al O de la carretera de Crevillente a Aspe, una discordancia a la base de los materiales del Cretácico Superior, sobre las margas gris amarillentas aboudinadas (Re) del Cretácico Inferior. Así, por



ejemplo, al O de la Torre de Borissa aparecen intercaladas las calizas blanco grisáceas (C3) entre la Formación Represa (Re) y las calizas margosas y margas blancas y rojas (C4). Sin embargo, más al E, en el cortado de la carretera de Crevillente a Aspe, las calizas margosas y margas blancas y rojas (C4) se superponen directamente sobre la Formación Represa. La existencia de dicha discordancia fue puesta de manifiesto por De Ruig (1992) y Martín-Chivelet, 1993) entre otros, para otras áreas de la Cordillera Bética oriental.

La discordancia está asociada a un periodo con diapirismo (Leclerc, 1971; De Ruig, 1992), tanto en la Cordillera Bética (Foucault, 1966; Leclerc, 1971; De Ruig, 1992) como en las zonas externas del Rif y Tell (Leikine, 1969; Wildi, 1983). En Babor (Argelia), Leikine y Magne, 1966) describieron una discordancia similar entre los materiales del Albiense Inferior margoso y los carbonatados del Cenomaniense. Posteriormente, Leikine (1969) afirmó que esta discordancia probablemente sea debida a procesos de diapirismo, ya que se encuentra asociada a fenómenos de retrabajamiento de material triásico.

Leclerc (1971) destaca que en el Palomaret (al N de Agost) existe continuidad en la sucesión Albiense-Cenomaniense Inferior, constituida por margas y margocalizas de aspecto aboudinado (gros boudins). Por encima, se dispone una barra de calizas arenosas con orbitolinas, a cuyo techo se reconoce una película de material ferruginoso sobre la que se superpone los materiales del Turoniense, aunque faltaría en parte el Cenomaniense Medio-Superior. El mismo autor encontró niveles de facies keuper retrabajados, intercalados en la serie del Albiense Superior, y niveles de olistostromas emplazados durante el Cenomaniense, apuntando un origen diapírico para estos procesos.

Hoedemaeker (1973) encontró rudistas en la base de la formación Quipar que, según él, son incompatibles con un medio de depósito de mar abierto. Por ello, propone una ligera discordancia angular como explicación. También realizó, en la parte inferior de la Sierra de la Puerta, la presencia de margas conglomeráticas (a las que, en 1969, Paquet denominó de tipo olistóstrómico),



que en la matriz contienen una asociación de foraminíferos que asignó al Turoniense Inferior. Las facies de Couches Rouges sobre impuestas son de edad Santiense.

De Ruig (1992) menciona la existencia de una importante discordancia entre los materiales del Cretácico Inferior y los del Cretácico Superior. Así, en la sección de Busot, los materiales del Coniaciense se encuentran directamente sobre los del Albiense, mientras que en la del Maigmó existe una sucesión casi continua desde el Albiense hasta el Coniaciense, en la que solo falta el Turoniense Superior. Relaciona esta importante discontinuidad con una tectónica sinsedimentaria de bloques delimitados por fallas lítricas de dimensión variable, señalando como nivel de despegue las margas del Aptiense-Albiense. Según este autor, la actividad tectónica no es producto del diapirismo, como aducen Leclerc y Azéma (1976), sino que amplios procesos, diapirismo y tectónica sinsedimentaria, son el resultado de un mismo evento tectónico, que considera de tipo extensional por la geometría lítrica de las fallas. Dicho evento podría deberse a la rotación en sentido horario de la placa Ibérica, asociada a movimientos transcurrentes en el Golfo de Vizcaya y la Cuenca Pirenaica.

Por su parte, en zonas más externas de la Cordillera Bética (en el margen de la placa Ibérica) se observa que, sobre los materiales del Albiense Superior al Cenomaniense Medio, se apoyan en paraconformidad o discordancia cartográfica, materiales cretácicos del Cenomaniense Medio alto al Maastrichtiense Superior (Martín Chivelet, 1993). Sin embargo, a techo de los materiales del Albiense (correspondientes a la Formación Arenas de Utrillas) se dispone, en continuidad estratigráfica, la Formación Margas de Chera del Cenomaniense basal. Dicho cambio en la sedimentación corresponde a una transgresión de los materiales marinos sobre los depósitos continentales. En los materiales del Cenomaniense se reconocen dos discontinuidades estratigráficas:



- Intracenomaniense Medio: es la más importante, y coincide con importantes cambios en la geometría de la cuenca. Provoca la reactivación de antiguas fallas lístricas y el desarrollo de un surco subsidente en la región del altiplano de Jumilla- Yecla.
- Cenomaniense Superior basal: sin discordancia angular y caracterizada por el desarrollo de un nivel de hard ground. Desde el Cenomaniense Superior no basal hasta el Coniaciense Inferior tiene lugar un paulatino levantamiento de toda la región del altiplano de Jumilla-Yecla, lo que conlleva la rápida emersión de las plataformas y el desarrollo de condiciones predominantemente continentales.

De lo anterior se infiere que la discordancia angular se asocia a la discontinuidad del Cenomaniense Medio.

En la zona de estudio, la desaparición de la unidad litológica de calizas blanco grisáceas (C3), por erosión previa al depósito de la unidad litológica de calizas margosas y margas blancas y rojas (C4), debe asociarse a la discontinuidad que se inicia en el Cenomaniense Medio. Al E de la Torre de Borissa la serie sería comparable con la de Busot (De Ruig, 1992), donde sobre el Albiense se disponen materiales del Coniaciense, con un conglomerado basal de cantos redondeados del Albiense Superior y Turoniense. Este nivel estaría representado en la zona de estudio sólo por un nivel discontinuo, de menos de 1 m, de margas conglomeráticas algo ferruginizadas. Al O de la Torre de Borissa, la serie correspondería a la de Jijona (De Ruig, 1992), donde un cuerpo de caliza con pithonellas y glauconia en forma de cuña y a cuyo techo se desarrolla un nivel enrojecido que es recubierto por las calizas bien estratificadas del Coniaciense.



#### **2.4.11 DISCONTINUIDAD AQUITANIENSE**

Hay evidencias de la existencia de un evento responsable de una fase de plegamiento (con desarrollo de pliegues cuasi-simétricos de dirección NO-SE, con un ligero cabeceo hacia el SE). La unidad litológica de calizas margosas y calcarenitas con estratificación cruzada (O-M) se depositaría durante este periodo. Sin embargo, la formación de los pliegues no permitiría acomodar todo el acortamiento que tenía lugar por la aproximación del micro continente AIKaPeCa. Por ello, comenzarían a activarse niveles de despegue que originarían cabalgamientos dirigidos hacia el bloque sudibérico. Como consecuencia, se produjeron levantamientos y el consiguiente desmantelamiento de la parte alta de las sucesiones. Así se generaría la discontinuidad que aparece en la base de los materiales discordantes sobre las diferentes láminas de cabalgamiento, como es el caso de la Formación Calizas algales del Congost (Co). En el ámbito de la Cordillera se correlacionaría con el paroxismo aquitaniense (Hermes, 1985). En la zona de estudio no se puede precisar su edad, ya que, habitualmente, los materiales que fosilizan dicho nivel contienen *Miogypsina* sp. que indica una edad Burdigaliense, pero la ausencia de *Miogypsinoides* sp. podría ser debida a factores ecológicos, por lo que, tal vez, la edad real puede ser algo más antigua.

#### **2.4.12 DISCONTINUIDAD BURDIGALIENSE MEDIO**

En su acercamiento al margen sudibérico, el movimiento de la microplaca de AIKaPeCa muestra una importante componente lateral (Andrieux y Mattauer, 1973). Cuando entran en contacto la Placa Ibérica y el Bloque de Alborán, la deformación se concentra a lo largo de la Falla de Crevillente. El choque del Bloque de Alborán origina una discontinuidad que se refleja en ambos bloques de la Falla de Crevillente fosilizando los cabalgamientos producidos anteriormente, ya que la deformación se concentra en la Falla de Crevillente.



Sin embargo, en la zona de estudio, justo en la zona de falla, sólo se observa la brechificación tectónica de los materiales.

En la zona de estudio, el inicio del movimiento transcurrente está marcado por la aparición de depósitos caóticos relacionados con procesos diapíricos que se disponen sobre la discontinuidad.

#### **2.4.13 DISCONTINUIDAD SERRAVALLIENSE**

Al descender la actividad de la Falla de Crevillente, se origina una nueva discontinuidad a techo de los depósitos caóticos o diapíricos, sobre la que se van instalando diferentes medios sedimentarios. Como el inicio de la sedimentación se produce antes en las zonas más alejadas de la falla que en las más próximas, la discontinuidad muestra una ligera heterocronía.

Esta discontinuidad sería equivalente a la del "Tortonense basal" de Montenat (1977).

#### **2.4.14 DISCONTINUIDAD SERRAVALLIENSE TERMINAL**

Sobre la discontinuidad anterior se depositaron sedimentos carbonatados fundamentalmente, aunque con un alto contenido en material detrítico. Por encima, aparecen bruscamente las margas blancas de facies tapo. Este súbito cambio sedimentario está ligado a una profundización generalizada en todo el área. Los datos disponibles indican que la discontinuidad de la base de las margas puede ser asignada al Serravalliense terminal.



#### **2.4.15 DISCONTINUIDAD INTRA-TORTONIENSE**

En el Tortonense inferior tiene lugar un importante evento tectónico que marca el cambio en la evolución sedimentaria. Corresponde con el inicio del movimiento de las Fallas Transversales, que segmentan la Falla de Crevillente atravesando tanto las Zonas Internas como las Zonas Externas. Este evento se refleja en el registro sedimentario por la aparición de niveles de grano grueso que, en la zona de estudio, corresponden a la Formación Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu) y a las calcarenitas de la Serratilla de Abanilla (Se). En otros puntos la discontinuidad queda marcada por un importante cambio en el medio sedimentario, como el que separa las calizas del Tabayal parte baja (Ta1) y los conglomerados del Tabayal parte alta (Ta2), o por la implantación del importante abanico deltaico correspondiente a los conglomerados, arenas y margas de La Umbría (Ub).

#### **2.4.16 DISCONTINUIDAD TORTONIENSE TERMINAL**

En la zona estudiada, tras un largo periodo de sedimentación margosa, que incluso se había mantenido tras la discontinuidad intra-tortonense, tiene lugar un cambio general hacia una sedimentación carbonatada, en las zonas distales, y diatomítica y evaporítica, en las zonas más proximales. Este cambio también se reconoce en la Cuenca de Lorca, y según Krijgsman et al. (2000), corresponde a un levantamiento generalizado de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética oriental. Tras dicho evento tiene lugar un periodo de sedimentación evaporítica en las cuencas de Fortuna y Lorca que recibe el nombre de Crisis de Salinidad Tortonense. Ello provocará la implantación de medios continentales en la casi toda la zona de estudio; tan sólo en las zonas más distales del sur del Pantano de Elche siguieron los medios marinos proximales.



#### **2.4.17 DISCONTINUIDAD FINIMESSINIENSE**

En las zonas más distales de la zona de estudio (al N de Crevillente) donde se mantiene un medio de transición marino continental durante la parte baja del Messiniense, se produce una importante discontinuidad con desarrollo de un marcado paleorrelieve (Soria et al., 2002). Esta discontinuidad es producto de una importante bajada del nivel del mar y corresponde al inicio de la Crisis de Salinidad Messiniense. Sobre dicha discontinuidad se sitúan los materiales transgresivos que marcan la reinundación del Mediterráneo tras la desecación.

#### **2.4.18 DISCONTINUIDAD PLIOCENA BASAL**

Los depósitos transgresivos que siguen a la Crisis de Salinidad Messiniense muestran a techo una importante discontinuidad debida a la reimplantación de medios continentales. La caída relativa del nivel del mar se produjo por el incremento de la velocidad del levantamiento de la lineación de Crevillente-Abanilla responsable de la geografía actual. Esta discontinuidad, junto con la intra-tortonense, es una de las mejor marcadas en toda la zona de estudio.

### **2.5 DESCRIPCIÓN TECTÓNICA ACTUAL**

La zona de estudio presenta una gran complejidad, ya que se sitúa sobre el contacto entre los dominios Subbético (Unidad Crevillente) y Prebético (Unidad Quibas). Esto condiciona las estructuras presentes en campo.

La estructura más llamativa, condicionante de la forma de la zona de estudio, es La Lineación Crevillente-Abanilla, formada por los relieves de ambas sierras, más la Sierra de la Madera y los materiales cretácico terciarios del sur de Aspe. Esta lineación muestra una dirección N065°E (medida desde Monteagudo al



Puntal de Matamoros). Se configura como un relieve antiformal que, entre Abanilla y el Pantano de Elche, delimita por el N la Depresión del Bajo Segura. La génesis de esta antiformal está ligada a la actividad de fallas sinexorales inversas a nivel del substrato. En la Sierra de Crevillente originan un mosaico de bloques rotados, mientras que en la de Abanilla dan lugar a un cabalgamiento cuya flecha se reduce hacia el NE. Al oeste de la localidad de Abanilla, la terminación brusca de la Serratilla de Abanilla vendría explicada por la presencia de la prolongación de la Falla de Alhama de Murcia que, al llegar a Abanilla, se divide en dos ramas: la primera, se dirige hacia el NE y origina la lineación de Crevillente-Abanilla; la segunda, denominada Falla del Cantón, se dirige hacia el N (curvando la Falla del Puerto de Barinas) y origina un corredor por donde discurre la Rambla de Cutillas.

Al NO de la lineación de Crevillente-Abanilla existe una zona deprimida, recubierta por suelos, que corresponde a la Depresión de los Hondones. En ella destacan; por una parte, los relieves, a modo de cerros testigo, de las sierras de los Frailes y del Cofer y el Cerro del Rebalso; y, por otra, la existencia de ventanas tectónicas. Clásicamente se ha reconocido la ventana de la Canalosa, aunque en realidad está formada por tres ventanas tectónicas; una en la localidad de la Canalosa; otra al norte de la Sierra del Cofer; y, la tercera, al NE de la pedanía de El Cantón. En este trabajo se menciona por primera vez la existencia de una ventana tectónica en la zona donde se emplaza el municipio de Hondón de las Nieves. Actualmente, la Depresión de los Hondones está atravesada por una serie de fallas transcurrentes. A la más importante de ellas, que discurre desde el SE de la Sierra del Rollo hasta Montealto, denominada Falla del Rebalso.

Al SE de la lineación de Crevillente-Abanilla existe una amplia llanura, que llega hasta los relieves metamórficos de las sierras de Callosa y Segura, que recibe el nombre de Cuenca del Bajo Segura (Alfaro García, 1995).



En la porción SO de la zona de estudio se reconocen amplios afloramientos de materiales margosos, que corresponden a la Cuenca de Fortuna (Montenat, 1977). En el borde noreste de dicha cuenca se observan potentes depósitos de conglomerados (unidad litológica de conglomerados, arenas y margas de La Umbría, Ub) que en la actualidad se encuentran afectados por la tectónica reciente como lo demuestran los cambios recientes en la red de drenaje, ligados a la reactivación de un segmento de la Falla del Puerto de Barinas, cuya traza se encuentra curvada actualmente en dirección aproximada E-O.

En parte central de la zona de estudio destaca la Sierra de Argallet (formada por el Pico de la Mina, la Sierra de la Cava y la Sierra del Rollo), de E-O, en cuya ladera norte se aprecia un contacto de cabalgamiento que superpone los materiales jurásicos de dicha sierra sobre las margas del Cretácico de la Umbría de Argallet.

Entre la Depresión de los Hondones y la Depresión de Aspe existe un marcado escalón en el paisaje que coincide con la aparición de calizas jurásicas. Azéma (1977) situó el límite del Subbético en la base de dicho escalón, denominado Frente Subbético.

### **2.5.1 LA LINEACIÓN CREVILLENTE- ABANILLA**

Es el rasgo morfológico más llamativo de la zona de estudio. Forma parte de una lineación mayor que va desde la ciudad de Alicante hasta el N de Sierra Arana (provincia de Granada). A esta estructura tan llamativa, Foucault (1974) la nombró como Accidente de Crevillente, aunque no indicó el sentido de su movimiento.

Hermes (1978a) observó que dicha lineación coincidía con una zona donde las sucesiones estratigráficas estaban fuertemente fracturadas y, además, en el extremo oriental de la Cordillera Bética, separaba las Zonas Internas de las



Zonas Externas. Consideró que se trataba de la cicatriz a favor de la cual se había emplazado el Bloque de Alborán sobre el margen sudibérico y, además, la continuó hasta Cádiz. A esta estructura tectónica mayor la denominó Falla de Crevillente a partir del término utilizado anteriormente por Foucault (1974).

Sin embargo, estudiándola a menor escala se observa que está formada por distintos segmentos con ligeras variaciones de dirección. Precisamente en la zona de estudio se localiza el segmento a partir del cual tomó su nombre. Sin embargo, no todo él es coincidente con la cicatriz resultante del emplazamiento del Bloque de Alborán. La lineación de Crevillente-Abanilla corresponde a una zona de debilidad que, bajo los esfuerzos a los que está sometida actualmente la zona, muestra un comportamiento diferente al que mostraba cuando se formó la Falla de Crevillente. Así pues, no es lo mismo la Falla de Crevillente que la lineación de Crevillente-Abanilla.

En primer lugar, la edad de su formación difiere. Así, para Hermes (1978a y 1985) y otros autores (Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Guerrero et al., 1993, entre otros) el emplazamiento de las Zonas Internas, y el funcionamiento de la Falla de Crevillente, tuvo lugar durante el Burdigaliense. Por el contrario, el levantamiento de la Sierra de Crevillente comenzó, según Alfaro García (1995), en el Tortoniense inferior. En segundo lugar, difieren en su sentido de desplazamiento, ya que el Bloque de Alborán tuvo un movimiento hacia el O, a favor de la Falla de Crevillente, por lo que el sentido de desplazamiento de esta falla transcurrente es dextroso (Hermes, 1978a y 1985; De Smet, 1984a y b). Sin embargo, la lineación - de Crevillente-Abanilla se forma actualmente gracias a un régimen transcurrente sinextroso (De Larouziere et al., 1988; Montenat et al., 1990; Silva et al., 1993, entre otros).

Esta segunda diferencia es suficiente para restringir el término de Falla de Crevillente de Hermes (1978a) exclusivamente para referirse a la falla a favor de la cuál se emplazó el Bloque de Alborán.



### 2.5.1.1 ESTRUCTURA GEOLÓGICA DE LA SIERRA DE CREVILLENTE

Existen aspectos en la estructura geológica de la Sierra de Crevillente difíciles de explicar dentro del contexto regional. El más llamativo es el Polje de la Finca de la Hoya que se forma por el empuje desde el SO de un bloque de calizas masivas blancas (G2). Dicho empuje provoca el desplazamiento del margen N hacia el NE, mientras que en el S, es el propio margen el que tiende a desplazarse hacia el SO rotando en sentido horario. Al S de la Finca de la Hoya (en la Costera de Catí) actúan fallas transcurrentes dextrosas que delimitan cuatro bloques. El movimiento a favor de dichas fallas produce la mencionada rotación y translación de los bloques en sentido de las agujas del reloj que, junto al empuje desde el SO, da lugar a que los bloques funcionen a modo de cuñas que abren las paredes del polje. Este mecanismo condiciona la forma triangular del polje.

La componente lateral dextrorsa y la rotación horaria de bloques no es una característica aislada. Pueden observarse diversas trazas de fallas, como se observa al este de Sant Caietà o entre el Congost y el Diapiro de Els Pontets, muestran forma de "Z" resultante de un régimen de esfuerzos dextrorsos. A su vez, en la parte oriental de la Sierra de Crevillente los bloques del "mosaico" muestran rotaciones horarias ligadas a esfuerzos dextrorsos. Llama la atención que la Sierra Mediana parece desplazada hacia el NE, lo que indicaría una componente sinextrosa.

Todos los autores anteriores (De Larouziere et al., 1988; Montenat et al., 1990; Silva et al., 1993; Alfaro García, 1995; Soria et al. 2001; entre otros) señalan la existencia de un contacto de falla inversa transcurrente sinextrosa al S de la Sierra de Crevillente.

En un contexto regional con un movimiento del Bloque del Bajo Segura hacia el este respecto a la lineación de Crevillente-Abanilla, como se observa por la forma de los arrastres de la Falla de los Hondones al S de Aspe (el anticlinal de



Uchell aparece rotado en sentido antihorario), no es fácil de explicar la gran cantidad de bloques con giros horarios, ni el Polje de la Finca de la Hoya.

Para resolver esta cuestión es necesario ampliar la escala. Así, el Bloque de Montealto también muestra una rotación en sentido horario; el bloque a muro de Montealto se está desplazando hacia el E, aunque los relieves calcáreos de la Sierra de Crevillente impiden que el Bloque de Montealto siga este desplazamiento. La antigua fractura de la base del bloque se reactiva como falla inversa, con movimiento del bloque de techo hacia el S-SO, contrario al del bloque de muro. El bloque inferior debe ser de material resistente (no puede estar formado por facies keuper como la Sierra de Abanilla) ya que empuja a los bloques de calizas liásicas del lado oriental de Montealto. Este indentador profundo produciría el levantamiento del flanco S de la Sierra de Crevillente, de las zonas más altas de la sierra (cuerdas de Sant Caietà-Sanyuri y de La Vella) y sería parcialmente responsable del desplazamiento hacia el NE de la Sierra de Mediana.

En el flanco N de la sierra no existe este mosaico de bloques sino que se observan dos niveles escalonados por fallas normales con bloque hundido al NO. En estos niveles las potentes calizas y dolomías del Liásico inferior están poco fracturadas por lo que funcionarían a modo de "vigas" que trasladarían la deformación sin apenas deformarse, en dirección NE, hasta la zona de La Caixa donde las fallas que separan las vigas se unen en una sola que corresponde a la Falla de los Hondones, situada al S de Aspe. A favor de dicha falla se desplazaría hacia el E el Bloque del Bajo Segura, por lo que la falla mostraría un sentido sinextroso.

Esta configuración es posible gracias a la fragmentación de las calizas del Liásico inferior en el flanco sur de la Sierra de Crevillente. El desplazamiento hacia el NE de los materiales del flanco N es mayor que en el flanco S, donde parte de la deformación se absorbe por cabalgamientos (también hacia el NE) que elevan los materiales calcáreos del Liásico creando los relieves más altos



de la sierra. Las trazas de estos cabalgamientos dan lugar a la familia de fallas N168-180°E que conectan con las fallas de la familia N060-069°E.

Como en el flanco sur parte de la deformación se traduce en un levantamiento, el desplazamiento resultante hacia el NE es menor que en el flanco N, por lo que se crea un régimen de esfuerzos local dextroso con rotaciones horarias de los bloques.

Justo a mitad de la Sierra de Crevillente existe una zona de fuerte deformación que separaría, por un lado, los bloques del "mosaico", delimitados por fallas dextrosas que los hacen rotar en el sentido de las agujas del reloj, y por el otro, los dos escalones a modo de "vigas" formados principalmente por calizas y dolomías liásicas poco deformadas. A esta zona, que coincide con el Polje de la Finca de la Hoya y con la vertiente N del Puntal de Matamoros, y que separa "el mosaico" de las "vigas", denominada zona de trituración (la "disruption zone" de la terminología inglesa de los frentes de cabalgamiento, Harris et al., 1998). En la zona de "vigas" las series jurásicas suelen disponerse subhorizontales mientras que en la zona del mosaico los materiales mesozoicos suelen mostrar fuertes buzamientos hacia el SE.

Esto es útil para considerar los factores que favorecen la mayor fracturación del flanco S y la creación del mosaico de bloques. Entre ellos, se pueden señalar tres fundamentales:

- La presencia de la antigua Falla de Crevillente que discurría al S de la sierra del mismo nombre, como así lo atestigua la presencia del Complejo del Pantano de Elche (Fa). La parte de la sierra más cercana a esta estructura, en este caso el flanco S, estaría más fracturada.
- El movimiento transpresivo sinextroso de los bloques del substrato. La Sierra de Crevillente correspondería a la zona de contacto entre el Bloque del Bajo Segura al S y el de los Hondones (Depresión de los



Hondones) al N. El empuje sinextroso en profundidad daría lugar a la creación de fallas inversas, con movimiento de bloque de techo hacia el sureste, que fracturarían el flanco S de la sierra.

- El basculamiento hacia el SO de la serie del Pico de Crevillente, lo que favorecería la redirección de los esfuerzos desde dicha dirección hacia arriba, produciendo un levantamiento y fallas inversas con movimiento del bloque de techo hacia el NE, que afectarían en mayor medida al flanco sur ya debilitado por las fallas inversas dirigidas hacia el SE.

La existencia de una zona transpresiva queda reflejada en la geometría de las fallas inversas hacia el SE. Este tipo de fallas tienden a unirse en profundidad en la zona de fractura transcurrente principal y, como su componente trasversal es más importante que la inversa, han sido llamadas como "fallas convexas hacia arriba" (convex upwards faults, Sylvester y Smith, 1976). En la Sierra de Crevillente, la larga historia de deformaciones no favorece la localización de este tipo de fallas. Así, sólo se puede observar con claridad una de estas fallas en el flanco este del Barranco de Sant Caietà, al S de la Ermita de Sant Caietà. Sin embargo, existen dos observaciones que apuntan a la presencia de otras fallas de este tipo:

- Las variaciones de buzamiento en los materiales del Mioceno Medio y Superior del flanco S.
- La existencia de fallas normales NE-SO (paralelas a la lineación) de poco salto (submétrico), con bloque hundido hacia el NO, producidas por la extensión en el bloque de techo de las fallas convexas hacia arriba.

Sylvester y Smith (1976) estudiaron, en la falla de San Andrés, diferentes tipos de transpresión controlada por la deformación del basamento. Cuando dos bloques rígidos de basamento separados por una zona menos resistente actúan en transpresión, se produce en la zona intermedia un plegamiento de



ejes subparalelos a los márgenes de los bloques, mientras que en los bordes (entre las zonas de diferente competencia) se crean las fallas convexas hacia arriba. Si el bloque central mantiene parcialmente su rigidez se desarrollarán en ambos márgenes, fallas convexas hacia arriba de sentido contrario dando lugar a una estructura en palmera (palm tree structure). Si no existe un bloque central, las fallas de vergencia opuesta coalescen en una misma falla de basamento, creándose entonces una estructura en flor (flower structure).

En la zona de estudio las fallas "convexas hacia arriba" sólo muestran vergencia hacia el SE separando dos bloques rígidos, el del Bajo Segura y el de los Hondones, por lo que parece desarrollarse una estructura en flor asimétrica con vergencia hacia el sureste. Esta estructura está formada hacia el NO por dos fallas normales escalonadas, que dividen las dos "vigas", mientras que hacia el sur aparecen múltiples fallas "convexas hacia arriba" NE-SO que se van relevando. La zona de trituración se sitúa entre la zona de "vigas" y la de "fallas convexas hacia arriba", que correspondería a la zona de mosaico.

El Bloque de los Hondones estaría formado, a su vez, al menos por tres bloques más pequeños, que, de N a S, serían: el bloque N o de Argallet, el bloque central o del Rebalso y el bloque SE o del Caminante. Finalmente, añadir que la Falla de los Hondones, situada al N de la Sierra de Crevillente, entre Montealto y La Caixa, se divide en tres trazas "principales", que dan lugar a los dos escalones que generan las dos "vigas" rígidas del flanco N. La situada más al S coincide con la zona de trituración que separa la zona de "vigas" de la zona en mosaico y que debe corresponder, en profundidad, a la situación de la estructura tectónica principal.

### 2.5.1.2 LA LINEACIÓN ABANILLA-CREVILLENTE

Es el resultado de la desviación hacia el E de la deformación producida por el movimiento del bloque oriental de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán



(N040°E, sinextrosa) hacia el NE, debido a la existencia de una zona de debilidad en el bloque substrato del Bajo Segura, formado principalmente por materiales de las Zonas Internas Béticas. Dicha zona de debilidad daría lugar en superficie a la Falla de La Umbría de Abanilla (N070°-N 080°E, sinextrosa) que, al entrar en contacto con el Bloque de los Hondones (al parecer sólo formado por materiales de las Zonas Externas Béticas) daría lugar a las fallas del Rebalso (N035°E, dextrosa) y de los Hondones (N065°E sinextrosa).

La Falla de los Hondones discurre por el flanco norte de la Sierra de Crevillente y muestra tres trazas en superficie que, en profundidad, se unen en una sola, como también lo hacen más al NE, en la Sierra de la Madera. La traza superficial meridional da lugar a una zona fuertemente fracturada, denominada zona de trituración, con una componente dextrosa, que separa la zona de "mosaico", donde predominan los bloques rotados en sentido horario por fallas con componente dextrosa, de la zona de vigas, donde afloran los materiales mesozoicos subhorizontales. La traza central separa dos "vigas", bloques alargados de materiales mesozoicos subhorizontales que transmiten el movimiento hacia el E sin apenas deformarse internamente, mientras que la traza septentrional separa los materiales de la serie del Pico de Crevillente de los que aparecen en la Ventana tectónica de Hondón de las Nieves, por lo que parece tratarse de una falla inversa con levantamiento del bloque N.

La deformación generada por la indentación del Bloque del Bajo Segura, de al menos 7 Km. en la dirección NNE, no puede ser desviada sólo por las fallas de los Hondones y del Rebalso, y tampoco parece que el Bloque de los Hondones (con sus tres subbloques; N o de Argallet; central o del Rebalso; y SE o del Caminanto) se deforme internamente como para poder absorber todo este desplazamiento.

Al contrario de lo propuesto por diferentes autores (De Larouziere et al., 1988; Montenat et al., 1990; Silva et al., 1993, Alfaro García, 1995, Alfaro et al., 2002b; entre otros) parece razonable pensar que la mayor parte del



desplazamiento que tuvo lugar a lo largo de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán fuera desviada hacia el E por una falla en la ladera S de la Sierra de Crevillente o por las fallas de La Umbría de Abanilla, los Hondones y el Rebalso. Así pues, debe existir otra zona de cizalla que correspondería a la Falla del Cantón (N170°E, sinextrosa) que limita por el O el Bloque de los Hondones.

Por tanto, la Falla del Cantón debe considerarse como la continuación hacia el N de la zona de cizalla de Trans-Alborán. Esta falla separa el Bloque de los Hondones; al E, del Bloque del Cantón, al O, probablemente formado por materiales asignables a las Zonas Externas Béticas y que abarcaría a menos las sierras del Cantón, y Quibas. El indentador profundo del Bloque del Bajo Segura empuja el Bloque de los Hondones hacia el N a lo largo de la Falla del Cantón. El salto en la horizontal a lo largo de dicha falla puede medirse por la distancia que separa el estribo oriental de la Sierra del Cantón, del estribo occidental de la Sierra de Argallet, que es de unos 4 km. Ambas sierras formaban una misma lineación montañosa tras la actuación de la Falla del Puerto de de Barinas, idea que resulta apoyada por la presencia de un sinclinal, con inmersión hacia el E, arte de ambas sierras y por la continuación de la Sierra de Quibas en la Sierra del Reclot .

Se puede inferir que aproximadamente solo un tercio del desplazamiento hacia el N del bloque oriental de la zona de cizalla de Trans-Alborán es desviada hacia el E por el borde N de la Cuenca del Bajo Segura, al contrario que lo propuesto por diferentes autores (De Larouziere et al., 1988; Montenat et al., 1990; Silva et al., 1993, Alfaro García, 1995, Alfaro et al., 2002b; entre otros) que suponen que casi todo el desplazamiento era desviado. El resto del desplazamiento se absorbe a través del movimiento hacia el N de los bloques de los Hondones y del Cantón. La diferencia de movimiento hacia el N entre estos dos últimos es 4 Km. a favor del Bloque de los Hondones.



## **2.5.2 LA DEPRESIÓN DE LOS HONDONES**

La Depresión de los Hondones es un meseta limitada al N y al S por las sierras de Argayat y de Crevillente, respectivamente; y al O por los relieves de las sierras del Cantón y Quibas. Su margen SO y este está definido por sendas rupturas de pendiente. Está constituido por el Bloque de los Hondones, formado al menos por tres subbloques; el N o de Argallet; el central o del Rebalso; y el SE o del Caminanto. En esta zona destacan los cerros testigo de las sierras de Frailes y .el Cofer y el Rebalso formados por la serie de la Sierra de Cofer y las tres ventanas tectónicas de la Canalosa y la de Hondón de las Nieves.

Su morfología de llanura, cubierta por suelos, con cerros testigos hace pensar que se trata de una zona estable comparada con las Sierras de Crevillente y Argallet. Sin embargo, en la calidad de Hondón de las Nieves existe un anticlinal formado en depósitos cuaternarios.

### **2.5.2.1 LA VENTANA TECTÓNICA DE HONDÓN DE LAS NIEVES**

La falla que limita al SE la Ventana Tectónica de Hondón de las Nieves es la rama más septentrional de la Falla de los Hondones. Dicha falla muestra un movimiento de falla inversa con levantamiento del bloque N, por lo que, al contrario de lo que cabría esperar en superficie, parece ser dextrosa, a pesar de que, al S de Aspe, la falla es sinextrosa. Para explicar esta variación local en el sentido del movimiento horizontal hay que suponer que los materiales margosos que aparecen en la ventana de Hondón de las Nieves son empujados desde el O más que aquellos que forman la "viga" N de la Sierra de Crevillente. El empuje necesario, resultado de la indentación del Bloque del Bajo Segura, sería transmitido por el subbloque del Rebalso en su movimiento hacia el NE a favor de la Falla del Rebalso.



El levantamiento de los materiales de la Ventana tectónica de Hondón de las Nieves queda evidenciado por el buzamiento centrífugo que muestra el borde N, formado por las lomas del Caminanto y la Sierra de Hondón de las Nieves. Este empuje del indentador profundo desde abajo hacia el este es el causante del "adelantamiento" del cerro de Ors respecto al Frente Subbético.

Si en la actualidad se observa el levantamiento de los materiales en la ventana y, sin embargo no existe una red de drenaje desarrollada que permita su erosión, cabe preguntarse dónde están los materiales que se situarían por encima. No existe tal red de drenaje porque ha sido destruida por el levantamiento de la Sierra de Crevillente. Pero, además, una parte de los materiales que faltan sobre la Ventana de Hondón de las Nieves y en la Depresión de los Hondones, es muy posible que formen parte de los materiales detríticos que constituyen la unidad litológica de calcarenitas, arcillas y conglomerados (Ms1), que tanto desarrollo muestra al noreste de Crevillente. La cantidad de material que existe en los dispositivos deltaicos del NE de Crevillente necesitaría más volumen que el que falta en la actualidad en la Sierra de Crevillente, ya que, además, una gran parte sería redistribuida por las corrientes marinas.

En la Ventana de Hondón de las Nieves aflora los mismos materiales que se pueden observar en el matadero de Hondón de las Nieves. Los materiales que recubrirían la ventana debían corresponder a la continuación hacia el N de los materiales del Pico de Crevillente y constituirían el enlace con los materiales de la Sierra de Ofra, localizada al N. Si sobre la Ventana de Hondón de las Nieves existía la misma potencia de materiales que la que existe en la Sierra de Ofra y en el Pico de Crevillente, su erosión habría aportado los detríticos necesarios a las calcarenitas, arcillas y conglomerados (Ms1).

En la parte oriental de la ventana, se reconocen niveles más bajos en la sucesión estratigráfica, lo que parece indicar que el empuje desde el O está levantando principalmente la porción oriental de la serie del matadero de



Hondón de las Nieves. Por otra parte, en el Cerro de Ors afloran materiales similares a los de la Sierra de Ofra, tal como puede comprobarse por la continuidad de los afloramientos hacia el N, lo que permite agruparlo con la unidad tectónica de techo.

El empuje, de abajo hacia arriba, parece debido a una rampa de cabalgamiento ciega que debe enlazar con el cabalgamiento de la ruptura de pendiente del Frente Subbético. Existen dos posibles niveles de despegue para dicho cabalgamiento: el más alto en la sucesión, correspondería a las Margas y Calizas de Hondón de las Nieves (Z2), mientras que el inferior correspondería a las facies keuper. En la ventana tectónica, las margas de la Formación Represa (Re) están muy fracturadas y por ello, se ha supuesto que en profundidad deben existir varios cabalgamientos y retrocabalgamientos responsables de dicha fracturación.

El cabalgamiento principal bajo la Ventana de Hondón de las Nieves podría tener una rama, coincidente con el anticlinal de materiales cuaternarios del Polje de Hondón de las Nieves, que funcionaría a modo de rampa lateral ya que, en superficie, dicho anticlinal coincide con una falla transcurrente sinextrosa de dirección N120°E que conecta las fallas del Rebalso y de los Hondones. Más al N, por el valle de Michevila, existe otra falla de dirección aproximada N060°E y componente dextrosa. Estas dos últimas fallas segmentan la traza del Frente Subbético.

El cabalgamiento bajo la Ventana de Hondón de las Nieves tiende a desplazarse hacia el E más rápidamente que la "viga" N de la Sierra de Crevillente, lo que se traduce en la aparición de una componente local superficial dextrosa. Sin embargo, en profundidad, el bloque de muro del cabalgamiento debe tener una tendencia hacia el E mucho menor que la "viga" N, por lo que en profundidad la componente será sinextrosa, tal como se observa más al E en superficie.



### 2.5.2.2 LAS VENTANAS TECTÓNICAS DE LA CANALOSA

Se reconocen tres ventanas tectónicas en la zona de la Canalosa; una, al N-NE de dicha pedanía; otra, al N de la Sierra de Cofer; y una tercera al NO de esta última sierra. En las tres afloran los materiales cretácico-terciarios de la serie de la Canalosa. Al igual que ocurre en la Ventana de Hondón de las Nieves, su origen parece estar más ligado a un levantamiento que a un desmantelamiento causado por la incisión de la erosión.

Al S de dicha sierra existe una falla de dirección aproximada E-O que provoca el levantamiento del bloque S (donde se localizan las ventanas). Esta falla afecta a los glaciares que descienden por la ladera sur de la Sierra de Argallet. Se trata de una falla de alto ángulo que en superficie parece corresponder a una falla normal. El levantamiento del bloque S de la Falla del S de Argallet produce la erosión de los depósitos en facies keuper y cuaternarios, lo que permite que afloren los materiales cretácicos-terciarios situados por debajo.

El bloque inferior de la ventana tectónica está compuesto por la serie de la Canalosa y por las margas blancas de la unidad litológica Tap 1 de la Canalosa (Tap1c) del Mioceno Inferior. El bloque superior está formado por facies keuper sin signos de retrabajamiento, y por tanto triásicas, que al S forman los niveles más bajos de la serie de la Sierra de Cofer, mientras que al N corresponden a los niveles de muro de la serie del Pico de la Mina. Como estas dos últimas series son tan distintas, incluso a nivel del tránsito facies keuper carbonatos del Liásico inferior (series tipo Sierra de Cofer y sur de Argallet), no puede tratarse de dos porciones de la misma unidad tectónica superpuesta a la serie de la Canalosa. Por ello, deben existir unas facies keuper ligadas a la serie del Pico de la Mina y otras a la Sierra del Cofer, aunque no se han encontrado criterios que permitan su distinción.

El único contacto tectónico susceptible de separar ambas facies triásicas es la Falla del S de Argallet, que ha debido rejugarse en diferentes momentos por lo



que la separación entre las series de techo quedaría enmascarada. En la actualidad, se observa el levantamiento de la parte N del subbloque del Rebalso respecto al subbloque de la Sierra de Argallet.

Por su parte, en el subbloque del Rebalso se distinguen bloques más pequeños: el del N, esta formado por las ventanas de la Canalosa; el intermedio, incluiría la Sierra de Cofer; el del S, incluiría los bloques de la Sierra de los Frailes y del Rebalso (reducido). Los bloques de las ventanas y de la Sierra de Cofer se levantan tanto respecto al Bloque de Argallet como a los bloques del S, siendo este levantamiento la causa del afloramiento en superficie de la unidad tectónica inferior.

### 2.5.2.3 EL ORIGEN DEL BLOQUE DEL REBALSO

Parte de los materiales que faltan en la Depresión de los Hondones se encuentran como componentes de los depósitos deltaicos de la unidad litológica de calcarenitas, arcillas y conglomerados (Ms1). Sin embargo, en el borde SO de la depresión aflora la unidad litológica de conglomerados, arenas y margas de La Umbría (Ub), cuya área fuente también parece encontrarse en dicha depresión. El gran volumen de materiales conglomeráticos de esta última indicaría la erosión de grandes masas rocosas en sus proximidades. Como los conglomerados, arenas y margas de La Umbría (Ub) se encuentran pegados a la traza de la Falla del Puerto de Barinas, en el bloque hundido (Bloque del Bajo Segura), su área fuente serían los relieves formados en el bloque levantado (Bloque de los Hondones).

Como resultado de la erosión, durante el Tortonense inferior alto al superior bajo (cuando funcionó la Falla del Puerto de Barinas), se creó una superficie erosiva que terminaría dando lugar a la Depresión de los Hondones. El desmantelamiento de los relieves permite que afloren en superficie las unidades tectónicas más bajas, quedando como cerros testigos las sierras de Cofer, de los Frailes y el Rebalso.



Las sierras de Crevillente y la de Argallet (Pico de la Mina más El Rollo) muestran similitudes su sucesiones, como es la presencia de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1). Sin embargo, no ocurre lo mismo con el Bloque del Rebalso, cuya serie de la Sierra de Cofer presenta la unidad litológica de calizas oscuras con sílex (Z0) y el tránsito keuper-carbonatos del Liásico tipo Sierra de Cofer diferente a cualquier otra sucesión aflorante en la zona de estudio. Esto hace plantear el origen del bloque del Rebalso y más concretamente el de la serie de la Sierra de Cofer. Esta cuestión no se ha resuelto; sin embargo, existen algunos datos a tener en cuenta:

- El Subbloque del Rebalso formaba parte del Bloque mayor de los Hondones, al menos desde el funcionamiento de la Falla del Puerto de Barinas, ya que se encuentra junto a los depósitos resultantes del desmantelamiento del Bloque de los Hondones.
- Entre las serie que forman la Sierra de Argallet y la serie de la Sierra del Cofer hay importantes diferencias, como son el tránsito keuper-carbonatos del Liásico, tipos S de Argallet y Sierra de Cofer respectivamente, y la presencia de la unidad litológica de calizas oscuras con sílex (Z0) en la segunda, por lo que no pueden considerarse como dos restos de la unidad tectónica superior de las ventanas de la Canalosa.
- Los materiales de la serie de la Canalosa, al S de la Sierra de Argallet, parecen tener su continuación en la Ventana de Mascisvenda (Azéma, 1977), al S de la Sierra del Cantón, aunque no existen materiales comparables a la serie de la Sierra de Cofer al S del Cantón.
- Los materiales que afloran en la serie de la Canalosa son poco característicos para poderlos comparar con las otras series aflorantes en la zona de estudio. Sin embargo, si se tratara de los mismos que



aparecen en la Ventana de Mascisvenda, se dispondría de la clave capaz de explicar esta cuestión.

### **2.5.3 LA CUENCA DEL BAJO SEGURA**

LA Cuenca del Bajo Segura es una zona muy amplia, entre las poblaciones de Murcia y Alicante. Dentro de la zona de estudio, solo resulta relevante el borde N de la cuenca, en contacto con la lineación Abanilla-Crevillente.

Al S de la Sierra de Abanilla no se observan variaciones en el ángulo de buzamiento (hacia el SE) de las capas, por lo que se ha supuesto que no existen fallas convexas hacia arriba. La componente compresiva de la transpresión se absorbería por el Cabalgamiento de Abanilla, mientras que el movimiento sinextroso lo haría por la Falla de La Umbría de Abanilla.

En la Sierra de Crevillente, al S del parque forestal de Sant Caietà (en el margen oriental del Barranco de Sant Caietà), es donde aparecen por primera vez las fallas "convexas hacia arriba", aunque donde mejor se desarrollan dichas fallas, pese a que no han sido cartografiadas en superficie, es al N de la localidad de Crevillente. El que no puedan ser reconocidas puede deberse a dos causas: primero, a su escaso salto vertical que, además, se va atenuando hacia la superficie; segundo, porque su intersección con la superficie se realiza en afloramientos margosos. Así, por ejemplo, en el intervalo margoso aflorante entre la Raya del Búho y el Frare debe emerger una falla convexa hacia arriba porque las capas están casi verticales en la primera y horizontales en el segundo. Además, conviene recordar que, en los experimentos en caja de arena de convergencias oblicuas, se observa que las charnelas de los sinclinales están ligados a fallas truncurrentes convexas hacia arriba, atenuadas antes de alcanzar la superficie (Casas et al., 1998; Martínez et al., 2002).



El mayor desarrollo de las fallas "convexas hacia arriba" al N de la localidad de Crevillente se debe a dos factores principales

- El predominio de materiales margosos que favorecen el desarrollo de estas geometrías frente a las potentes y rígidas calizas del liásico inferior, que darán lugar a bloques en lugar de generar pliegues superficiales y fallas convexas hacia arriba.
- El posible incremento hacia el NE de la componente compresiva de la transpresión, al convertirse la Falla del Vinalopó en una barrera al movimiento del Bloque del Bajo Segura en dicha dirección.

Los dos pliegues de direcciones N130°E y N110°E que se reconocen al N de Crevillente no estarían ligados a este tipo de fallas. El pliegue N130°E, más occidental, es el resultado de la acomodación de las capas, ligada al Cabalgamiento de Les Moreres, que dio lugar a los Conglomerados y Calcarenitas de la Raya del Búho (Bu) en este sector. El segundo pliegue N110°E, más oriental, estaría ligado a la acomodación de las capas por el movimiento de la Falla del Tolomó que, al ser fosilizada por los materiales de la cuesta de Castro, tendría un movimiento más tardío que el cabalgamiento de Les Moreres, fosilizado por las calizas de las Ventanas (Ve). Tanto el cabalgamiento de Les Moreres como la Falla del Tolomó son fallas de la familia de Fallas Transversales, por lo que los pliegues originariamente mostrarían una dirección subparalela a aquellas.

En todo el flanco S de la Sierra de Crevillente se observan, por debajo de las calizas de las Ventanas (Ve), pliegues subperpendiculares a la dirección de la lineación -Crevillente-Abanilla erosionados o atenuados. Estos pliegues son los responsables de las importantes variaciones de espesor que muestran las margas de la Galería de los Suizos (Su) que, aunque seguirían siendo afectadas por estos pliegues, suavizarían las irregularidades del fondo producidas por ellos mismos. Todos estos pliegues estarían ligados a las fallas de la familia Fallas Transversales, interpretándose como pliegues de



propagación de falla (Suppe y Medwedeff, 1990), con vergencia hacia el NE, al menos en el flanco S de la Sierra de Crevillente, y cuyo mejor ejemplo sería el Cabalgamiento de Les Moreres. Finalmente, hay que destacar que, entre la Falla del Puerto de Barinas y la del Tolomó (lo que corresponde a la actual Sierra de Crevillente), las Fallas Transversales subperpendiculares a la lineación Crevillente-Abanilla muestran componente inversa con movimiento de los bloques de techo hacia el NE.

Su disposición subperpendicular a la lineación Crevillente-Abanilla apoya la idea de un levantamiento de esta lineación posterior al Tortoniense superior no terminal, edad de las calizas de las Ventanas (Ve).

La mayor parte de estos pliegues están fosilizados por las calizas de las Ventanas (Ve) y sólo el pliegue más oriental, ligado a la Falla del Tolomó, fue fosilizado posteriormente (la falla es fosilizada por los materiales de la cuesta de Castro), por lo que no pueden ser responsables de las variaciones de buzamiento de los materiales pliocenos representados por las calcarenitas amarillentas (P2). Los buzamientos de estas últimas se dirigen hacia el SE, como resultado del levantamiento de la lineación Crevillente-Abanilla. La aparición de buzamientos anómalos, con otras direcciones, está relacionada con las fallas convexas hacia arriba.

#### **2.5.4 LA FALLA DEL PUERTO DE BARINAS**

La Falla del Puerto de Barinas se sigue perfectamente desde el puerto de montaña del mismo nombre (situado en la carretera que une Campules con Barinas) hacia el E, hasta el N de Montealto. A partir de este punto se propone un enlace con una de las fallas del substrato del Bloque del Bajo Segura. Desde el Puerto de Barinas hacia el oeste no es fácil seguir su traza, aunque parece ser la responsable de la ausencia de continuidad en las crestas de las sierras. En una parte de su recorrido se dispondría subparalela a la Falla de



Socovos, que discurre desde el O de la Cuenca de Fortuna, por el N de la Sierra del Molino hasta Calasparra, y luego hasta Riópar pasando por Socovos, de donde toma su nombre. Sin embargo, la Falla del Puerto de Barinas es difícil de seguir, en imagen de satélite, más al O de la Rajica de Enmedio. Ambas fallas muestran en la actualidad una traza en forma de "S" resultado de una compresión con componente sinextrosa en dirección NE-NNE.

A partir de los datos de paleomagnetismo de Dinares-Turell et al. (1999) y Playa et al. (1999) se infiere que el Bloque del Bajo Segura no ha sufrido una rotación de eje vertical apreciable desde el depósito de la formación Río Chícamo (Ch) en el Tortoniense superior terminal. Aún así, Dinares-Turell et al. (1999) mencionan la existencia de una tendencia a la dispersión de los datos en torno al NNO-SSO, lo que podría apuntar a una muy ligera rotación antihoraria. Si se considera que el Bloque del Bajo Segura no ha sufrido apenas rotación, las trazas de las fallas de la Familia de Fallas Transversales tampoco la habrían experimentado y, por tanto, la dirección que muestran en la actualidad (N135°E) correspondería a la original. Por tanto, se ha supuesto que las fallas del Puerto de Barinas y Socovos, de la familia de Fallas Transversales, mostrarían, en la zona de estudio, una traza original con dirección próxima a N135°E.

Actualmente, el tramo más septentrional de la Falla de Socovos muestra una traza de dirección N 120° E que, hacia zonas más meridionales, se desvía en sentido antihorario. A partir de lo expuesto en el párrafo anterior, se ha supuesto que incluso la zona más cercana a Riópar ha sufrido un ligero giro, por lo que la traza original estaría entre N130-140°E.

La traza de la Falla del Puerto de Barinas se dispone subparalela a la Falla de Socovos, situada a unos 13 kilómetros. Por ello se ha hecho continuar la Falla de Socovos por el substrato de la Cuenca del Bajo Segura, siguiendo una traza subparalela a la Falla del Puerto de Barinas. Se observa que esta prolongación pasa justamente entre las sierras de Callosa y Orihuela. A partir de la



cartografía y cortes geológicos de estas dos últimas sierras, en la hoja MAGNA de Orihuela (Montenat et al., 1972) se reconocen vergencias opuestas en ambas. Esta observación apoyaría la hipótesis de la prolongación de la Falla de Socovos, ya que las vergencias opuestas serían el resultado de rotaciones de bloques ligadas a dicha falla.

Se puede calcular que la curvatura actual de dicha falla, suponiendo el Puerto de Barinas como estable, es el resultado de la indentación, de unos 7 kilómetros, del Bloque del Bajo Segura según una dirección aproximadamente N 020° E. Se trataría de una estimación mínima de su acortamiento, puesto que si se mantiene la distancia entre las fallas del Puerto de Barinas y la de Socovos y una dirección original aproximada de N 135° E original, la traza de la Falla del Puerto de Barinas en el Puerto de Barinas se habría desplazado unos 34 Km. en la dirección N 025° E respecto a Riópar estable. En este caso se produciría un importante acortamiento en dirección N-S, más de 2 veces superior al desplazamiento hacia el este de la componente lateral.

La Zona de Cizalla de Trans-Alborán, que cortaría por completo al Bloque de Alborán, sería la responsable del acortamiento en sentido N-S. En la zona de estudio, la indentación del Bloque oriental de dicha zona de cizalla produciría una tectónica de escape con fallas de dirección NE, como la de los Hondones y la del Rebalso.

Los acortamientos kilométricos se absorberían en una zona intermedia, comprendida entre el Bloque de Alborán o Zonas Internas Béticas (de comportamiento relativamente homogéneo) y la parte situada al sur del Bloque Sudibérico, donde se observa el tramo rotado en sentido antihorario de la traza de la Falla de Socovos. Esto indicaría que, en esta zona, la fuerte trituración en diferentes bloques absorbería gran parte de la deformación.

Según Sanz de Galdeano (1983), el régimen de la familia de Fallas Transversales (fallas N030°O o N060°O) sería dextroso, lo que también se



observa en la zona de estudio. El substrato de la Cuenca de Fortuna, compuesto por materiales de las Zonas Internas Béticas, se traslada hacia el NO a favor de la Falla del Puerto de Barinas. Los datos que permiten apoyar esta interpretación incluyen:

La existencia de los conglomerados, arenas y margas de La Umbría (Ub), constituidos por un importante espesor de material conglomerático, ligado a la existencia de un escarpe, coincidente con la Falla del Puerto de Barinas, durante un largo intervalo de tiempo.

- El bloque levantado correspondería al Bloque de los Hondones y sería el área fuente de los conglomerados, mientras que el hundido sería el bloque donde se implantaría la cuenca de Fortuna y se depositarían aquellos conglomerados.
- En el bloque SO y desde el Puerto de Barinas se desarrollan, con una dirección (N045°E), los relieves de la Sierra del Puerto, formada por materiales miocenos, que parecen disponerse en continuidad con los materiales mesozoicos que afloran en Caprés que, a su vez, podrían tratarse de la continuación de los de la Sierra de Crevillente. Pese a que no existe una clara correlación entre las diferentes series estratigráficas que afloran en la Sierra de Crevillente y la serie de Caprés, en el Jurásico Superior sí que se observan parecidos (Dr. Caracuel, 2000). Las importantes diferencias observadas entre las series del Cretácico Inferior de la Sierra de Crevillente y Caprés podrían explicarse como un cambio lateral de facies entre la serie de la Cañada Catalina y la serie de Caprés (descrita en Company et al., 1992). Si realmente hubiese continuidad entre las Sierras de Crevillente y del Puerto-Caprés ambas estarían separadas por 17 km. La poca extensión de los afloramientos del Cretácico Inferior (en ventana tectónica en el Barranco al norte de La Caixa) impide observar si verdaderamente se trata de un cambio lateral de facies.



## 2.5.5 LA SIERRA DE ARGALLET

La Sierra de Argallet destaca por estar formada fundamentalmente por carbonatos del Liásico inferior que le proporcionan su característico aspecto de barrera infranqueable. Su monotonía litológica (prácticamente casi toda está constituida por calizas y dolomías masivas) enmascara una complicada estructura geológica.

En las cartografías MAGNA de Fortuna y Pinoso (Azéma y Montenat, 1975 y Gallego Coiduras et al., 1986) se señala la presencia de un importante contacto mecánico en el flanco N de dicha sierra, aunque no se indica su naturaleza. Las calizas masivas blancas (G2) del Pico de la Mina se superponen a las margas y margocalizas de la Formación Miravetes (Mi), en un cabalgamiento hacia el N que se observa a todo lo largo de dicho flanco. En el bloque cabalgante se desarrolla un gran pliegue recumbente, en el mismo sentido de la flecha del cabalgamiento, como puede observarse en la Ventana tectónica del Peñón Escarpado, en la porción occidental de la sierra.

Por otra parte, en la Sierra de la Cava se observa cómo las calizas masivas blancas de la cuerda de la sierra, pertenecientes a la serie del Pico de la Mina, se superponen a la serie de la Sierra del Rollo.

El Cabalgamiento de Argallet se sigue por la parte de umbría de la cresta de la sierra, desde el Collado Bartolo hasta el collado donde se divide la cuerda del Pico de la Mina en las sierras de la Cava y del Rollo. La superficie de cabalgamiento viene marcada por margas escamosas de colores blancos a gris claros, que recuerdan a las de la Formación Miravetes (Mi) y que llegan a ser cartografiables en gran parte de su traza. Respecto a las rocas de falla hay que llamar la atención de que, pese a ser fácilmente erosionables, se reconocen con claridad entre los numerosos depósitos de la ladera de umbría y que, a veces, parecen superponerse a estos depósitos. En todo el trazado del Cabalgamiento de Argallet se observan retazos de calizas masivas blancas



(G2) invertidas en la parte del bloque superior superpuesta a la superficie de cabalgamiento. A veces, a favor de las margas escamosas, se produce el deslizamiento de grandes bloques de calizas y dolomías masivas.

Al N de las sierras de la Cava y Rollo no se distingue ninguna superficie equivalente al Cabalgamiento de Argallet. Se puede observar, en el flanco N de la Sierra de Argallet (en sentido amplio), que al O del collado que divide la cuerda en las sierras de la Cava y del Rollo, el relieve es irregular, aflorando la Formación Miravetes (Mi), mientras que, al E, el relieve es suave y está recubierto por suelos. Ello permite inferir la presencia de una falla que separa ambos relieves y que se prolongaría atravesando la Sierra de Argallet por dicho collado. A favor de dicha falla, denominada Falla de la Cava, se levantaría el sector occidental del valle de la umbría de Argallet, reduciendo la formación de depósitos de ladera que, al ser erosionados durante el levantamiento, permitirían el afloramiento de los materiales margosos de la Formación Miravetes (Mi). En condiciones tectónicamente menos activas, los materiales margosos estarían recubiertos por importantes depósitos cuaternarios procedentes del desmantelamiento de las laderas de Argallet (como se observa en el flanco S). La Falla de la Cava enlazaría, ya fuera de la zona de estudio, con el Frente Subbético al E de la Sierra Pelada y el Cerro de la Cruz de La Romana.

La ladera de solana de la cuerda del Pico de la Mina está recubierta por importantes glaciares cementados que son cortados por la Falla del S de Argallet. Dicha falla de dirección N090°E, que pone en contacto el subbloque de Argallet y el subbloque de la Canalosa del Rebalso, produce un levantamiento relativo de este último, cortando los sistemas de glaciares y creando una lineación de pequeños cerros de facies keuper con un "sombbrero" de glaciares cuaternario.

Por el contrario, en la ladera de solana de la Sierra del Rollo, los glaciares cuaternarios no muestran las mismas características. No suelen estar cementados y además, se llegan a reconocer afloramientos de facies Tap



(unidad litológica Tap 1 de la Canalosa, Tap1c) y materiales Cretácicos (Formación Represa, Re, y unidades litológicas de calizas blanco grisáceas, C3 y de calizas margosas y margas blancas y rojas, C4), pero nunca de facies keuper. En el borde oriental los glacis están cementados, al igual que al S del flanco de solana de la cuerda del Pico de la Mina, con pendiente hacia el SE en una franja que mantiene su dirección N050°E hacia el Rebalso, pese a que la Sierra del Rollo gira su dirección en sentido horario. En la porción de terreno comprendida entre el glacis cementado y la Sierra del Rollo, afloran en ventana tectónica los materiales previamente comentados. Existen tres sistemas de glacis en la ladera de solana de la Sierra del Rollo:

- Sistema I. Glacis actual formado por depósitos de canchales que se desarrolla a lo largo de todo el flanco S de la sierra del Rollo hasta llegar al meridiano de la Canalosa. Al no existir canales de derrubios bien marcados se pueden considerar como depósitos de una ladera regularizada.
- Sistema II. Glacis generalmente no cementado o poco cementado que recubre los materiales cretácicos y terciarios de la Ventana tectónica de la Canalosa y que ocupa una posición intermedia en la ladera. En el extremo oriental no se desarrolla.
- Sistema III. Glacis cementado, aflorante en una banda N050°E desde el extremo oriental de la Sierra del Rollo hasta el Rebalso, que ocupa la posición topográficamente más baja en la ladera. Hacia el SE pasa a depósitos de valle de fondo plano, sin inclinación ni cementación, que recubren la traza de la Falla del Rebalso.

El Sistema de glacis II se desarrolla hacia el O a partir del punto donde la Sierra del Rollo cambia ligeramente, en sentido horario, la orientación de su cuerda. Finalmente, señalar que el Sistema de glacis III debe estar cortado por



la Falla del Rebalsa, pero no se ha puede verificar esta hipótesis por la antropización que afecta a su superficie.

En la porción oriental de la Sierra del Rollo, la estructura de la Sierra de Argallet (en sentido amplio) corresponde a un anticlinal de plano axial subvertical, del que sólo se reconoce el flanco N, ya que el S ha sido cortado por falla. Sin embargo, hacia el O, en el pozo del S de Argallet, aparece su flanco S. Se trata de un anticlinal muy abierto debido a que la consistencia de las calizas oolíticas y oncolíticas (G3) impiden su plegamiento sin rotura. Esta estructura está atravesada por fallas transversales que, en algunos casos, parecen ser reactivaciones de antiguas fallas lístricas, como es el caso de los flancos del Dique del Rollo o el Collado de los Machos (por donde atraviesa una línea de alta tensión). En otros casos aparecen puntos de debilidad, consecuencia de las variaciones de espesor de las calizas oolíticas y oncolíticas, que son aprovechados por las fallas que favorecen el giro horario hacia el N de la cuerda de la Sierra.

El anticlinal está formado por la serie de la Sierra del Rollo que, hacia el O, se sumerge por debajo de la serie del Pico de la Mina. Ambas series corresponderían a dos unidades tectónicas superpuestas cuyo apilamiento ha sido posteriormente plegado. En el barranco situado entre la Sierra del Rollo y de la Cava se observa el contacto entre dichas unidades. La superficie de cabalgamiento corta, hacia el O, términos estratigráficos más bajos, tanto en el bloque de muro (serie de la Sierra del Rollo) como en el de techo (serie del Pico de la Mina). Dicha observación, teniendo en cuenta que está condicionada por la dirección del barranco, parece indicar que la superposición de la unidad tectónica superior se realizó desde el O hacia el E.

Desde la Falla de la Cava hacia el O, la estructura muestra una importante vergencia hacia el N, superponiéndose la unidad tectónica formada por la serie del Pico de la Mina sobre otra unidad formada por la serie del Peñón Escarpado. En el bloque superior se desarrolla un importante pliegue tumbado



a recumbente que indica una superposición del cabalgamiento de orden kilométrico. Sin embargo, en el bloque inferior las capas se disponen siempre buzando hacia el norte. En la Ventana del Peñón Escarpado se reconocen, entre las dos láminas principales del cabalgamiento, tres escamas en una secuencia tipo piggy back. La escama inferior ha cabalgado más hacia el N en relación con la lámina principal inferior que la intermedia sobre ella. Así se pone de manifiesto por la presencia en la cartografía de "óvalos" de Ammonítico Rosso, alineados y rodeados por la Formación Miravetes (Mi). El borde N de dichos "óvalos" (formados por la erosión del pliegue anticlinal de arrastre del bloque superior) correspondería a la superficie de cabalgamiento entre la escama inferior y la lámina inferior.

A partir de la cartografía de la Ventana del Peñón Escarpado y del corte subparalelo a la cuerda del Pico de la Mina, se adivina que la superficie de cabalgamiento parece cortar, hacia el SE, términos más bajos de las escamas y de las unidades superior e inferior. Esto no concuerda, a primera vista, con el sentido de superposición aparente, deducido en el barranco entre las sierras del Rollo y la Cava.

Además, al O del Pico de la Mina, existen dos fallas de dirección aproximada N110°E que chocan con la Falla de la Cava y que bajan el bloque central situado entre ellas. Por los arrastres que se observan en la falla más septentrional, parece que dicho bloque se ha hundido al mismo tiempo que se ha trasladado hacia el ONO. El descenso relativo de este bloque, respecto al resto de la unidad tectónica superior, ha permitido que no se erosionen los términos más altos de la serie del Pico de la Mina (Formación Calizas glauconíticas de Crevillente, Z1 y unidades litológicas de calizas micríticas tableadas, Z2 y de calizas tableadas con sílex, DG1). Las superficies de ambas fallas son subverticales, excepto en la parte situada cerca de la Falla de la Cava de la más septentrional, donde el buzamiento es de 65 a 70° hacia el sur. En la cartografía se observa que producen la segmentación del frente de cabalgamiento en dos escalones de desplazamiento sinextroso.



Estas dos fallas pueden interpretarse en el contexto de giro horario de la Sierra de Argayat. La Falla de la Cava acomodaría una buena parte del movimiento hacia el norte de la porción occidental de la Sierra de Argayat, por lo que su movimiento sería dextroso. Las dos fallas mencionadas muestran una orientación de unos 70° respecto a la anterior, por lo que entraría en el dominio de las fallas Riedel conjugadas (R'), lo que indicaría una componente lateral sinextrosa. Estas fallas podrían haber sido generadas como consecuencia de ajustes en la horizontal del bloque superior del Cabalgamiento de Argayat, resultado de las irregularidades de la superficie de cabalgamiento, que se reactivaría durante la rotación horaria de la sierra. Originalmente, ambas serían subverticales, debiéndose formar en los primeros momentos de la activación de la Falla de la Cava, ya que en la actualidad la superficie de la falla septentrional parece estar basculada hacia el norte como resultado del movimiento en la misma dirección del bloque superior.

El sentido de la flecha del cabalgamiento del bloque superior (serie del Pico de la Mina) cambia a ambos lados de la Falla de la Cava. El sentido hacia el ENE, observado en el barranco situado entre las sierras de la Cava y el Rollo, debe corresponder a la flecha original del cabalgamiento que superpuso la serie del Pico de la Mina a la Sierra del Rollo. La flecha hacia el ONO, observada en el Barranco del Peñón Escarpado, es la dirección esperable tras la rotación horaria de la unidad tectónica superior, formada por la serie del Pico de la Mina, a favor de la reactivación del antiguo contacto de cabalgamiento. Las escamas entre ambas unidades tectónicas se formarían durante el giro, ya que muestran entre ellas sentidos de cabalgamiento hacia el NNO. La creación de la secuencia piggy back de escamas en el bloque inferior, cabalgadas posteriormente por el bloque superior, contribuirían a levantar la cuerda del Pico de la Mina. Las superficies de cabalgamiento del bloque de muro se plegarían como consecuencia del empuje hacia el N y hacia arriba (al superponerse a la secuencia piggy back de escamas). Se desarrollaría un sinclinal de arrastre, cuyo flanco en la Ventana del Peñón Escarpado se



dispone casi verticalmente. Las superficies de cabalgamiento entre las escamas también aparecen arrastradas, verticalizadas en las inferiores y subhorizontales en la superior, tal como se observa en la Ventana del Peñón Escarpado.

El origen de la Ventana del Peñón Escarpado se debe a la conjunción de dos factores: por una parte, el espesor de la unidad cabalgante en ese meridiano es menor; y por otra parte, el menor avance del frente de cabalgamiento hacia el N en ese sector parece debido a que las irregularidades del techo de la unidad cabalgada dificultan la superposición. Esta dificultad se manifiesta en la aparición de una falla transversal al frente de cabalgamiento que limita la ventana por el E.

Finalmente, los criterios estructurales apuntan a la existencia de una única unidad tectónica de muro, que estaría constituida por la serie del Rollo al este y por la serie del Peñón Escarpado al O. Sin embargo, conviene tener en cuenta diferencias que muestra entre ambas series la unidad litológica de calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D), lo que genera cierta incertidumbre respecto a lo afirmado anteriormente.

## **2.5.6 EL FRENTE SUBBÉTICO**

### **2.5.6.1 ESTRUCTURA DEL FRENTE SUBBÉTICO**

El término Frente Subbético se utiliza para designar la base del escalón geomorfológico donde Azéma (1977), situó el límite del Subbético, tanto en la zona de estudio como en zonas adyacentes. Esta postura se ha mantenido hasta la actualidad.

El Frente Subbético ha rejugado recientemente, tal como se observa por el avance del Monte de Ors respecto a aquél. Esto lleva a considerar, qué parte de la deformación es el resultado de su activación posterior, cuál era su



disposición original y si verdaderamente se formó durante el periodo de máxima deformación, durante lo que se conoce como Paroxismo Burdigaliense de la Cordillera Bética (Hermes, 1985).

No se ha tratado la posible conexión entre las ventanas de la Canalosa y Hondón de las Nieves y el cabalgamiento del Frente Subbético. Se ha interpretado que la rampa de cabalgamiento, situada por debajo de la ventana, enlaza con la superficie del Frente Subbético, lo que implica que los materiales de la ventana pertenecerían al Bloque de los Hondones. Esta suposición se ve apoyada por el movimiento dextroso en la rama N de la Falla de los Hondones, entre la ventana y la Sierra de Crevillente. Por su parte, la Ventana de la Canalosa también parece mostrar un movimiento ligado al Bloque de los Hondones, no hacia el E, que indicaría su pertenencia al Bloque de Aspe. Además, el empuje hacia el N del Bloque de Reclot necesita de una amplia zona de contacto con el Bloque de los Hondones, ya que si no fuera así se desarrollaría un retrocabalgamiento hacia el S, en la ladera de solana de la Sierra de Argallet, y otro hacia el N de la Sierra de Cofer.

En la zona de la Sierra de la Madera, el Frente Subbético de Azéma (1977) corresponde a la superficie que separa la serie de la Cañada Catalina y la Zona de Escamas de La Caixa. Aunque dicha superficie está rejugando en la actualidad, no parece corresponder al límite actual del Bloque de los Hondones sino que éste es la Falla del Tolomó.

Se deduce, por tanto, que todas las series que aparecen en ventanas en el Bloque de los Hondones (Canalosa, Hondón de las Nieves y Cañada Catalina) pertenecen a él. Sin embargo, los materiales de la Ventana del Peñón Escarpado pertenecerían al Bloque del Reclot.

En la actualidad el Frente Subbético puede considerarse como es contacto correspondiente al cabalgamiento de los bloques de los Hondones y Reclot sobre el Bloque de Aspe.



## 2.5.6.2 GÉNESIS DEL FRENTE SUBBÉTICO

La aparente coincidencia con la Falla del Tolomó, o la fuerte fracturación en la Zona de Escamas de La Caixa, que no puede ser justificada exclusivamente por la tectónica de bloques en la zona de Mosaico, son indicios que apuntan a un origen previo del cabalgamiento del Frente Subbético. La justificación de que dicho contacto coincide con la separación actual entre el Prebético y el Subbético, tal como se establece en los trabajos regionales de Azéma et al., (1979) y/o García-Hernández et al., (1980), es difícil de establecer ya que no separa dos sucesiones estratigráficas distintas sino que separa conjuntos de series muy heterogéneas.

La Falla del Tolomó, falla transversal ligada al evento intra-Tortonense, se encuentra cortada por la Falla de los Hondones, que discurre al N de la serie de Borissa, y ligada al bloque S de esta última falla (Bloque del Bajo Segura). Dicho bloque se trasladaría hacia el este respecto al bloque N (Hondones más Aspe). A partir de esta última observación la traza de la Falla del Tolomó debería encontrarse desplazada hacia el O al N de la Falla de los Hondones. Para explicar la ausencia en superficie de dicha traza, se plantean dos hipótesis:

- Que se encuentre tapada por el cabalgamiento del Frente Subbético.
- Que corresponda al Frente Subbético, reactivado bajo el sistema local de esfuerzos recientes.

La segunda opción explicaría mejor el contacto del Frente Subbético como la reactivación de la antigua Falla del Tolomó en dicho cabalgamiento y que supondría el actual límite entre los bloques de Aspe y de los Hondones. La primera opción implicaría la existencia de una franja de importante deformación transversal, interna al Bloque de los Hondones que no se observa en la estructura de dicho bloque.



La parte del Frente Subbético que separa los bloques del Reclot y de Aspe en superficie parece corresponder a una falla transcurrente dextrorsa con hundimiento del bloque oriental y de dirección aproximada N-S.

Es posible reconstruir la traza de la Falla del Tolomó previa al desplazamiento hacia el N de los bloques de los Hondones y del Reclot. La reconstrucción se fundamenta en la reconstrucción cartográfica del bloque de los Hondones tras el fin del funcionamiento de las fallas transversales donde se ha colocado el Frente Subbético, al E del Bloque del Reclot, como la continuación de la Falla del Tolomó. El ajuste de este modelo permitiría explicar la continuación de la Falla del Tolomó en el Frente Subbético. La porción de este último en el segmento, que separa los bloques de los Hondones y Aspe ha rejugado como un cabalgamiento cuya superficie aumenta su ángulo hacia el O.

La historia del Frente Subbético no se inicia en la Falla del Tolomó sino que ésta parece sobre imponerse a otra estructura previa. El Bloque de los Hondones en su parte sudoriental está formado por tres grandes unidades tectónicas superpuestas que corresponderían:

- La inferior, a las sucesiones de Cañada Catalina y matadero de Hondón de las Nieves.
- La media, al Pico de Crevillente y Ofra.
- La superior, a la de Sant Caietà-Sanyuri.

Mientras, en el Bloque de Aspe sólo se reconoce una unidad tectónica formada por la series de Borissa, Uchell y Horna. Por tanto, la Falla del Tolomó separa bloques con distinto apilamiento de unidades tectónicas.



La semejanza de la unidad inferior del Bloque de los Hondones con las series del Bloque de Aspe sobre todo, por la existencia de las mismas facies de Calizas algales del Congost (Co) sobre las sucesiones plegadas e implicadas en los cabalgamientos, apuntaría a la proximidad entre ambos conjuntos de materiales. En el Bloque de los Hondones se apilarían láminas cabalgantes, mientras que en el Bloque de Aspe predominaría la sedimentación en facies Tap (unidad litológica Tap 1 de Horna, Tap1h) de la cuenca de antepaís de dichos cabalgamientos.

A partir de esta última consideración, no se puede descartar que verdaderamente el cabalgamiento del Frente Subbético separe el Subbético alóctono del Prebético autóctono (términos como fueron propuestos por Fallot, 1948). Sin embargo, hay que tener en cuenta la compleja evolución de dicho contacto y no sólo la idea simplificada de que actualmente gran parte coincide con el posible límite entre Subbético y Prebético, considerando como subbético las láminas cabalgantes media y superior del Bloque de los Hondones. El Bloque de Aspe es un autóctono relativo pero a falta de estudios detallados al norte de la zona de estudio, no se puede afirmar que pueda tratarse del Prebético (sensu Fallot, 1948).

El contacto actual del Frente Subbético corta la superposición de unidades cabalgantes del Bloque de los Hondones, y por tanto, la posible superficie de separación de Prebético y Subbético resultante del paroxismo Burdigaliense (Hermes, 1984).

## 2.6 TECTÓNICA EXTENSIVA MESOZOICA

En la zona de estudio, el periodo de tectónica extensiva abarca desde el Triásico hasta el Paleoceno medio, cuando tienen lugar las primeras manifestaciones del inicio de la compresión entre el margen sudibérico,



AlKaPeCa y África, lo que corresponde a un intervalo de unos 130 millones de años.

El registro sedimentario durante este amplio periodo indica una tendencia general al aumento de la profundidad hasta el Maastrichtiense Superior, donde se produce un incremento en la velocidad de sedimentación que se ve reflejado en los 150 m de espesor de la unidad litológica margas con olistostromas (C5) que corresponde mayoritariamente a la sedimentación durante la Biozona A. mayaroensis, lo que equivaldría a unos 5 millones de años. Entre el Maastrichtiense Superior y el Paleoceno Superior tiene lugar el cambio hacia una tectónica compresiva. Conviene destacar que, en la porción estudiada del margen sudibérico, la mayor tasa de sedimentación se produce durante el Albiense Medio-Superior.

Básicamente, en la zona de estudio, los periodos con altas tasas de sedimentación estarán ligados a una calma en la tectónica extensiva y los de bajas tasas a un aumento de dicha tectónica. El reducido espesor de sedimento acumulado durante los periodos tectónicos se convierte en un obstáculo para su adecuada caracterización, lo que haría necesario abarcar áreas mucho mayores que la estudiada en este trabajo. Teniendo en cuenta esta importante limitación en la escala, se describen a continuación los principales hitos en la evolución de esta porción del margen y su relación con el contexto de tectónica extensiva dominante.

## **2.6.1 PRINCIPALES PERIODOS DE FRACTURACIÓN**

### **2.6.1.1 RUPTURA DE LA PLATAFORMA LIÁSICA**

El primer evento claro de fracturación es el que se conoce como ruptura de la plataforma liásica, que clásicamente ha sido relacionado con el inicio de la diferente evolución de los distintos subdominios del margen sudibérico (Azéma et al., 1979). Es el evento de fracturación más evidente ya que está asociado a



un importante cambio litológico, relacionado con cambios en los medios sedimentarios, que se traduce en un contrastado cambio en la competencia de los materiales.

Con datos obtenidos en campo dentro de la zona de estudio, se infiere una duración que va desde el Sinemuriense Superior al Domeriense bajo. En este intervalo se produjo la sedimentación de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1) y la unidad litológica de calizas oscuras con sílex (Z0). Ambas se diferencian tanto en los tipos de cuencas en que se depositaron, como en el medio sedimentario, aparentemente más distal en el caso de la segunda. Como se ha mencionado en el apartado anterior, la forma de dichas cuencas depende de la geometría del plano de falla lístrica, del porcentaje de extensión, de la profundidad del nivel de despegue y del ángulo de cizalla, por lo que todo parece indicar que corresponden a estilos tectónicos diferentes desarrollados en dos áreas alejadas entre sí.

Las cuencas en las que se depositó la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1) son pequeñas, estrechas y profundas, de amplitud hectométrica y de varias decenas de metros de profundidad, como se desprende del estratotipo en el Pas del Soldat. Por el contrario, las calizas oscuras con sílex se depositaron en cuencas más anchas, con amplitudes también hectométricas y relativamente poco profundas. A partir de dichas observaciones se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Su tamaño hectométrico, más o menos homogéneo, indicaría la existencia de un nivel de despegue poco profundo.
- Si se sitúa dicho nivel de despegue en la base del Grupo Gavilán, en su contacto con las facies keuper, la potencia de aquél sería una buena estimación de su profundidad. En la zona de estudio dicha potencia estaría comprendida entre 400 y 700 m, lo que correspondería a un nivel poco profundo.



- La amplitud de la cuenca está muy controlada por la profundidad del nivel de despegue (Darros de Matos, 1993), por lo que, con profundidades de despegue similares, cabe esperar que se desarrollen cuencas de tamaños parecidos.
- A partir de la forma de las cuencas en las que se depositaron dichas unidades litológicas es posible inferir que ambas son el resultado de la actividad de fallas lístricas de alto ángulo.
- Las fallas lístricas de alto ángulo son compatibles con cizallas antitéticas (Darros de Matos, 1993), con ángulos de cizalla positivos ( $\alpha > 0$ ), por lo que la deformación en el bloque de techo de dichas fallas lístricas estaría dominada por los esfuerzos antitéticos.
- En fallas lístricas de alto ángulo la profundidad de la cuenca es muy dependiente del ángulo de cizalla  $\alpha$  (Darros de Matos, 1993), por lo que la principal diferencia entre las cuencas de la Formación Calizas glauconíticas de Crevillente (Z1) y la unidad litológica de calizas oscuras con sílex (Z0), que es su profundidad, puede explicarse por un menor ángulo de cizalla en la primera respecto a la segunda.

En resumen, la ruptura de la plataforma liásica en la zona de estudio estuvo caracterizada por el desarrollo de fallas lístricas de alto ángulo, con dominio de las cizallas antitéticas en el bloque muro. La separación entre las fallas lístricas, condicionada por la existencia de un nivel de despegue poco profundo (400 a 700 m) correspondiente al límite facies keuper-Grupo Gavilán, debería ser hectométrica.



## 2.6.1.2 LAS FALLAS LÍSTRICAS DEL TRÁNSITO LIÁSICO-DOGGER

El segundo periodo de fracturación corresponde al tránsito Liásico-Dogger (Toarciense Medio-Superior al Bajociense Inferior), intervalo en el que tuvo lugar la sedimentación en la zona de estudio de la unidad litológica de calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D). Este intervalo se caracteriza por una baja tasa de sedimentación en medios marinos, con desarrollo de procesos de encostramiento, nodulización, reelaboración y formación de diques neptúnicos.

El mejor ejemplo de falla lístrica del tránsito Liásico-Dogger corresponde al Dique del Rollo y, en menor medida, a las fracturas del paraje de la Ofra, que muestran reactivación de fallas lístricas ya activas durante el periodo anterior. Las fallas lístricas de este intervalo se caracterizan por su mayor espaciado (hectométrico, aunque sin alcanzar al kilómetro) y su geometría de fallas de alto ángulo con formación de cuencas amplias y poco profundas. La fracturación en el bloque de techo es la responsable de la formación de diques neptúnicos, estilolitos y venas de calcita característicos de las facies rojo Alicante de las calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D).

La ausencia de afloramientos adecuados impide el estudio de las orientaciones de las fracturas en el bloque de techo respecto al plano de falla, lo que permitiría estimar el valor del ángulo de cizalla ( $\alpha$ ). Sin embargo, a partir de las observaciones de campo, sobre todo del Dique del Rollo, es fácil suponer un ángulo positivo (cizalla antitética) en consonancia con planos de falla de alto ángulo. Se ha realizado una estimación para  $\alpha$  de  $49^\circ$  a partir de las fallas antitéticas del Rollo. Dula (1991) señala que suponer la existencia de un ángulo de cizalla constante para toda la deformación del bloque de techo no deja de ser una simplificación, ya que la deformación es continua y se producen rotaciones, por lo que se debe asignar un intervalo de confianza. A partir de los datos de Darros de Matos (1993) parece que las mejores estimaciones se obtienen al modelizar matemáticamente la forma que mejor reproduce la falla,



minimizando los errores producto de que la deformación no sea instantánea. Debe considerarse la estimación de  $\alpha$  de unos  $45^\circ$  en un intervalo de confianza de más menos  $10^\circ$  como mínimo.

Las cuencas en las que se formó la unidad litológica de calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D) tienen una amplitud de varios centenares de metros y varias decenas de metros de profundidad (30 a 60 m). Estas dimensiones corresponden a las que cabría esperar de la aplicación de una deformación de cizalla simple, con un ángulo de  $45^\circ$ , al bloque de techo del Dique del Rollo compensando el hueco del relleno del dique.

En consecuencia, es posible afirmar que:

- Se observa un aumento de la amplitud de las cuencas, respecto a la ruptura de la plataforma liásica inferior, relacionado con el mayor espaciado existente entre las fallas lítricas.
- La observación anterior apuntaría hacia un mismo nivel de despegue, por lo que el mayor espesor de la sucesión estratigráfica (entre 100 Y 200 m más que el de la anterior fracturación) condicionaría el mayor espaciado.
- El nivel de despegue (el contacto entre las facies keuper y el Grupo Gavilán) se encontraría entre 600 y 800 m de profundidad, lo que seguiría correspondiendo a un nivel poco profundo.
- La forma de las cuencas apuntaría a planos de falla de alto ángulo, tal como, además, se observa en el Dique del Rollo.



- Los ángulos de cizalla que afectarían al bloque de techo serían positivos, cizallas antitéticas, ya que estos son compatibles con las fallas lístricas de alto ángulo (Darros de Matos, 1993).
- La inferencia de un ángulo de cizalla de unos  $45^\circ$ , realizada a partir del Dique del Rollo, proporciona una primera estimación de este parámetro al que habría que añadir un intervalo de confianza por lo que el posible ángulo de cizalla que permitiría reproducir la forma de las cuencas debería estar comprendido entre  $30$  y  $50^\circ$ , siempre positivo.
- La competencia de los materiales del substrato pre-cinemático y del relleno de las cuencas de semigraben no favorece el ajuste de la deformación interna del bloque de techo, por lo que se producirían huecos que serían rellenados, con posterioridad, por sedimentos posteriores dando lugar a los diques neptúnicos o manifestándose como venas calcíticas.

En resumen, el intervalo de fracturación del tránsito Liásico-Dogger estuvo caracterizado por el desarrollo de fallas lístricas de alto ángulo, con dominio de las cizallas antitéticas en la deformación del bloque de muro, separadas por centenares de metros pero sin alcanzar el kilómetro. Respecto al episodio anterior se observa un aumento del espaciado entre fallas y un aumento de la amplitud de las cuencas respecto a su profundidad, justificable por un incremento en la profundidad del nivel de despegue, que correspondería también al límite facies keuper-Grupo Gavilán. La baja tasa de sedimentación durante este intervalo estaría ligada a la profundización de la cuenca debido a la subsidencia tectónica resultado de la actuación de las fallas lístricas.

### 2.6.1.3 LAS FALLAS LÍSTRICAS DEL TITÓNICO-BERRIASIENSE

Tras un largo periodo de calma tectónica, que corresponde a la parte alta del Dogger y casi todo el Malm, se produce el tercer episodio de fracturación que



se inicia en la parte media del Titónico Inferior, en la Biozona Verruciferum, (Caracuel et al., 2001) y que al parecer continuó hasta el Berriasiense Inferior, lo que equivale a un intervalo de unos 5 millones de años. En la zona del Congost, donde estas fallas no son fosilizadas hasta el Albiense Medio alto, se produce su reactivación durante el Cretácico Inferior, aunque parece que la mayor parte de la deformación se produce durante el Jurásico (Caracuel et al., 2001), y más concretamente en el Titónico Inferior, como se desprende del espesor de los materiales de esta edad situados por encima del nivel de slump del Congost y del reducido espesor del Titónico Superior.

Al contrario de lo que ocurre en el episodio anterior, en éste se produce un incremento de la tasa de sedimentación durante el funcionamiento de las fallas lítricas, lo que apuntaría a una menor profundidad de la cuenca en este intervalo. Efectivamente, los ammonites presentes en los materiales que fosilizan las calizas con discontinuidades del tránsito Liásico-Dogger (L-D), no conservan los tabiques mientras que en las facies ammonítico rosso del Malm y en las de este intervalo sí que los conservan.

La falla lítrica de la Costera de Catí y su continuación en el Congost sería un buen ejemplo de fallas lítricas del Titónico-Berriasiense. Las fallas de este intervalo están condicionadas por un nivel de despegue superior, situado a la altura del contacto entre el nivel de margocalizas rojas y blancas (AR1) y el de margocalizas nodulosas rojas (AR2), por lo que la geometría del plano de falla es de dos rampas lítricas y un rellano en el nivel del despegue superior, siendo éste el rasgo principal en el periodo de fracturación Titónico-Berriasiense.

Cuando se inició la fracturación, la profundidad del nivel de despegue superior se encontraría entre 30 y 40 m de profundidad, mientras que el inferior, que seguiría correspondiendo al límite entre las facies keuper y el Grupo Gavilán, se encontraría entre 750 y 900 m. No parece que, en esta zona, la serie post Triásica previa al Titónico Inferior alcance los 1000 m de potencia.



En el caso de las fallas del Titónico-Berriasiense, la profundidad del despegue de la rampa inferior es unas 20 veces mayor que la profundidad entre la superficie y el despegue superior. Esto implica que una extensión, que en la rampa inferior produce poca deformación, en la porción del bloque de techo, sobre la rampa superior, produce una fuerte deformación de cizalla que debe ajustarse por fracturación antitética y sus conjugadas sintéticas, pliegues de roll-over, fracturas abiertas y rellenas (diques neptúnicos), estilolitos y venas de calcita.

Si el producto del valor de la extensión por el coseno del ángulo de cizalla es mayor que la profundidad del nivel de despegue superior, el nivel de despegue superior quedará exhumado en superficie o en contacto con los sedimentos sincinemáticos. Sin embargo, para que esto ocurra, la cohesión del material en el bloque de techo debe impedir que otras fallas sintéticas o antitéticas alcancen el nivel de despegue y ofrezcan menor resistencia a la progresión de la fracturación que la traza original. Es más sencillo ajustar la deformación por una familia de fallas lítricas paralelas enraizadas en el despegue superior que mantener la cohesión de los materiales para compensar toda la extensión en un único plano de falla.

La observación de los afloramientos apunta a la existencia de una familia de fallas lítricas paralelas enraizadas en el nivel de despegue superior, a modo de cola de caballo. La poca extensión de los afloramientos no permite obtener una estimación del espaciado de éstas. La fuerte fracturación que se observa en algunas zonas parece de orden métrico pero no siempre se observan esas densidades. En la ladera N del Congost se aprecian dos fallas principales separadas unos 20 m, aunque dicho espaciado es resultado de su reactivación posterior porque cortan las costras de materiales retrabajados con faunas del Berriasiense al Albiense. Sin embargo, hay indicios que apuntan a que la situada más al E es la falla principal original, entendiendo como talla primera traza de falla del sistema con dos despegues. Entre ellos cabe destacar la poca



deformación en el bloque de muro, el desarrollo de facies de alternancia de margas y calizas en el bloque de techo y el importante desarrollo del pliegue de roll-over.

En la Costera de Catí se observa la traza de la falla en la rampa inferior y cómo se dispone paralelamente a la estratificación al llegar al nivel de despegue superior. El salto aparente en el plano de dicha falla lítrica, inferido a partir de la cartografía de la discontinuidad situado entre el Ammonítico Rosso carbonatado (calizas nodulosas rojas, AR0) y el margoso (nivel de margocalizas rojas y blancas, AR1 y margocalizas nodulosas rojas, AR2), es del orden de 500 m (salto que suma, al menos, los desplazamientos de los periodos de fracturación del Titónico-Berriasiense y Cretácico Inferior). Llama la atención la importante área superficial de la cuenca del Berriasiense basal afectada por la deformación del bloque superior de dicho sistema lítrico. Lamentablemente, no se puede valorar el aspecto de las cuencas limitadas por estas fallas de doble despegue, si no se dispone de mejores exposiciones en las que pueda observarse el espaciado de las rampas inferiores y sus áreas de influencia en la superficie Berriasiense.

En resumen, la falla lítrica de la Costera de Catí sería un ejemplo del tipo de falla que actuó durante este intervalo de fracturación, caracterizado en la zona de estudio por dos sistemas de fallas con dos despegues; el inferior, situado a techo de las facies keuper, y el superior, que se desarrollo en las facies Ammonítico Rosso margosas. Debido al aumento en la profundidad del nivel de despegue inferior, el espaciado de los planos de las rampas inferiores debería ser mayor (próximo al kilómetro) que en el episodio anterior. La superficie del fondo de la cuenca durante este intervalo tendría zonas muy irregulares, resultado de la importante fracturación ligada a la familia de fallas desarrolladas sobre el despegue superior, separadas por zonas homogéneas no afectadas por la fracturación, correspondientes a la parte del bloque de techo superpuesta a la rampa inferior.



#### 2.6.1.4 LAS FALLAS LÍSTRICAS DURANTE EL CRETÁCICO

El Cretácico inferior se reconoce un episodio de fracturación que reactiva algunas fallas del Congost. Debido a la restricción areal de los afloramientos del Cretácico inferior de la zona de estudio, las características de este intervalo de fracturación son muy difíciles de estudiar. Incluso no ha sido posible acotar su edad dentro de un intervalo de más de 30 millones de años.

Los únicos indicios que se observan incluyen la reactivación de algunas fallas del Congost, con un espaciado de unos 20 m, y la presencia de bancos de conglomerados en las series del Cretácico Inferior.

La geometría de las fallas lístricas de este intervalo estaría condicionada por el nivel de despegue superior y por la existencia de un nivel fuertemente fracturado entre dicho despegue y los materiales del Titónico Inferior. Por tanto, su funcionamiento estaría condicionado por el episodio anterior, lo que dificultaría aún más su caracterización. Finalmente, si se supone que el nivel de despegue inferior se mantiene a techo de las facies keuper, se puede estimar que durante el Cretácico Inferior se encontraría a unos 1000 m de profundidad.

Por último, el periodo de fracturación del Cenomaniense, descrito por De Ruig (1992) en áreas próximas del Prebético de Alicante, no ha podido ser caracterizado, ya que en la zona de estudio sólo se aprecia una discordancia angular situada a techo de las calizas blanco-grisáceas (C3), que incluso llega a erosionarlas por completo. El importante incremento en espesor, respecto a los periodos anteriores, de la serie desarrollada sobre las facies keuper, originaría un espaciado de las fallas lístricas superior al kilómetro.

Aunque no se han encontrado estudios que demuestren la relación entre el espaciado de las fallas lístricas y la profundidad de despegue, las modelizaciones y gráficas de Darros de Matos (1993), y sus ejemplos de líneas sísmicas permiten observar que los bloques entre fallas lístricas tienden



siempre a ser más profundos que anchos, de forma similar a lo supuesto en la deformación en estilo dominó (Wernicke y Burchfiel, 1982). Esto permite suponer que la profundidad del nivel de despegue será mayor que el espaciado entre fallas lítricas. Además, este supuesto se basa en el hecho de que si una falla secundaria (antitética o sintética) alcanza la traza lítrica principal ajustará la deformación que se produce en la zona entre ambas. Sin embargo, si alcanza al nivel de despegue, ajustará la deformación regional dejando de ser, por tanto, una falla sintética o antitética, y pasando a ser una falla lítrica principal.

Si aplicamos estas ideas a los casi mil metros de potencia del Jurásico y parte del Cretácico más bajo y se le añaden los casi mil de la Formación Represa se obtiene que, en la zona de estudio, el nivel de despegue para el intervalo de fracturación Cenomaniense se encontrará situado a una profundidad de unos 2000 m, por lo que el espaciado entre fallas principales debe ser menor que dicho valor.

## **2.7 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO**

### **2.7.1 COLUMNAS LITOLÓGICAS**

Se ha recopilado información de los materiales atravesados por los diferentes sondeos de la zona de estudio. También se ha contado con los datos incluidos en la Base de Datos de Ciclo Hídrico. La Tabla 2.1 refleja las litologías de los sondeos.



Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio

Código	Acuífero	Prof. inicial	Prof. final	Litología	Edad
2734-60001	Madara	0	77	Calizas	Cretácico superior
2734-60001	Madara	77	150	Caliza organógena con rellenos de calcita y pasadas margosas	
2734-60005	Madara	0	4	Arcillas marrones con cantos calizos	
2734-60005	Madara	4	71	Calizas beige-claro y blancas recristalizadas y organógenas	
2734-60062	Madara	0	2	Aglomerado de caliza y arcilla	
2734-60062	Madara	2	5,6	Calizas muy tectonizadas y sueltas con arcilla	pliocuaternario
2734-60062	Madara	5,6	18	Calizas tectonizadas con fisuras y carbonato de cal	Cretácico medio-superior
2734-60062	Madara	18	30	Calizas compactas	Lias-Dogger
2734-60067	Madara	0	5	Caliza suelta en lecho margoso	Lias-Dogger
2734-60067	Madara	5	8,5	Arcilla arenosa con calizas	Lias-Dogger
2734-60067	Madara	8,5	25,8	Conglomerado brechoide con cemento margoso	Lias-Dogger
2734-60067	Madara	25,5	26,5	Calizas	Cretácico inferior? Trías?
2734-60067	Madara	26,5	29,8	Aglomerado de calizas y arcillas	Cretácico inferior? Trías?
2734-60067	Madara	29,8	30,3	Caliza dura fisurada con arcilla en las fisuras	
2734-60067	Madara	30,5	32,9	Conglomerado brechoide con cemento margoso	
2734-60067	Madara	32,9	51	Alternancia de caliza dura fisurada con conglomerado brechoide	
2734-60067	Madara	51	59	Calizas muy duras y fisuradas	
2734-60067	Madara	59	75	Calizas cavernosas muy fisuradas	
2734-60067	Madara	75	86	Alternancia de calizas y arcillas	
2734-60067	Madara	86	136	Calizas cavernosas muy fisuradas	
2734-60068	Madara	0	0,5	Tierra vegetal	
2734-60068	Madara	0,5	6	Arcillas con calizas (relleno actual)	
2734-60068	Madara	6	8,5	Aglomerado de caliza y arcilla	
2734-60068	Madara	8,5	11	Arcilla compacta con caliza	
2734-60068	Madara	11	12	Calizas aglomeradas con arcilla	
2734-60068	Madara	12	15,5	Arcillas y calizas	
2734-60068	Madara	15,5	17	Calizas sueltas (fisuras)	
2734-60068	Madara	17	44	Aglomerado de arcilla y calizas sueltas	
2734-60068	Madara	44	55,4	Calizas muy compactas	
2734-60068	Madara	55,4	55,6	Grieta rellena parcialmente con cemento calizo	
2734-60068	Madara	55,6	56,8	Caliza muy compacta	
2734-60068	Madara	56,8	57	Grieta rellena parcialmente de	



Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio

Código	Acuífero	Prof. inicial	Prof. final	Litología	Edad
				cemento calizo	
2734-60068	Madara	57,6	59	Caliza compacta	
2734-60068	Madara	59	66,3	Caliza tectonizada con grietas	
2734-60068	Madara	66,3	70,3	Caliza compacta	
2734-60068	Madara	70,3	81	Caliza tectonizada con pequeñas fisuras con carbonato de cal	
2734-60068	Madara	81	92,5	Caliza compacta con pequeñas fisuras	
2734-60068	Madara	92,5	113,2	Calizas fisuradas	
2734-60068	Madara	113,2	115	Caliza con grietas rellenas de carbonato de cal	
2734-60068	Madara	115	350,5	Alternancia de calizas compactas, semicompactas y fisuradas	Eoceno
2734-60112	Madara	0	30	Arcillas	Cuaternario
2734-60112	Madara	30	289	Calizas muy fisuradas	Eoceno
2734-60113	Madara	0	41	Arcillas	
2734-60113	Madara	41	363	Calizas	
2734-70001	Madara	0	110	Conglomerados y gravas arcillo-margosos, cantos de caliza	
2734-70001	Madara	110	130	Arcillas abigarradas de tonos vinosos, yeso y sales	
2734-70046	Madara	0	30	Calizas	
2734-70047	Argallet	0	146,7	Calizas	
2734-80009	Madara	0	2	Calizas	
2734-80009	Madara	2	12	Arcillas	
2734-80009	Madara	12	19	Calizas	
2734-80009	Madara	19	21	Arcillas	
2734-80009	Madara	21	21,5	Calizas	
2734-80009	Madara	21,5	45	Arcillas	
2734-80009	Madara	45	58	Arcillas arenosas	
2734-80009	Madara	58	60	Calizas	
2734-80009	Madara	60	75	Arenisca	
2734-80009	Madara	75	77	Arcillas arenosas	
2734-80009	Madara	77	83	Arcillas con calizas	
2734-80009	Madara	83	89,5	Arcillas	
2734-80009	Madara	89,5	102	Arcillas con calizas	
2734-80009	Madara	102	107	Arenisca	
2734-80009	Madara	107	114	Arcillas	
2734-80009	Madara	114	115	Arcillas con arenas	
2734-80009	Madara	115	115,5	Arenas	
2734-80009	Madara	115,5	142	Arcillas	
2734-80009	Madara	142	197	Calizas	
2734-80009	Madara	197	202	Caliza fisurada	
2734-80009	Madara	202	205	Arenisca	
2734-80009	Madara	205	217	Calizas	
2734-80019	Argallet	0	300	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	0	1	Arcillas	



Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio

Código	Acuífero	Prof. inicial	Prof. final	Litología	Edad
2734-80022	Chinorlet	1	12	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	12	41	Arcillas	
2734-80022	Chinorlet	41	44	Arenisca dura	
2734-80022	Chinorlet	44	45	Arcilla dura	
2734-80022	Chinorlet	45	55	Arenisca dura	
2734-80022	Chinorlet	55	59	Arcillas	
2734-80022	Chinorlet	59	63	Arenas	
2734-80022	Chinorlet	63	70	Arcillas	
2734-80022	Chinorlet	70	83	Caliza dura	
2734-80022	Chinorlet	83	85	Arcilla dura	
2734-80022	Chinorlet	85	188	Caliza fisurada	Pliocuaternario
2734-80022	Chinorlet	188	196	Pizarra arcillosa negra	Triásico
2734-80022	Chinorlet	196	198	Caliza dura	
2734-80022	Chinorlet	198	209	Pizarra arcillosa	
2734-80022	Chinorlet	209	211	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	211	214	Margas	
2734-80022	Chinorlet	214	219	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	219	222	Margas	
2734-80022	Chinorlet	222	226	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	226	228	Margas	
2734-80022	Chinorlet	228	295	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	295	315	Margas duras	
2734-80022	Chinorlet	315	319	Calizas	
2734-80022	Chinorlet	319	325	Margas duras	
2734-80027	Madara	0	1	Arcillas	
2734-80027	Madara	1	8	Conglomerados	
2734-80027	Madara	8	52	Arcillas	
2734-80027	Madara	52	58	Conglomerados	
2734-80027	Madara	58	61	Arcillas	
2734-80027	Madara	61	67	Conglomerados	
2734-80027	Madara	67	80	Calizas	
2734-80027	Madara	80	113	Conglomerados	
2734-80027	Madara	113	121	Margas	
2734-80027	Madara	121	129	Conglomerados	
2734-80027	Madara	129	136	Margas	
2734-80027	Madara	136	153	Calizas	
2734-80027	Madara	153	170	Margas	
2734-80027	Madara	170	237	Calizas	
2734-80027	Madara	237	240	Calizas y arcillas	
2734-80027	Madara	240	256	Margas	
2734-80027	Madara	256	269	Arenisca	
2734-80038	Madara	0	11	Conglomerado algo arcilloso	
2734-80038	Madara	11	39	Arcillas margosas	
2734-80038	Madara	39	45	Conglomerado arenosos y arcillosos	



Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio

Código	Acuífero	Prof. inicial	Prof. final	Litología	Edad
2734-80038	Madara	45	62	Arcillas	
2734-80038	Madara	62	74	Arena	
2734-80038	Madara	74	80	Arcilla margosa	
2734-80038	Madara	80	84	Arena gruesa semicompacta	
2734-80038	Madara	84	92	Arcilla marrón	
2734-80038	Madara	92	98	Arena compacta algo arcillosa	
2734-80038	Madara	98	109	Arcilla marrón	
2734-80038	Madara	109	115	Arena compacta algo arcillosa	
2734-80038	Madara	115	121	Marga gris	
2734-80038	Madara	121	138	Arena compacta algo arcillosa	
2734-80038	Madara	138	143	Arcillas	
2734-80038	Madara	143	148	Arena compacta algo arcillosa	
2734-80038	Madara	148	150	Arcillas	
2734-80038	Madara	150	174	Arena compacta algo arcillosa	
2734-80038	Madara	174	259	Calizas muy carbonatadas	
2734-80038	Madara	259	305	sin muestra	
2734-80038	Madara	305	317	Arenas con algo de arcillas	
2734-80039	Argallet	0	4	Relleno y caliza micrítica rojiza	
				Caliza micrítica parda y gris claro, niveles muy ricos en filamentos hacia el techo. alguna pasada margosa	
2734-80039	Argallet	4	40		
2734-80039	Argallet	40	62	Caliza micrítica gris oscuro	
				Caliza micrítica gris claro. zonas con perdida de lodo	
2734-80039	Argallet	62	487		
2734-80039	Argallet	487	499	Margocalizas y margas	
2734-80039	Argallet	499	554	Margas plásticas	
2735-40001	Crevillente	0	51	Caliza con poca porosidad	
				Caliza en tramos muy fisurados y mas compactos	
2735-40002	Crevillente	0	60		
				Alternancia de caliza con caliza muy fisurada	
2735-40003	Crevillente	0	145		
2735-40003	Crevillente	145	156	Arcillas	
2735-40003	Crevillente	156	234	Calizas	
				Caliza compacta alternante con caliza fisurada	
2735-40004	Crevillente	0	198		
				Alternancia de caliza y caliza fisurada	
2735-40005	Crevillente	0	142		
				Alternancia de caliza y caliza fisurada	
2735-40006	Crevillente	0	158		Lias
				Alternancia de calizas y calizas fisuradas	
2735-40007	Crevillente	0	114,5		
				Alternancia de calizas y calizas fisuradas	
2735-40008	Crevillente	0	179,5		Lias
				Alternancia de calizas y calizas fisuradas	
2735-40009	Crevillente	0	200		
				Alternancia de calizas y calizas fisuradas	
2735-40010	Crevillente	0	110		
				Alternancia de calizas y calizas fisuradas	



Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio

Código	Acuífero	Prof. inicial	Prof. final	Litología	Edad
2735-40011	Crevillente	0	60	Caliza	
2735-40011	Crevillente	60	130	Arcilla	
2735-40011	Crevillente	130	170	Alternancia de calizas y calizas fisuradas	
2735-40011	Crevillente	170	180	Arcilla	
2735-40011	Crevillente	180	209	Alternancia de calizas y calizas fisuradas	
2735-40012	Crevillente	0	30	Calizas	
2735-40012	Crevillente	30	32	Margas azules	
2735-40012	Crevillente	32	47	Arcilla	
2735-40012	Crevillente	47	72	Arcilla y margas azules	
2735-40012	Crevillente	72	74	Calizas	
2735-40012	Crevillente	74	81	Arcillas	
2735-40012	Crevillente	81	151	Arcilla con pasadas de fragmentos rocosos	
2735-40012	Crevillente	151	155	Caliza muy fisurada	
2735-40012	Crevillente	155	172	Arcilla	
2735-40018	Argallet	0	37	Piedemonte	
2735-40018	Argallet	37	400	Caliza y caliza dolomítica	
2735-40021	Crevillente	0	150	Calizas con silex	
2735-40021	Crevillente	150	374	Caliza blanca oolítica	
2735-40021	Crevillente	374	458	Dolomía	
2735-40021	Crevillente	548	558	Zona de falla. ( margas, margocalizas con silex y dolomías)	Lias inferior
2735-40023	Argallet	0	96	Conglomerado calizo con arcillas rojas	Lias
2735-40023	Argallet	96	105	Caliza rosada	
2735-40023	Argallet	130	544	Caliza dolomítica. al muro marga blanca plástica	Lias superior
2735-40028	Crevillente	0	140	Margas grises	Cretácico (CHJ)
2735-40028	Crevillente	140	238	Calizas grises	
2735-40028	Crevillente	238	248	Arcillas rojas	
2735-40028	Crevillente	248	515	Calizas dolomíticas grises	
2735-40028	Crevillente	515	675	Dolomías grises oscuras	
2735-40029	Crevillente	0	320	Caliza oolítica amarilla	
2735-40029	Crevillente	320	676	Dolomía gris	
2735-40029	Crevillente	676	686	Marga arenosa dolomítica blanquecina	
2735-40030	Crevillente	0	140	Caliza con silex e intercalaciones margosas	
2735-40030	Crevillente	140	210	Caliza oolítica amarilla	
2735-40030	Crevillente	210	609	Dolomía gris	
2735-40030	Crevillente	609	670	Marga arenosa dolomítica blanquecina	
2735-40031	Crevillente	0	134	Caliza con silex e intercalaciones margosas	
2735-40031	Crevillente	134	290	Caliza oolítica amarilla	



Tabla 2.1. Columnas litológicas de los sondeos de la zona de estudio

Código	Acuífero	Prof. inicial	Prof. final	Litología	Edad
2735-40031	Crevillente	290	650	Dolomía gris	
2735-40031	Crevillente	650	656	Marga arenosa dolomítica blanquecina	
2835-10003	Crevillente	0	429	Caliza fracturada	
2835-10003	Crevillente	429	587	Caliza dolomítica con intercalaciones de marga blanca	
2835-10005	Crevillente	0	90	Margas y margocalizas amarillas	Jurasico medio
2835-10005	Crevillente	90	525	Calizas	Jurasico medio
2835-10015	Crevillente	0	90	Desconocido	Pliocuaternario
2835-10015	Crevillente	90	460	Calizas	
2835-10018	Crevillente	0	80	Arcillas gravas y arenas	Lias
2835-10018	Crevillente	80	250	Calizas	Pliocuaternario
2835-10021	Crevillente	0	29	Conglomerado	
2835-10021	Crevillente	29	40	Calizas	
2835-10021	Crevillente	40	47	Conglomerado	
2835-10021	Crevillente	47	73	Arcillas	
2835-10021	Crevillente	73	101	Conglomerado	
2835-10021	Crevillente	101	119	Calizas	
2835-10021	Crevillente	119	400	Caliza marmórea	
2835-10022	Crevillente	0	39	Conglomerado	
2835-10022	Crevillente	39	77	Arcillas	
2835-10022	Crevillente	77	92	Conglomerado	
2835-10022	Crevillente	92	100	Arcillas	
2835-10022	Crevillente	100	304	Caliza marmórea	
2835-10025	Crevillente	0	220	Calizas	
2835-10025	Crevillente	220	541	Dolomías	
2835-10025	Crevillente	541	601	Marga blanca	
2835-10027	Crevillente	0	7	Conglomerado	
2835-10027	Crevillente	7	183	Calizas versicolores	
2835-10027	Crevillente	183	192	Caliza blanca, dura y fisurada	
2835-10027	Crevillente	192	500	Alternancia de calizas grises y blancas	
2835-10028	Crevillente	0	173	Caliza blanco rosácea	
2835-10028	Crevillente	173	183	Caliza dolomítica muy fisurada	
2835-10028	Crevillente	183	439	Dolomía gris	
2835-10028	Crevillente	439	502	Dolomía con margas	
2835-10029	Crevillente	0	110	Caliza blanca y rosácea	
2835-10029	Crevillente	110	131	Caliza dolomítica	
2835-10029	Crevillente	131	173	Dolomía	
2835-10029	Crevillente	173	305	Alternancia de caliza dolomítica y dolomía fracturada gris	
2835-10029	Crevillente	305	528	Dolomía con marga blanca	



## 2.7.2 RECONOCIMIENTOS GEOFÍSICOS

En el sondeo propiedad de la Confederación Hidrográfica del Júcar, ubicado en el paraje de La Solana Alta, en el término municipal de Hondón de las Nieves (2734-75001, se han realizado diferentes testificaciones geofísicas con un equipo marca Robertson Geologging, modelo LOGGER SYSTEM II (PCL2) de SEDELAM, montado sobre una furgoneta IVECO.

En este apartado se recogen las interpretaciones de gamma natural obtenidas de los registros tras su procesado e interpretación. En el Anexo nº 1, se recoge la diagrafía efectuada.

Las sondas empleadas han sido: sonda eléctrica, modelo ELXG con registrador de la radiación gamma natural; y la sonda de verticalidad, modelo BDVS.

- La sonda eléctrica, además de los parámetros: potencial espontáneo (SP), resistencia monoelectródica (PR) y resistividad normal corta a 16" (RN16) y larga a 64" (RN64), registra la radiación Gamma Natural (GN). El rango de SP es de -1 V a + 1 V, el de resistividades de 1 a 10.000 ohm x m. El detector de la radiación gamma natural es un cristal de Yoduro de Sodio con impurezas de Talio y tiene un tamaño de 50 x 25 mm.
- La sonda de verticalidad registra los valores de desviación (en grados sexagesimales), así como el azimut de dicha desviación, medido gracias a una brújula instalada en la sonda.

Los valores obtenidos durante los registros se graban en cuentas por segundo (CPS), siendo necesario transformarlos en valores reales aparentes mediante relaciones específicas.

A continuación se muestra la columna establecida para el sondeo 2734-75001 (Figura 2.1).

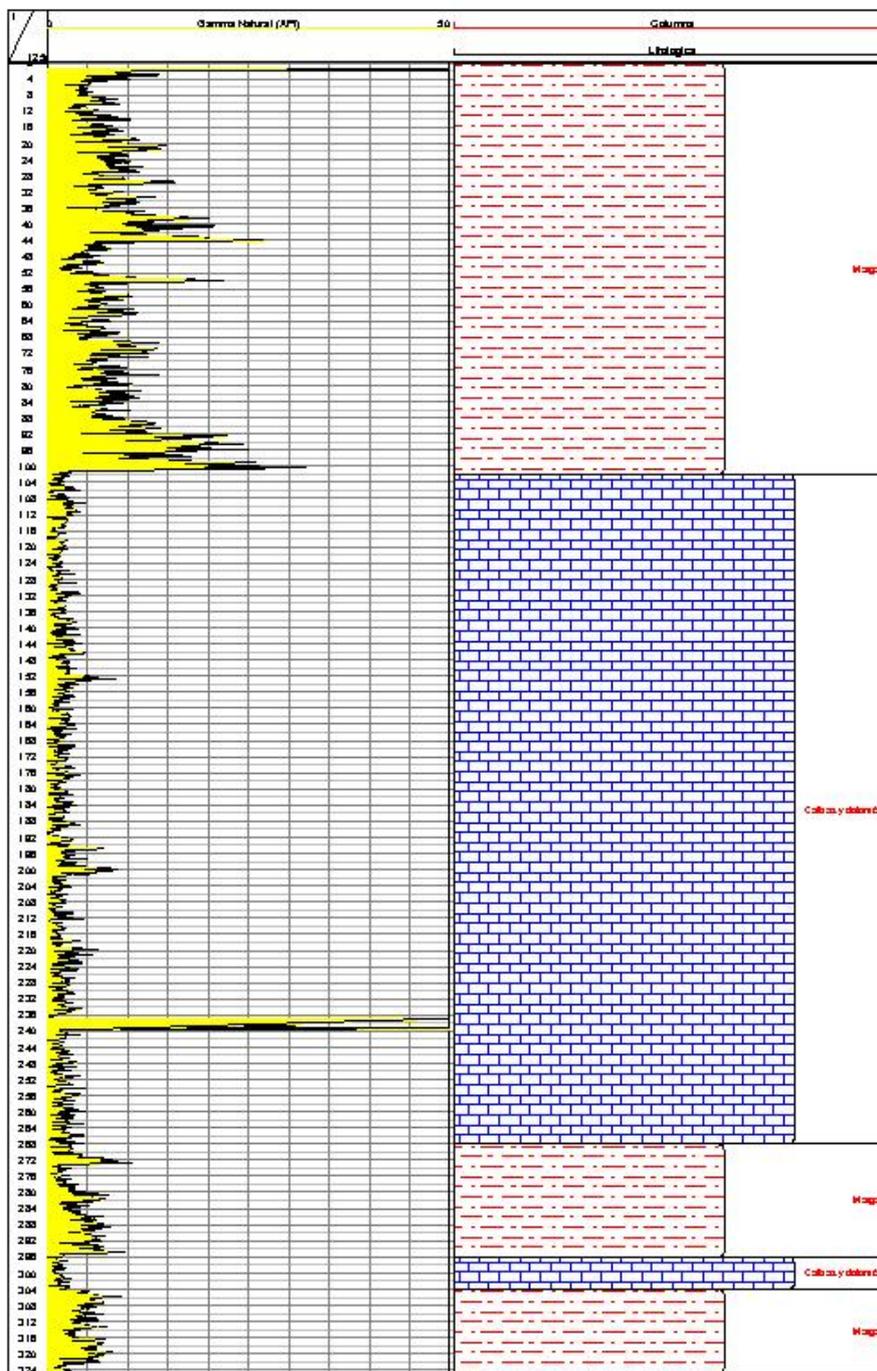


Figura 2.1. Diagrama Gamma Natural e interpretación geológica.

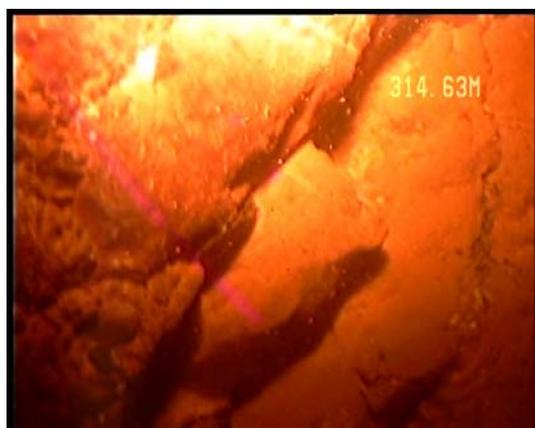
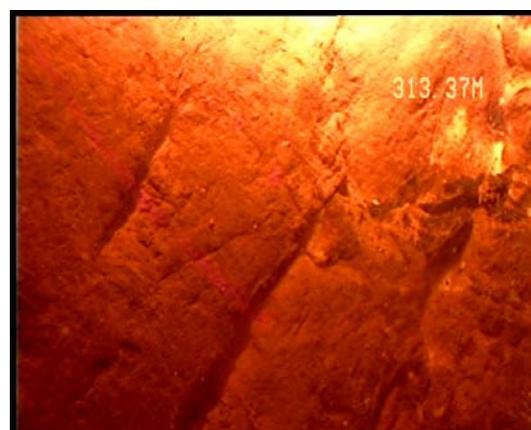
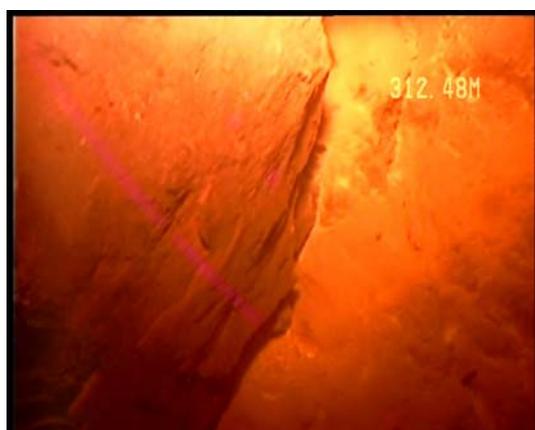


### 2.7.3 RECONOCIMIENTOS VIDEOGRÁFICOS

Se ha realizado el reconocimiento videográfico del pozo denominado Cavafría (2734-80007), perteneciente a la SAT La Romana. El sondeo se encuentra entubado desde el comienzo hasta los 312,44 m de profundidad. El final del sondeo se encuentra a 316 m, por lo que es posible visualizar los últimos 4 m de la perforación, donde se observan los materiales atravesados.

El sondeo se sitúa en el acuífero de Madara, emboquillado sobre calizas con nummulites del Prebético Interno de edad Eoceno y Oligoceno.

En la Fotografía 2.1 se muestran algunas imágenes extraídas de dicho reconocimiento videográfico.



Fotografía 2.1. Vista de los materiales atravesados por el sondeo: calizas con nummulites del Prebético Interno de edad Eoceno y Oligoceno.



### **3 HIDROGEOLOGÍA**

#### **3.1 HIDROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA**

El área de estudio se localiza en la zona definida por las localidades de Crevillente, Algueña, Pinoso, Salinas, Sax, Elda, Novelda y Elche. Comprende las sierras de Crevillente, Argallet, Reclot, Rollo, Cava, de la Sima, de las Pedrizas y Umbría.

Termopluiométricamente, la zona se encuentra dentro de la franja de climas semiáridos, con temperaturas medias anuales de 18 °C, siendo las medias invernales suaves (14-15° C) y las medias estivales altas (30° C). No son comunes las heladas pero no es extraño que se produzcan en inviernos crudos, con mínimas de 3° C. En verano se pueden alcanzar los 37° C. Entre el verano e invierno, las variaciones térmicas pueden ser acusadas.

En cuanto a las precipitaciones la media anual es escasa, del orden de 320 mm con una gran irregularidad interanual. En lo que se refiere a las precipitaciones máximas previsible en un día con un periodo de retorno de diez años, es del orden de 60-70 mm. La zona de estudio se localiza entre las isoyetas medias de 250 y 350 mm.

Al N de la zona, se encuentra la Laguna de Salinas, de origen endorreico y actualmente explotada para la extracción de sal. Su componente salino tiene su origen en el lavado de los materiales ricos en yesos y sales de las Facies Keuper de la zona circundante.

El único cauce de importancia que recorre la zona es el del río Vinalopó, existiendo numerosos cauces de menor importancia, que solo funcionan esporádicamente en momentos de lluvias torrenciales, los denominados como ramblas.



El río Vinalopó presenta un funcionamiento claramente estacional, produciéndose variaciones importantes en su caudal. Este aspecto ha sido comprobado de manera directa con la realización de varias campañas de aforo del mismo, desde la ciudad de Elche hasta la desembocadura del mismo en el Azarbe Dalt.

En lo que se refiere a la calidad química de las aguas que discurren por el cauce del Vinalopó, indicar la elevada conductividad de las mismas, variando de unos 16.000 a 20.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (a 25 °C).

Se ha constatado que aguas arriba, en el Río Vinalopó se produce un aumento en la conductividad, este fenómeno es debido a que al N del cauce existen unos afloramientos de materiales yesíferos del Triásico. La puesta en contacto de las aguas superficiales con estos materiales hace que aumente la conductividad de las mismas por disolución de los materiales yesíferos que aportan sulfatos al agua. Aguas abajo, el río Vinalopó es un río efluente, es decir, recibe agua del acuífero Cuaternario de la Vega Baja del Segura sobre el que discurre, este agua posee un menor contenido en sales, lo que hace que el incremento de salinidad que sufre aguas arriba sufra un proceso de dilución o mezcla, pasando a tener progresivamente una menor conductividad eléctrica, es decir, un menor contenido en sales aguas abajo.

En la Figura 3.1, Figura 3.2 y Figura 3.3 se muestran los datos de precipitación y temperatura (así como la media móvil para 12 meses de la temperatura) de 3 estaciones meteorológicas ubicadas en la zona de estudio.

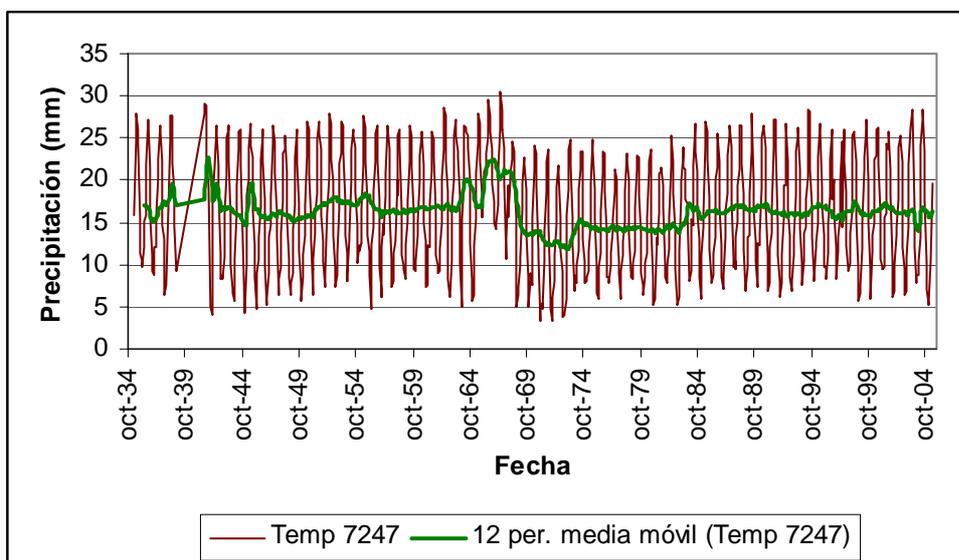
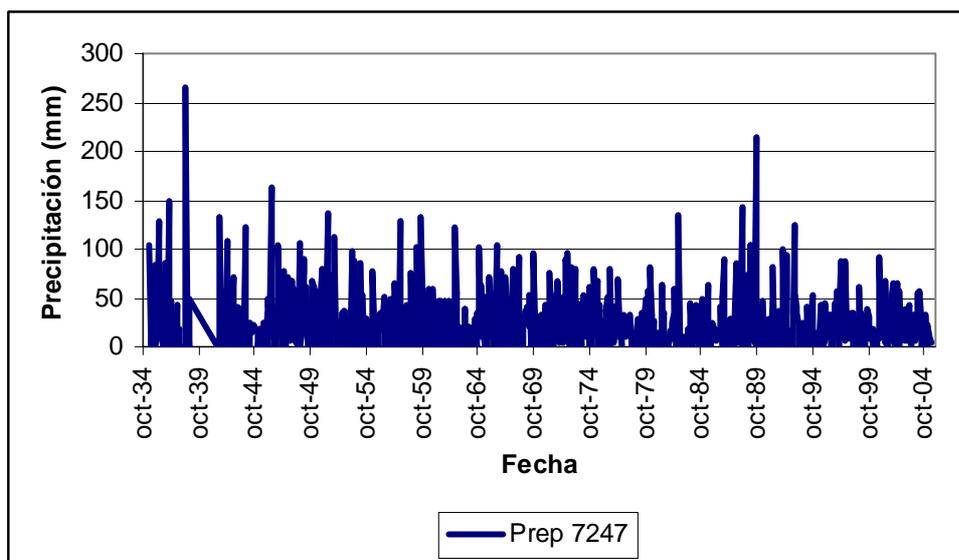


Figura 3.1. Evolución de las precipitaciones y temperaturas en la estación meteorológica 7247, Pinoso CHS.

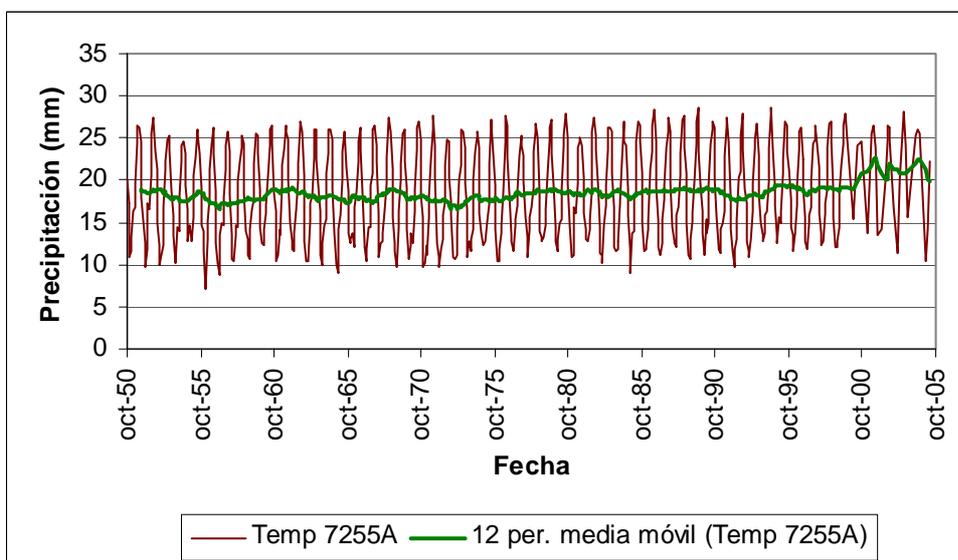
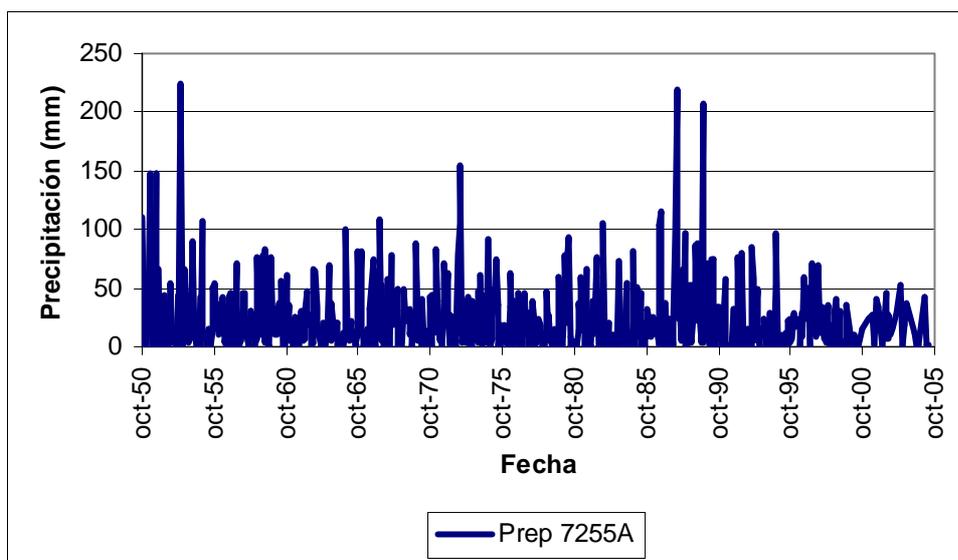


Figura 3.2. Evolución de las precipitaciones y temperaturas en la estación meteorológica 7255 A, Crevillente Los Molinos.

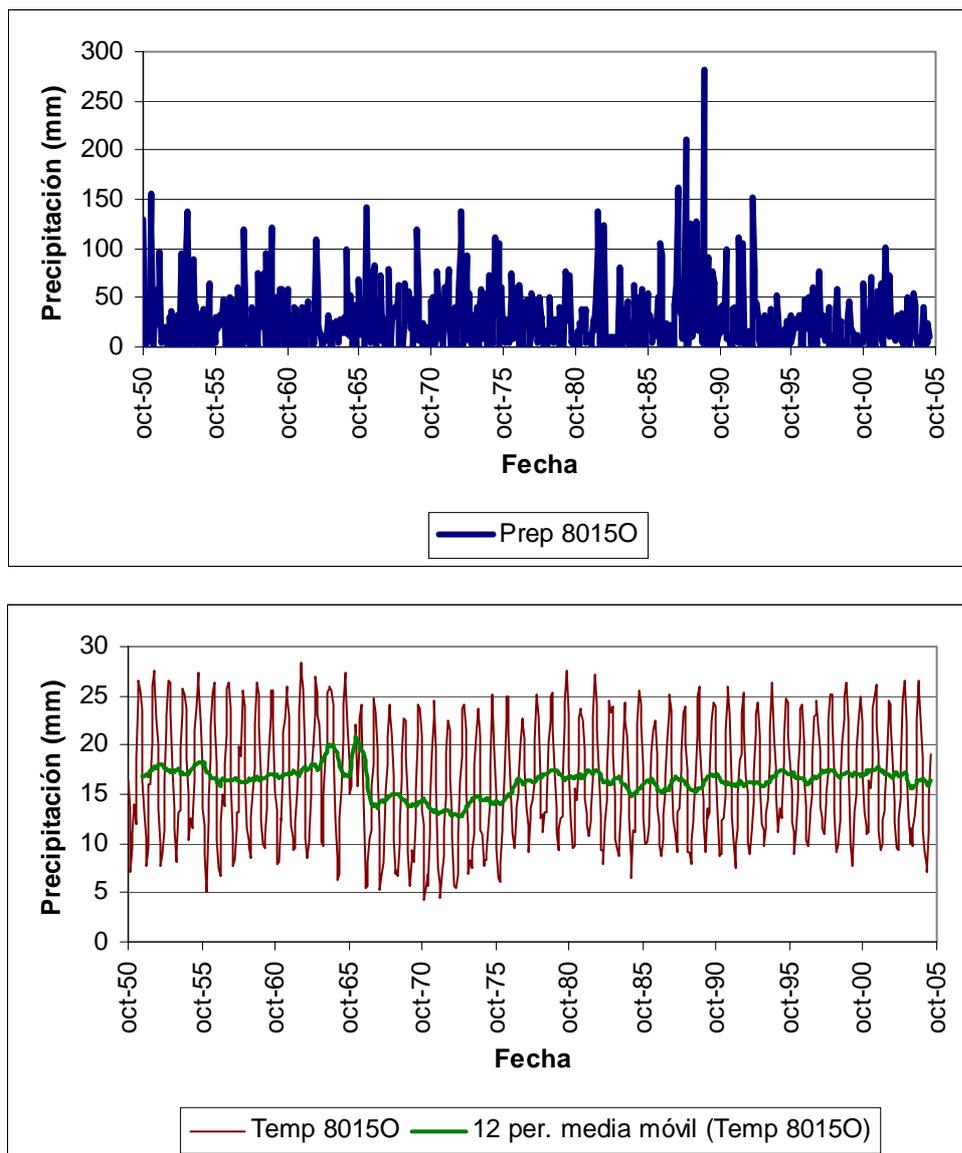


Figura 3.3. Evolución de las precipitaciones y temperaturas en la estación meteorológica 8015 O, La Romana-Agromet.

### 3.2 DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS ACUÍFEROS

Dentro de la zona de estudio se definen dos Unidades Hidrogeológicas, Crevillente y Quibas. Ambas Unidades son tipo intercuenas, estando compartidas por las Cuencas Hidrográficas del Júcar (donde se denominan 08.52 y 08.51 respectivamente) y por la Cuenca del Segura (07.12 y 07.11 respectivamente).



La zona de estudio definida se adscribe a la provincia de Alicante. La UH de Crevillente ha sido estudiada por completo, ya que la totalidad de la UH se encuentra dentro de la provincia. Sin embargo, la UH Quibas se encuentra, a su vez, entre las provincias de Alicante y Murcia. La parte integrada dentro de la Región de Murcia no ha sido estudiada (Figura 3.4).

En la Figura 3.4 se muestra los límites de ambas UHs definidas por el IGME. A su vez, en la Tabla 3.1 se presentan las características principales de los acuíferos definidos por el IGME que conforman dicha Unidad.

Nombre	Código	Litología	Edad geológica	Espesor medio
Sierra de Crevillente	09.01.001	Dolomías y calizas	Lías	400
Quibas	49.02.005	Calizas, dolomías y calcarenitas	Lías, Mioceno, Oligoceno, Eoceno	780

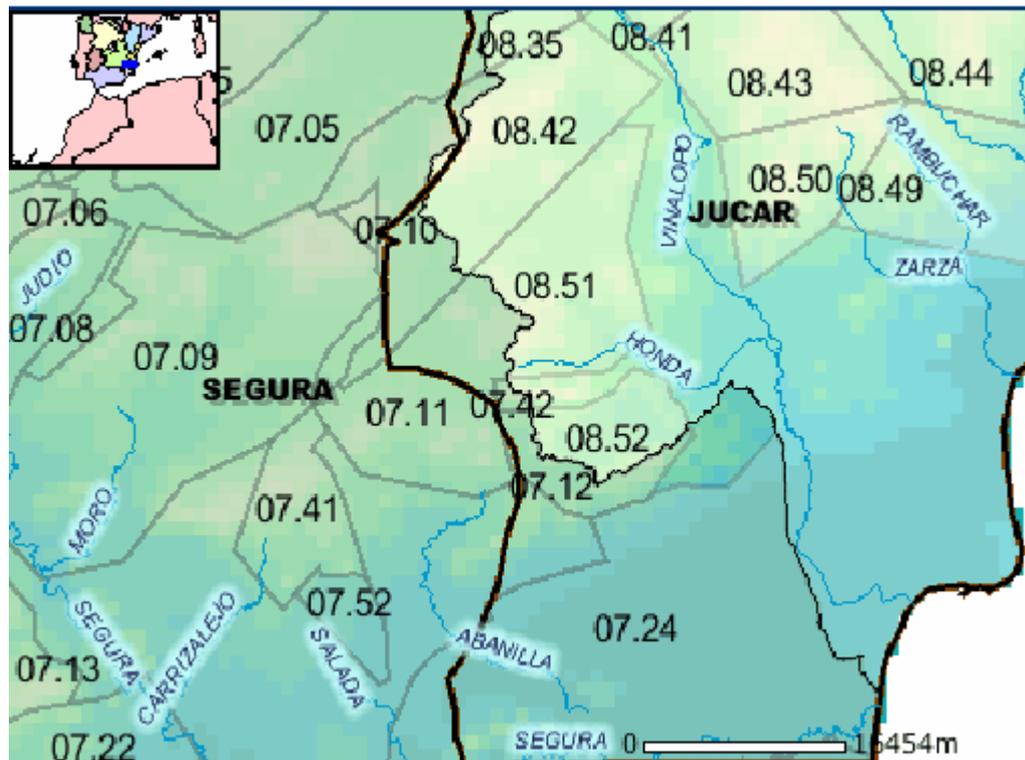


Figura 3.4. Límites de las Unidades Hidrogeológicas definidas por el IGME en la zona de estudio. (08.51/07.42: UH Quibas, 08.52/07.12: UH Crevillente).

La Excelentísima Diputación Provincial de Alicante tiene discretizados una serie de acuíferos dentro de cada UH incluidas dentro de la zona de Estudio. Para la Unidad Crevillente (08.52) se definen los acuíferos de Crevillente (050) y de Argallet (015). Para la Unidad Quibas (08.51) se definen (dentro de la provincia de Alicante) los acuíferos de Chinorlet (142), Madara (072) y Umbría (129).

### 3.2.1 ACUÍFERO DE CREVILLENTE

Comprende las sierras de Crevillente, los Frailes y Ofra. Se trata de un acuífero profundo, sometido a una gran explotación. La roca acuífero son calizas y dolomías del Lías, permeables por fracturación y/o karstificación. Tienen aspecto masivo en la base y tableado a techo. La potencia máxima de los



estratos supera los 500 m, estando la potencia media en 400 m. Constituye un acuífero carbonatado en profundidad, debido a que presenta permeabilidad alta por fisuración, fracturación y/o karstificación. Se estima una permeabilidad superior a  $10^{-4}$  m/s.

En las zonas más deprimidas topográficamente, se desarrollan materiales de edad Cuaternaria de baja permeabilidad.

Como impermeable lateral están las Facies Keuper del Trías. El impermeable de base lo constituye, casi con toda certeza, los mismos materiales del Keuper, de los cuales se conoce su posición gracias a la columna del sondeo 2735-40021. Sin embargo, no se conoce la edad de estos materiales, solo su descripción (margas y margocalizas con silex y dolomías).

La morfología del acuífero está relacionada con la tectónica de la región, la cual origina el cabalgamiento hacia el NO de los materiales Subbéticos sobre los Prebéticos. Tiene forma de escama, con los materiales plegados debido a la compresión tectónica.

### **3.2.2 ACUÍFERO DE ARGALLET**

Comprende las sierras de Argallet y de Reclot. Su litología es similar a la del acuífero de Crevillente; calizas y dolomías del Lías, permeables por fracturación y/o karstificación. La potencia máxima de los estratos supera los 500 m, estando la potencia media en 400 m. Constituye un acuífero carbonatado en profundidad, debido a que presenta permeabilidad alta por fisuración, fracturación y/o karstificación. Se estima una permeabilidad superior a  $10^{-4}$  m/s.

En las zonas más deprimidas topográficamente, se desarrollan materiales de edad Cuaternaria de baja permeabilidad.



Las Facies Keuper forman el impermeable lateral del acuífero. El impermeable de base en el sector oriental del acuífero puede tratarse de margas del Neocomiense o de las arcillas del Trías, captadas por la columna del sondeo 2734-80039. No hay datos respecto al sector occidental, pero lo más probable es que las arcillas/margas se extiendan en profundidad por debajo de la roca acuífero Jurásico.

Su morfología es la una escama de cabalgamiento, plegada internamente, con buzamientos suaves. Destacar que este acuífero se sitúa sobre el acuífero de Madara debido al cabalgamiento de los materiales Subbéticos sobre los Prebéticos, actuando los materiales Triásicos como nivel de despegue.

### **3.2.3 ACUÍFERO DE CHINORLET**

Comprende los cerros de El Chinorlet y Mosen Chuan. La roca acuífero son calizas pararecifales (calizas y biocalcarenitas) del Mioceno Medio-inferior. Presenta una potencia de 250 m de espesor, aunque de media presenta unos 50 m. Se trata de un acuífero con escaso desarrollo, que engloba diversas litologías de diferentes edades, conectadas hidráulicamente entre sí.

En las zonas más deprimidas topográficamente, se desarrollan materiales de edad Cuaternaria de baja permeabilidad. Históricamente se conoce la existencia de un humedal en la parte oriental del acuífero (La Laguna del Toscar, en la zona de El Derramador-El Hondo), cuyo origen se encuentra en el estancamiento de las aguas de escorrentía superficial, las cuales no se infiltraban debido al alto contenido en arcillas de los materiales superficiales.

Las arcillas triásicas del as Facies Keuper actúan de impermeable lateral y de base del acuífero.



Su morfología interna se encuentra plegada y fracturada debido a los esfuerzos tectónicos, ya que se encuentra cerca de la zona de contacto Prebético-Subbético.

### **3.2.4 ACUÍFERO DE MADARA**

Comprende las sierras de las Pedrizas, Beltrans, y cerros del Coto y Gorgori. El acuífero principal está compuesto por calizas masivas micríticas del Mioceno medio-inferior (explotadas para uso ornamental), con un espesor de hasta 200 m. Como roca acuífero secundaria, se encuentran calizas arenosas del Mioceno inferior-medio con 400 m de potencia; y calcarenitas y calizas arenosas del Oligoceno, con un espesor de hasta 450 m.

El impermeable de base del acuífero lo forman las Facies Keuper triásicas, así como de impermeable lateral en los flancos de los relieves montañosos.

Su morfología interna está definida por un gran pliegue tipo anticlinal y la flexión en la dirección del eje del mismo, que pasa de SO-NE entre los cerros del Coto y Gorgori (típica de las Béticas) a N-S en la Sierra de las Pedrizas. El origen de esta flexión estructural es debido a los esfuerzos tectónicos del cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético, los cuales interaccionan con el Diapiro del Río Vinalopó-Sax, lo que provoca el cambio en la dirección del eje.

### **3.2.5 ACUÍFERO DE UMBRÍA**

Comprende la Sierra de la Umbría. Se trata de 450 calizas arenosas y calcarenitas del Oligoceno como roca acuífero principal; y de 400 m de calizas arenosas del Mioceno inferior-medio. Estos materiales se extienden hacia el SO, por debajo de los materiales cuaternarios.



Las Facies Keuper triásicas, tanto del Domino Subbético como Prebético, actúan de impermeable de base y lateral (flanco E de la Sierra de la Umbría). En el paraje de Bernabé, el Trías no llega a aflorar, continuando éste por debajo de los materiales detríticos Neógenos. No existe, por tanto, un límite abierto en esa zona, ya que las Facies Keuper actúan de barrera piezométrica debido al Diapiro del Río Vinalopó-Sax. Éste se encuentra, como ya se ha mencionado, parcialmente recubierto por materiales de edad Neógena, pero que actúan como bloques u olistolitos (Bloque Carrasqueña-Maigmo).

Tiene forma tabulada, adaptándose a la escama cabalgante sobre la que se encuentra. Presenta un pliegue anticlinal por arrastre frontal de la escama de cabalgamiento.

### **3.3 CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA**

La cartografía hidrogeológica, constituye la información más significativa, siendo una síntesis de los conocimientos y datos que se poseen sobre la zona. Por ello, además de diferenciar unidades hidrogeológicas y mostrar las relaciones entre ellas, se muestra la distribución de permeabilidades y se representan las captaciones de agua subterránea más significativas, así como cualquier otro dato de interés hidrogeológico que se considere necesario reflejar.

Esta información se ha integrado en el Mapa Hidrogeológico (Plano nº 2), que procede de los datos geológicos, geomorfológicos y geofísicos del Estudio, así como de los datos propiamente hidrogeológicos.

#### **3.3.1 CRITERIOS DE ASIGNACIÓN DE PERMEABILIDADES**

Para realizar el Mapa Hidrogeológico (Plano nº 2), se ha tomado como base la cartografía geológica (Plano nº 1), manteniendo el mismo grado de detalle. A



partir de esta información, se ha asignado un cierto tipo y grado de permeabilidad a cada una de las unidades diferenciadas.

Se han agrupado aquellas unidades litoestratigráficas, que siendo estratigráficamente adyacentes, presentan una similitud en cuanto a sus características hidrogeológicas y comportamiento hidráulico. Se han asignado una serie de rangos de permeabilidad en los que se encuadran las unidades establecidas para el Mapa Hidrogeológico.

Como se observa en el diagrama de distribución de permeabilidades del mapa Hidrogeológico, se distinguen cinco rangos, diferenciándose las permeabilidades muy alta, alta, media, baja y muy baja. Se consideran permeabilidades muy altas aquellas cuyos valores son superiores a  $10^{-2}$  m/s; altas, aquellas cuyos valores están comprendidos entre  $10^{-2}$  m/s y  $10^{-4}$  m/s; permeabilidades medias aquellas cuyos valores están comprendidos entre  $10^{-4}$  y  $10^{-6}$  m/s; permeabilidades bajas, aquellas comprendidas entre  $10^{-6}$  y  $10^{-8}$  m/s; y muy bajas, con valores inferiores de  $10^{-8}$  m/s (materiales prácticamente impermeables).

La asignación a cada intervalo de permeabilidad de una determinada unidad cartografiada, se ha realizado en función de su composición litológica, grado de fracturación o fisuración, porosidad intergranular y de los valores de parámetros hidrogeológicos obtenidos en base a la recopilación de datos de ensayos de bombeo realizados en estudios precedentes.

En el cuadro adjunto (Tabla 3.2), se presenta, de mayor a menor permeabilidad, la distribución de rangos en las unidades cartográficas diferenciadas en el mapa hidrogeológico (Plano nº 2).



Tabla 3.2. Rangos de permeabilidad de las unidades cartografiadas en el mapa hidrogeológico

PERMEABILIDAD	CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN	UNIDADES HIDROGEOLOGICAS
ALTA-MUY ALTA	Acuíferos carbonatados permeables por fracturación/karstificación JURÁSICO INFERIOR-MEDIO Lias Dogger $K > 10^{-4}$ m/s	S2
ALTA-MUY ALTA	Acuíferos carbonatados permeables por fracturación/karstificación EOCENO Ypresense medio-Luteciense $K > 10^{-4}$ m/s	P4
MEDIA-ALTA	Acuífero secundario formado por calizas arenosas y biocalcaneritas permeables por fracturación y/o fisuración MIOCENO INFERIOR-MEDIO Aquitaniense-Burdigaliense $K$ entre $10^{-2}$ y $10^{-6}$ m/s	7
MEDIA-BAJA	Calizas arenosas, calcarenitas, areniscas, conglomerados y margas OLIGOCENO $K$ entre $10^{-5}$ y $10^{-8}$ m/s	P5
MEDIA-BAJA	Margas arenosas y calizas arenosas MIOCENO INFERIOR $K$ entre $10^{-5}$ y $10^{-7}$ m/s	6
MEDIA-BAJA	Caliza margosa con intercalaciones de bancos recifales SERRAVALIENSE $K$ entre $10^{-5}$ y $10^{-8}$ m/s	9
MEDIA-BAJA	Margas, arenas, conglomerados y calizas bioclásticas TORTONIENSE SUPERIOR $K$ entre $10^{-5}$ y $10^{-8}$ m/s	10
MEDIA-BAJA	Mantos de arrollada, abanicos aluviales y glaciares de arenas y arcillas con encostramientos CUATERNARIO $K$ entre $10^{-4}$ y $10^{-7}$ m/s	11
MEDIA-BAJA	Depósitos aluviales de arena y arcillas con niveles de conglomerados permeables por porosidad intergranular CUATERNARIO $K$ entre $10^{-4}$ y $10^{-8}$ m/s	12
MEDIA-BAJA	Calizas nodulosas con abundantes pasadas de margas JURÁSICO SUPERIOR Malm $K$ entre $10^{-6}$ y $10^{-8}$ m/s	S3
BAJA-MUY BAJA	Margas, margocalizas, margas arenosas y calizas margosas CRETÁCICO Neocomiense-Senoniense $K$ entre $10^{-7}$ y $10^{-9}$ m/s	S4
BAJA-MUY BAJA	Margas, margocalizas, margas arenosas y calizas arenosas CRETÁCICO Albiense superior-Senoniense $K$ entre $10^{-7}$ y $10^{-9}$ m/s	P2
BAJA-MUY BAJA	Margas arenosas con intercalaciones de calizas margosas EOCENO Paleoceno-Ypresense $K$ entre $10^{-7}$ y $10^{-9}$ m/s	P3
BAJA-MUY BAJA	Margas blancas masivas MIOCENO Langhiense-Tortoniense $K$ entre $10^{-8}$ y $10^{-9}$ m/s	8



Tabla 3.2. Rangos de permeabilidad de las unidades cartografiadas en el mapa hidrogeológico

PERMEABILIDAD	CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS
MUY BAJA	Arcillas yesíferas versicolores y dolomías laminadas. Facies Keuper TRIÁSICO SUPERIOR $K < 10^{-8}$ m/s	S1/P1

### 3.3.2 UNIDADES DE CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA

En la leyenda del Mapa Hidrogeológico que se ha confeccionado para el estudio, se muestra la cronoestratigrafía de las unidades hidrogeológicas cartografiadas, así como un esquema de distribución de rangos de permeabilidad, realizado de acuerdo con los tipos y rangos propuestos en la leyenda de permeabilidades, incluido también en el mismo documento. Las unidades se identifican con el un número correlativo, comenzando por la más antigua a la más moderna cronoestratigráficamente.

La tipología de acuíferos se indica por colores y el tono de cada color representa el valor de la permeabilidad. De tal modo, los colores azulados corresponden a materiales carbonatados permeables por fracturación, fisuración y/o karstificación, siendo los tonos más oscuros, dolomías y calizas, de mayor permeabilidad, superior a  $10^{-4}$  m/s y los más claros, con predominio de margas, con valor inferior a  $10^{-7}$  m/s, prácticamente impermeables.

Los colores verdosos corresponden a acuíferos detríticos permeables por porosidad intergranular cuando no están cementados o a fracturación, cuando se encuentran cementados. Los tonos más oscuros corresponden a areniscas y arenas, de mayor permeabilidad ( $10^{-4}$  m/s –  $10^{-6}$  m/s), y los tonos más claros a niveles de arenas alternando con limos o areniscas no fracturadas, materiales de menor permeabilidad ( $<10^{-6}$  m/s).



Los colores pardos corresponden a materiales tipo Megabrechas y brechas del Mioceno (Terciario) con predominio de material margoso o arcilloso, prácticamente impermeable ( $< 10^{-7}$  m/s) aunque con intercalación de bloques competentes margocalizos o calizos, que puntualmente pueden ser objeto de explotación

Los colores rosáceos corresponden a materiales con predominio de material arcilloso, prácticamente impermeable ( $< 10^{-7}$  m/s) y por último, los colores grisáceos se identifican con los materiales cuaternarios de escaso espesor en el área de estudio y con bajo o nulo interés desde el punto de vista de su explotación.

### 3.4 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

Para la elaboración de la modelización, es necesario realizar un exhaustivo inventario de puntos de agua en los acuíferos objeto de estudio. Este inventario es básico para conocer cuales son las zonas donde se concentran los puntos con mayor explotación, así como los posibles puntos donde realizar medidas piezométricas.

Se ha partido de un inventario previo que recopila toda la información bibliográfica existente de la zona de estudio, ya sean publicaciones científicas, proyectos anteriores llevados a cabo por la Excelentísima Diputación Provincial de Alicante y trabajos ejecutados por la empresa que aporta el presente informe, etc. Ha sido fundamental la aportación de la base de datos de la Excma. Diputación de Alicante para la localización de los puntos visitados.

Señalar la total y completa colaboración por parte de las diferentes Sociedades Agrarias de Transformación, Comunidades de Regantes, particulares y ayuntamientos a la hora de proporcionar datos y ayuda a los técnicos de campo.



Se han obtenido así datos desde finales de la década de los años 60. Muchos de estos puntos se encuentran secos o abandonados, fundamentalmente los nacimientos, galerías y puntos de agua naturales localizados en las partes altas de las sierras. La práctica totalidad de los pozos excavados se encuentran abandonados o secos. Solo existe alguna excepción, donde algún punto aun posee espesor saturado y cuya explotación es para uso domestico (riego de pequeños jardines domésticos) con volúmenes de explotación mínimos.

Con estas premisas, se ha intentado realizar un inventario de puntos de agua subterránea lo más representativo posible en el área de estudio, y que han cumplido los siguientes requisitos:

- Que sean puntos representativos de las características piezométricas de las formaciones permeables, desechando los pocos pozos excavados que no captan los tramos acuíferos profundos.
- Se han visitado todos los puntos equipados y en explotación, para recabar información sobre las extracciones de los acuíferos.
- Se han visitado todos aquellos pozos y sondeos no equipados que sean útiles para la realización de medidas piezométricas de cara a la modelización.

En la numeración de los puntos inventariados se ha mantenido la nomenclatura definida por el IGME, basada en la hoja topográfica, el octante y número de punto de agua. Se ha identificado, en la medida de lo posible, los códigos asignados históricamente a los pozos. En caso de tratarse de un punto de nuevo inventario, se le ha asignado un número de punto de agua a partir de 5001, ya que en ningún octante se alcanza dicho número de puntos.

De los 187 puntos existentes en el inventario inicial y que consta en las diversas bases de datos de aguas subterráneas, tras los trabajos de campo,



solo se han localizado 55 puntos, de los cuales 33 están activos en explotación, 20 sin instalar y 2 son manantiales.

Solo se han inventariado 2 manantiales: Fuente de los Cuatro Caños (2734-80013), cuyo caudal actual se ha estimado en 1 l/s, destinándose agua al riego de jardines de la finca donde surge el agua; y Fuente del Almorquí (2734-70035), cuyo caudal de 0,15 l/s se destina al riego de la parcela adyacente

De los puntos inventariados, 5 destinan su uso al abastecimiento urbano. Señalar que el sondeo Rambla Honda (2734-80039) no bombea, permaneciendo en reserva. Otro pozo (2734-70051) destina el agua a uso doméstico de la finca donde se localiza. Otros 3 sondeos (2734-60062, 60067 y 60107), pertenecientes a la Compañía Arrendataria de las Salinas de Torre Vieja, derivan el agua hacia las salinas ubicadas en el término municipal de Torre Vieja para la extracción de sal. El resto de sondeos con aprovechamiento destina el agua a uso agrícola.

En la tabla adjunta (Tabla 3.3), se representan las características principales de los puntos inventariados. En el plano geológico y de inventario (Plano nº 1), se indica la ubicación y características más relevantes de los puntos.



Tabla 3.3. Datos generales de los puntos inventariados en la zona de estudio.

Código	Acuífero	Titular	X (UTM)	Y (UTM)	Z (m s.n.m.)	Profundidad	Q (l/s)	Calidad (μS/cm)	Instalado	Uso
273440004	Umbría	Ayuntamiento de Monovar	685454	4256927	483	143			No	
273440007	Umbría	SAT La Romana	683151	4258666	543	200			No	
273440008	Umbría	SAT La Romana	683007	4258526	533	240	27	3.300	Si	Agrícola
273440012	Umbría	SAT Vilaire	682541	4255293	529	211	55	2.800	Si	Agrícola
273440013	Umbría	SAT La Romana	682089	4255846	511	250	40	3.200	Si	Agrícola
273440014	Umbría	CR Pozo Santa Catalina	680932	4256466	506	180	80	2.800	Si	Agrícola
273440017	Umbría	SAT Virgen del Remedio	682628	4256266	533	218	45	2.500	Si	Agrícola
273440020	Umbría	Ayuntamiento de Monovar	685467	4256956	484	166	25		Si	Urbano
273460062	Madara	Compañía Arrendataria Salinas de Torrevieja	672588	4246547	517	290	74		Si	Industrial
273460067	Madara	Compañía Arrendataria Salinas de Torrevieja	672642	4246501	516	350	75		Si	Industrial
273460107	Madara	Compañía Arrendataria Salinas de Torrevieja	672662	4246590	518	270	70		Si	Industrial
273470015	Chinorlet	Ayuntamiento de Monovar	678246	4253057	595	160	10	875	Si	Urbano
273470017	Chinorlet	Ayuntamiento de Monovar	678242	4253070	593	140	10	875	Si	Urbano
273470035	Madara	Desconocido	678301	4251761	660	0	0,15			0 Agrícola
273470051	Chinorlet	Vicente Rico	675753	4254077	653	110	6		Si	Doméstico
273475001	Argallet	CHJ	677553	4246894	577	325			No	
273475002	Chinorlet	Hurtrans	676185	4252199	713	140	7		Si	Agrícola
273480001	Madara	SAT La Romana	680857	4251499	557	?			No	
273480006	Madara	SAT La Romana	680789	4251310	556	?			No	
273480007	Madara	SAT La Romana	680670	4251003	563	316	50	2.400	Si	Agrícola
273480008	Madara	SAT La Romana	681254	4253444	517	217	40	3.800	Si	Agrícola
273480011	Madara	SAT La Romana	681647	4251958	499	360			No	
273480013	Madara	Familia Gómez Moreno	684052	4249673	418	0	1			0 Domestico
273480019	Argallet	IGME	686032	4246790	419	300			No	
273480021	Madara	SAT La Romana	681099	4253279	528	240			No	
273480022	Madara	SAT La Romana	680737	4253281	542	325			No	
273480028	Madara	SAT La Romana	681261	4253464	516	300			No	
273480032	Argallet	SAT Virgen de las Nieves	686479	4245840	428,5	580			No	
273480033	Argallet	SAT Virgen de las Nieves	686470	4245816	428,5	545			No	
273480034	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	686876	4245499	382	480	16	1.000	Si	Agrícola
273480035	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	686941	4245670	378	480	6	1.000	Si	Agrícola
273480038	Madara	SAT La Romana	681470	4253936	504	317			No	
273480039	Argallet	Ayuntamiento de La Romana	682070	4246535	485	554	20		Si	Urbano
273530011	Argallet	Desconocido	675676	4243882	506	320			No	
273540019	Argallet	SAT Riegos de Hondón	682950	4243693	552	600	28		Si	Agrícola
273540021	Crevillente	Ayuntamiento de Hondón de los Frailes	682784	4239173	423	560	9		Si	Urbano
273540022	Crevillente	SAT Riegos de Hondón	683167	4239048	423	?			No	



273540024	Crevillente	SAT Riegos de Hondón	683193	4239065	423	600	68		Si	Agrícola
273540026	Crevillente	CHJ	684814	4240245	446	?			No	
273540028	Crevillente	SAT Riegos de Hondón	681946	4241521	461	600	69		Si	Agrícola
273540029	Crevillente	CHJ	683624	4241605	428	690			No	
273540030	Crevillente	CHJ	684846	4240976	433	?			No	
273540031	Crevillente	SAT Riegos de Hondón	686108	4242520	393	550	65		Si	Agrícola
273585001	Crevillente	SAT Los Suizos	683503	4235724	260	0			Si	Agrícola
283510005	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	689263	4241060	394	525			No	
283510006	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	689266	4241060	394	650	31	2.600	Si	Agrícola
283510011	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	689180	4240920	414	500	29	3.100	Si	Agrícola
283510014	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	689736	4241179	386	600	31	3.600	Si	Agrícola
283510019	Crevillente	SAT San Enrique	689788	4241276	374	600	15	2.700	Si	Agrícola
283510021	Crevillente	SAT San Enrique	689829	4241205	385	600			No	
283510022	Crevillente	SAT San Enrique	689829	4241205	385	650	35	2.700	Si	Agrícola
283510027	Crevillente	SAT Virgen de las Nieves	689424	4241462	357	500	52	2.900	Si	Agrícola



Señalar que el punto identificado en la tabla como 2735-85001 (Galería de los Suizos) hace referencia al punto de salida de la galería, contabilizándose como un solo punto los 4 sondeos existentes dentro de ella. Esto es así debido a la imposibilidad de ubicar con precisión los sondeos sobre plano, ya que los datos de localización de los sondeos son aproximados, a causa de la traza de la galería, que no es lineal. Sí se conoce la longitud de la galería, 2.360 m; con una anchura entre 2,5 y 3 m; y una altura de 3,5 m. En la Figura 3.5 se aprecia un esquema constructivo de la misma.

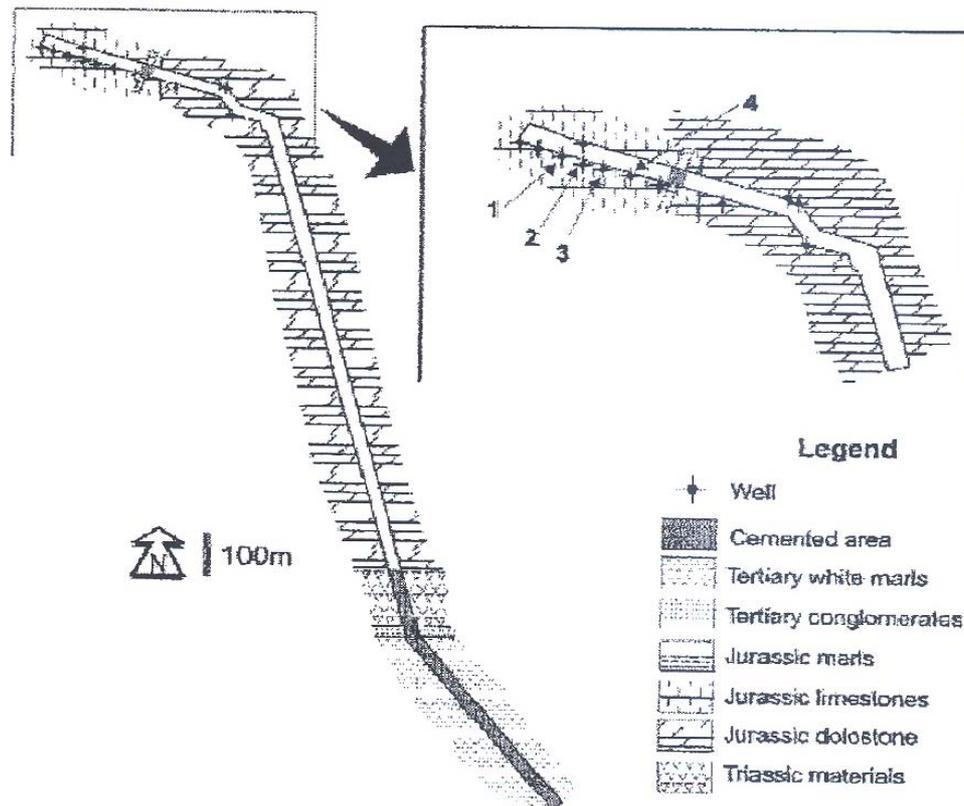


Figura 3.5. Esquema hidrogeológico y constructivo de la Galería de los Suizos. Los sondeos con numeración corresponden a los puntos actuales de bombeo.



Las características de los sondeos en explotación de la galería son las siguientes.

Sondeo	Profundidad	Diámetro	Prof. Bomba	Caudal (l/S)
Pozo 403	310	600	240	85
Pozo 404	310	600	245	75
Pozo 406	310	600	240	85
Pozo 407	310	600	245	35

En el computo final de puntos (55 puntos totales y 33 puntos equipados) sí se ha contabilizado por separado los 4 sondeos de la galería.

### 3.5 PIEZOMETRÍA

Para la calibración del modelo matemático es necesario determinar con exactitud la cota del nivel piezométrico. Con tal fin, se ha realizado una nivelación precisa de los puntos inventariados y se han realizado varias campañas de medidas piezométricas.

También se han recopilado medidas de niveles tomadas por los propietarios y/o encargados de los pozos cuya fiabilidad halla sido contrastada. También se ha obtenido información a través de la página oficial del Ministerio de Medio Ambiente.

Con toda la información, se ha completado una serie de medidas a los largo de varios meses. Se ha obtenido series piezométricas para 17 pozos, cuya longitud temporal oscila entre los 15 y 6 meses. En la Tabla 3.5 se recogen los datos de piezometría obtenidos. Tal y como se refleja en el pliego de prescripciones, se hace entrega de los datos de piezometría, así como los



datos climáticos de la zona de estudio, en formato de hoja de cálculo Excel para su tratamiento en la modelización matemática de los acuíferos.

Tabla 3.5. Medidas piezométricas

Código y acuífero	Fecha	Situación	Z (m s.n.m.)	NP (m)	Cota (m s.n.m.)
273440008	28-01-05	E	533	182,85	350,15
Madara	14-02-05	E	533	181,36	351,64
	18-03-05	E	533	182,05	350,95
	19-04-05	E	533	182,74	350,26
	21-05-05	E	533	183,43	349,57
	06-06-05	D	533	184,04	348,96
	08-07-05	E	533	184,65	348,35
	15-08-05	E	533	185,26	347,74
	18-09-05	E	533	184,17	348,83
	19-10-05	E	533	183,23	349,77
	15-11-05	E	533	182,56	350,44
	03-12-05	E	533	182,35	350,65
	21-01-06	E	533	181,98	351,02
	20-02-06	E	533	181,37	351,63
	27-02-06	E	533	181,11	351,89
273440013	20-09-05	E	511	127,50	383,50
Madara	15-10-05	E	511	127,69	383,31
	09-11-05	E	511	128,00	383,00
	04-12-05	E	511	128,70	382,30
	02-01-06	E	511	128,50	382,50
	28-02-06	E	511	127,70	383,30
273460107	19-01-05	E	518	198,90	319,10
Madara	16-02-05	E	518	198,56	319,44
	15-03-05	E	518	198,34	319,66
	15-04-05	E	518	198,53	319,47
	10-05-05	E	518	199,70	318,30
	04-06-05	E	518	200,32	317,68
	13-07-05	E	518	200,82	317,18
	21-08-05	E	518	201,02	316,98
	20-09-05	E	518	201,20	316,80
	20-10-05	E	518	200,89	317,11
	24-11-05	E	518	201,02	316,98
	20-12-05	E	518	201,67	316,33
	12-01-06	E	518	201,34	316,66



Tabla 3.5. Medidas piezométricas

Código y acuífero	Fecha	Situación	Z (m s.n.m.)	NP (m)	Cota (m s.n.m.)
	07-02-06	E	518	201,58	316,42
	06-03-06	E	518	201,36	316,64
	03-04-06	E	518	201,85	316,15
<b>273470017</b>	<b>21-01-05</b>	<b>E</b>	<b>593</b>	<b>57,80</b>	<b>535,20</b>
Chinorlet	21-02-05	E	593	59,21	533,79
	21-03-05	E	593	64,72	528,28
	21-04-05	E	593	59,90	533,10
	21-05-05	E	593	61,50	531,50
	27-06-05	E	593	62,88	530,12
	27-07-05	E	593	62,95	530,05
	27-08-05	E	593	67,66	525,34
	27-09-05	E	593	68,06	524,94
	27-10-05	E	593	68,90	524,10
	27-11-05	E	593	69,00	524,00
	27-12-05	E	593	69,20	523,80
<b>273480001</b>	<b>15-01-05</b>	<b>E</b>	<b>557</b>	<b>27,25</b>	<b>529,75</b>
Madara	14-02-05	E	557	27,26	529,74
	16-03-05	E	557	27,24	529,76
	15-04-05	E	557	27,26	529,74
	15-05-05	E	557	27,27	529,73
	06-06-05	E	557	27,29	529,71
	20-07-05	E	557	27,30	529,70
	25-08-05	E	557	27,32	529,68
	26-09-05	E	557	27,13	529,87
	28-10-05	E	557	27,31	529,69
	11-11-05	E	557	27,33	529,67
	19-12-05	E	557	27,33	529,67
	15-01-06	E	557	27,32	529,68
	28-02-06	E	557	27,34	529,66
<b>273480006</b>	<b>15-01-05</b>	<b>E</b>	<b>556</b>	<b>153,91</b>	<b>402,09</b>
Madara	14-02-05	E	556	153,89	402,11
	17-03-05	E	556	153,85	402,15
	16-04-05	E	556	153,88	402,12
	17-05-05	E	556	153,93	402,07
	06-06-05	E	556	153,96	402,04
	15-07-05	E	556	154,09	401,91
	23-08-05	E	556	154,16	401,84
	26-09-05	E	556	154,21	401,79
	30-10-05	E	556	154,25	401,75



Tabla 3.5. Medidas piezométricas

Código y acuífero	Fecha	Situación	Z (m s.n.m.)	NP (m)	Cota (m s.n.m.)
	20-11-05	E	556	154,21	401,79
	15-12-05	E	556	154,09	401,91
	15-01-06	E	556	154,06	401,94
	28-02-06	E	556	153,99	402,01
<b>273480007</b>	20-08-05	E	563	284,50	278,50
Madara	26-09-05	E	563	285,30	277,70
	11-10-05	E	563	284,50	278,50
	15-11-05	E	563	285,88	277,12
	20-12-05	E	563	287,05	275,95
	24-01-06	E	563	287,77	275,23
	13-02-06	E	563	287,60	275,40
	28-02-06	E	563	285,35	277,65
<b>273480008</b>	25-09-05	E	517	224,97	292,03
Madara	22-10-05	E	517	225,40	291,60
	18-11-05	E	517	224,00	293,00
	15-12-05	E	517	223,82	293,18
	11-01-06	E	517	222,08	294,92
	18-02-06	E	517	220,70	296,30
	28-02-06	E	517	220,12	296,88
<b>273480021</b>	20-01-05	E	528	188,62	339,38
Madara	14-02-05	E	528	188,54	339,46
	11-03-05	E	528	188,62	339,38
	05-04-05	E	528	188,75	339,25
	12-05-05	E	528	188,95	339,05
	06-06-05	E	528	188,88	339,12
	01-07-05	E	528	188,62	339,38
	16-08-05	E	528	188,78	339,22
	26-09-05	E	528	188,41	339,59
	15-10-05	E	528	188,35	339,65
	06-11-05	E	528	188,14	339,86
	17-12-05	E	528	188,31	339,69
	27-01-06	E	528	188,61	339,39
	27-02-06	E	528	188,72	339,28
<b>273480028</b>	26-09-05	E	516	41,57	474,43
Madara	22-10-05	E	516	41,74	474,26
	17-11-05	E	516	41,14	474,86
	18-12-05	E	516	39,91	476,09
	18-01-06	E	516	37,41	478,59



Tabla 3.5. Medidas piezométricas

Código y acuífero	Fecha	Situación	Z (m s.n.m.)	NP (m)	Cota (m s.n.m.)
	28-02-06	E	516	36,64	479,36
<b>273480033</b>	07-01-05	E	428,5	379,38	49,12
Argallet	18-02-05	E	428,5	379,11	49,39
	15-03-05	E	428,5	378,82	49,68
	01-04-05	E	428,5	378,73	49,77
	13-05-05	E	428,5	378,64	49,86
	24-06-05	E	428,5	378,84	49,66
	15-07-05	E	428,5	379,24	49,26
	05-08-05	E	428,5	380,47	48,03
	16-09-05	E	428,5	381,19	47,31
	14-10-05	E	428,5	381,98	46,52
	11-11-05	E	428,5	382,18	46,32
	09-12-05	E	428,5	382,03	46,47
	06-01-06	E	428,5	381,90	46,60
	03-02-06	E	428,5	381,84	46,66
	07-03-06	E	428,5	381,62	46,88
<b>273540021</b>	02-04-05	E	423	414,80	8,2
Madara	12-05-05	E	423	418,50	4,5
	26-05-05	E	423	419,26	3,74
	24-06-05	E	423	420,05	2,95
	15-07-05	E	423	420,79	2,21
	29-08-05	E	423	421,50	1,5
	25-09-05	E	423	422,27	0,73
<b>273540026</b>	21-01-05	E	446	392,05	53,95
Crevillente	21-02-05	E	446	393,90	52,10
	21-03-05	E	446	393,10	52,90
	21-04-05	E	446	393,10	52,90
	21-05-05	E	446	394,00	52,00
	27-06-05	E	446	394,50	51,50
	27-07-05	E	446	395,30	50,70
	27-08-05	E	446	395,50	50,50
	27-09-05	E	446	395,50	50,50
	27-10-05	E	446	395,50	50,50
	27-11-05	E	446	395,00	51,00
	27-12-05	E	446	395,10	50,90
<b>273540029</b>	07-01-05	E	428	411,65	16,35
Crevillente	18-02-05	E	428	412,09	15,91
	15-03-05	E	428	412,70	15,30



Tabla 3.5. Medidas piezométricas

Código y acuífero	Fecha	Situación	Z (m s.n.m.)	NP (m)	Cota (m s.n.m.)
	15-04-05	E	428	413,25	14,75
	18-05-05	E	428	414,02	13,98
	24-06-05	E	428	414,56	13,44
	31-07-05	E	428	415,14	12,86
	15-08-05	E	428	415,98	12,02
	16-09-05	E	428	416,09	11,91
	14-10-05	E	428	416,40	11,60
	21-11-05	E	428	416,36	11,64
	29-12-05	E	428	416,22	11,78
	15-01-06	E	428	417,02	10,98
	05-02-06	E	428	416,94	11,06
	07-03-06	E	428	416,68	11,32
<b>273540031</b>	21-01-05	E	393	350,30	42,70
Crevillente	21-02-05	E	393	350,30	42,70
	21-03-05	E	393	350,00	43,00
	21-04-05	E	393	350,90	42,10
	21-05-05	E	393	350,95	42,05
	27-06-05	E	393	351,22	41,78
	27-07-05	E	393	352,56	40,44
	27-08-05	E	393	353,29	39,71
	27-09-05	E	393	353,03	39,97
	27-10-05	E	393	353,00	40,00
	27-11-05	E	393	352,85	40,15
	27-12-05	E	393	353,40	39,60
<b>283510005</b>	21-01-05	E	394	444,00	-50,00
Crevillente	21-02-05	E	394	441,86	-47,86
	21-03-05	E	394	441,30	-47,30
	21-04-05	E	394	442,90	-48,90
	21-05-05	E	394	443,50	-49,50
	27-06-05	E	394	447,60	-53,60
	27-07-05	E	394	448,30	-54,30
	27-08-05	E	394	451,80	-57,80
	27-09-05	E	394	452,00	-58,00
	27-10-05	E	394	445,65	-51,65
	27-11-05	E	394	445,00	-51,00
	27-12-05	E	394	441,10	-47,10
	07-03-06	E	394	434,61	-40,61



Tabla 3.5. Medidas piezométricas

Código y acuífero	Fecha	Situación	Z (m s.n.m.)	NP (m)	Cota (m s.n.m.)
Situación:			Z (m s.n.m.): metros sobre el nivel del mar		
E: Estático			NP: Profundidad del nivel piezométrico		
D: Dinámico			Cota: Cota del nivel piezométrico		

En la Tabla 3.6 se muestran otros datos de piezometría obtenidos en campo.

Tabla 3.6. Otros datos piezométricos

Código	Acuífero	Fecha	Estado	Cota del pozo	Nivel	Cota
273440012	Umbría	28/02/2006	E	529	155	374
273440014	Umbría	15/04/2005	E	506	126,9	379,1
273440014	Umbría	15/08/2005	E	506	129,6	376,4
273440014	Umbría	27/02/2006	E	506	128,11	377,89
273440017	Umbría	27/02/2006	E	533	151,8	381,2
273440020	Umbría	27/02/2006	E	484	94,02	389,98
273470015	Chinorlet	26/09/2005	E	595	66,92	528,08
273470015	Chinorlet	27/02/2006	E	595	70,06	524,94
273470017	Chinorlet	27/02/2006	E	593	66,59	526,41
273470051	Chinorlet	28/02/2006	E	653	61	592
273475002	Chinorlet	27/02/2006	E	713	47,46	665,54
273480011	Madara	28/02/2006	E	499	85,85	413,15
273480019	Argallet	28/02/2006	E	419	32,08	386,92
273480022	Madara	27/02/2006	E	542	261,6	280,4
273480033	Argallet	14/10/2005	E	428,5	381,98	46,52
273480033	Argallet	07/03/2006	E	428,5	381,62	46,88
273540021	Crevillente	24/02/2006	E	423	419,1	3,9
273540029	Crevillente	14/10/2005	E	428	416,4	11,6
273540029	Crevillente	07/03/2006	E	428	416,68	11,32
Situación:			Z (m s.n.m.): metros sobre el nivel del mar			
E: Estático			NP: Profundidad del nivel piezométrico			
D: Dinámico			Cota: Cota del nivel piezométrico			



### 3.5.1 **COTA DEL NIVEL DEL AGUA**

Con los datos de piezometría y cotas de nivel piezométrico obtenidos, se puede conocer la situación y morfología del manto de agua subterránea.

#### **Acuífero Argallet**

En el caso del acuífero de Argallet, los niveles están entre los 48 m s.n.m. del punto 2734-80033 y los 106 m s.n.m. del punto 2735-40019. Dada la escasez de puntos en el acuífero (solo se conoce la evolución piezométrica de 3 pozos, ya que el sondeo 2734-80019 presenta un nivel anómalo por lo que solo se ha medido una vez), no es posible realizar un seguimiento piezométrico. La razón para esta variación puede estar en el carácter kárstico de los materiales acuíferos (calizas y dolomías del Jurásico), donde sondeos cercanos pueden captar sistemas de circulación kárstica diferentes. Puede darse el caso de una compartimentación del acuífero debido a la bajada del nivel piezométrico.

Hay que tener en cuenta que la cota del punto 2734-80033 es similar a la de algunos puntos del acuífero de Crevillente (2735-40021 y 2735-40031). Es posible que ambos acuíferos (Argallet y Crevillente) presenten una conexión hidráulica en la zona de la Sierra del Rollo. También es factible que el Cerro del Caminanto y las sierras de Ofra y de El Rollo formen un sector de acuífero independiente de las sierras de Crevillente y Los Frailes debido al levantamiento de las Facies Keuper (el cuál aflora al S de Hondón de las Nieves).

#### **Acuífero Chinorlet**

En este caso, los pocos sondeos localizados dentro del mismo, marcan cotas muy diferentes entre sí. Esto se debe a dos factores; al gran número de fracturas y pliegues que afectan al acuífero, lo que probablemente produzca



una sectorización del mismo; y a las diversas litologías existentes, con diferentes permeabilidades, lo que provoca gradientes hidráulicos diferentes.

Puede deducirse que el gradiente es SO-NE, donde los diferentes bloques tienen cotas cada vez más bajas (ver cortes geológicos) en dirección Chinorlet.

La parte N del acuífero, Cerro de Mosen Chuan, incluido dentro del acuífero definido por la DPA, no posee puntos de explotación de aguas subterráneas, a excepción de pozos excavados, secos y abandonados hace años. Tal y como se aprecian en los cortes hidrogeológicos efectuados (Anexo 3), se trata de un olistolito de rocas paleógenas situado sobre materiales triásicos (Facies Keuper). En la definición de acuíferos propuesta, esta zona no se incluye en los límites del acuífero de Chinorlet.

### **Acuífero Crevillente**

Destaca el sector de El Tolomó, donde se observan un gran cono de depresión (con cota de nivel piezométrico a 50 m bajo el nivel del mar) debido a la gran explotación que se realizan en ellos. El resto del acuífero presenta unas cotas más altas, ya que los puntos se encuentran más diseminados. No se descarta que exista cierta compartimentación debido a lo bajo de los niveles, ya que en el muro del acuífero pueden aparecer umbrales tectónicos que diferencien diferentes sectores dentro del mismo. No hay datos de piezometría de la Galería de los Suizos, pero se estima que la cota del agua en ese sector ronda los 50 m sobre el nivel del mar.

### **Acuífero Madara**

Es el caso más complicado de interpretar. Del estudio de las diferentes cotas de los pozos y manantiales se deduce la existencia de un umbral que separa la Sierra de Gorgori de la Sierra de las Pedrizas. Este umbral tendría su origen en el ascenso de las Facies Keuper, las cuales afloran en las inmediaciones de



Cavafría, en el flanco occidental de la Sierra de las Pedrizas y en el flanco septentrional de la Sierra de Beltrán. Esto provoca la desconexión hidráulica de ambas sierras.

Las Facies Keuper al actuar como nivel de despegue de los cabalgamientos y escamas durante el Plegamiento Alpino, lo que le confiere el carácter de impermeable de base de los acuíferos situados sobre ellas. La dinámica estructural del Prebético provoca que la morfología y estructura de los acuíferos pertenecientes a la Unidad Quibas objeto de estudio sea la de escamas de cabalgamiento con las Facies Keuper actúan de nivel de despegue e impermeable de base y/o lateral.

Según estas bases, la Sierra de las Pedrizas forma una escama separada de la Sierra de Gorgori, donde el ascenso de las arcillas triásicas revela el nivel de despegue y el límite de la misma. La sierra está limitada por todos los flancos por facies triásicas, tanto de origen Subbético (al N y E) como Prebético (S y O). Este sector drena a través de la Fuente de los Cuatro Caños. El escaso caudal del manantial es debido a la poca extensión de afloramientos permeables (rocas carbonatadas del Mioceno medio-inferior) existentes en dicha sierra.

El otro sector lo comprenderían las sierras de Gorgori y El Coto. Este sector también estaría limitado por las Facies Keuper. En el flanco N afloran en las inmediaciones de Casas del Señor y en la Rambla de las Tres Fuentes. En la parte S afloran al N de La Algueña. Y en la parte oriental coincidiría con los afloramientos triásicos de la Sierra de las Pedrizas. En este sector, se localiza un alto piezométrico en las inmediaciones del Cerro de Gorgori, desde donde el gradiente hidráulico toma dos direcciones: SO, hacia los cerros de la Mota y El Coto (hacia los sondeos de la Compañía Arrendataria de las Salinas de Torrevieja; 2734-60062, 60067 y 60107, y la Fuente del Almorquí; 2734-70035); y NE, hacia los sondeos con aprovechamiento del acuífero. Se pueden apreciar dos conos de depresión por bombeo en esta zona, debido a los sondeos 2734-8007 y 2734-80008, ambos pertenecientes a la SAT La Romana.



## Acuífero Umbría

Es el caso más claro cual de todos los acuíferos d la zona de estudio. El manto acuífero se sitúa entre los 390 y los 350 m s.n.m. El sentido del gradiente hidráulico, en régimen natural sería de E-O, partiendo de la zona de recarga en la Sierra de la Umbría. Este régimen se ve alterado debido a las extracciones, localizándose el punto más bajo en el sondeo 2734-40008, en la parte central del acuífero.

### 3.5.2 EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA

En las Figura 3.23 a Figura 3.25 se muestran los gráficos de evolución piezométrica de los sondeos por acuíferos.

## Acuífero Argallet

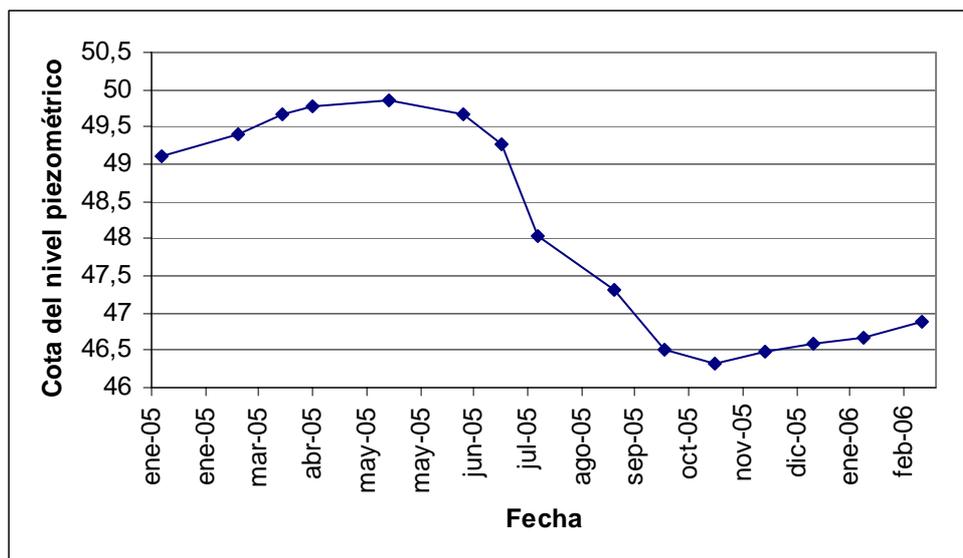


Figura 3.6. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80033

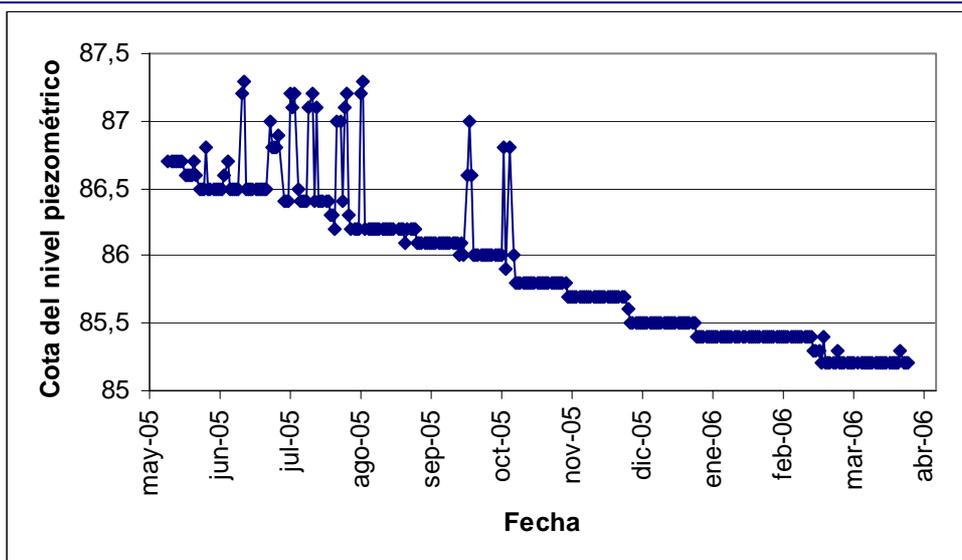


Figura 3.7. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80039

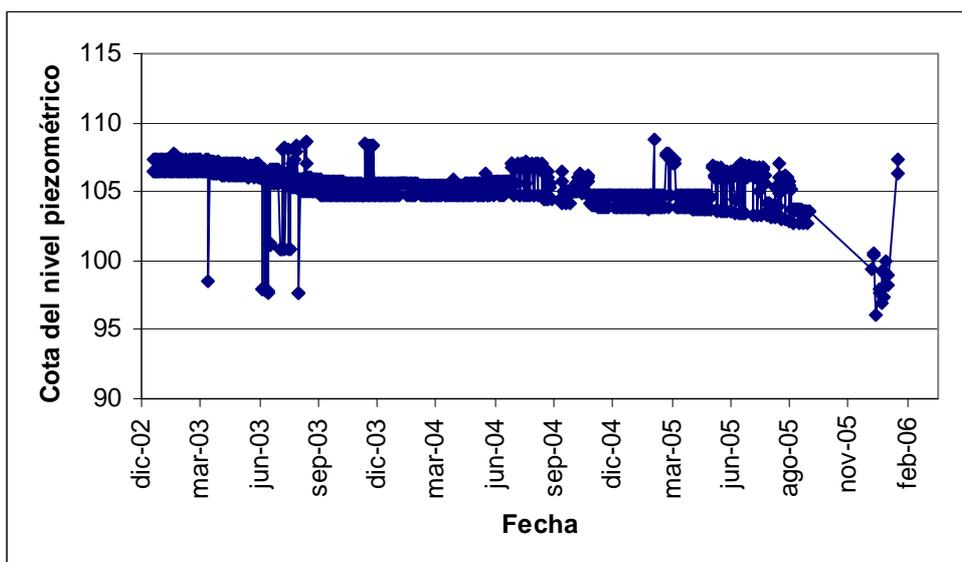


Figura 3.8. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40019

La tendencia del acuífero es claramente descendente. En el caso del pozo 2734-80033 está afectado por los bombeos cercanos, mostrando un descenso hacia otoño, momento en que las extracciones cesan en la zona, ya que el cultivo mayoritario es la vid de mesa. A partir de otoño, los niveles recuperan



pero sin alcanzar los valores de los años precedentes ya que la evolución interanual es descendente. Dado el escaso volumen de agua extraído del acuífero y que los niveles continúan descendiendo, es posible que exista una conexión lateral entre los acuíferos de Argallet y Crevillente.

### Acuífero Chinorlet

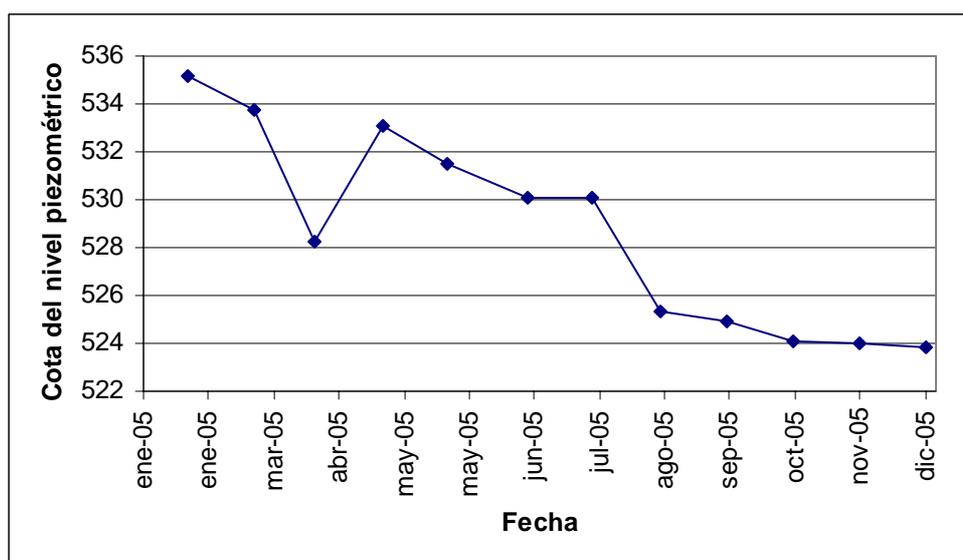


Figura 3.9. Evolución piezométrica del sondeo 2734-70017

El único sondeo con un seguimiento piezométrico adecuado es el pozo de abastecimiento a Casas del Señor. Su tendencia es descendente, corroborada por los propietarios y/o encargados del resto de sondeos del acuífero. La naturaleza de este acuífero no permite la explotación continuada de los sondeos, ya que estos agotan el caudal a las pocas horas de bombeo.



## Acuífero Crevillente

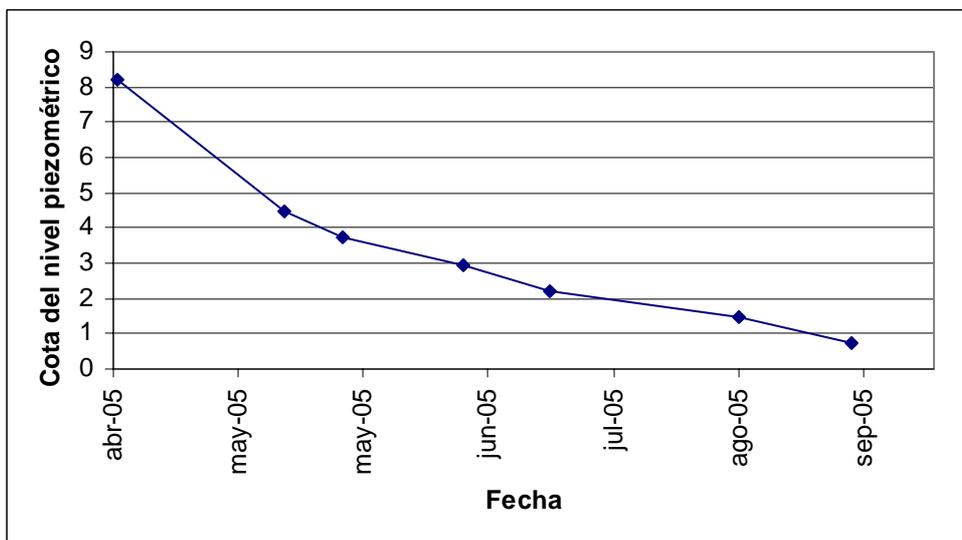


Figura 3.10. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40021

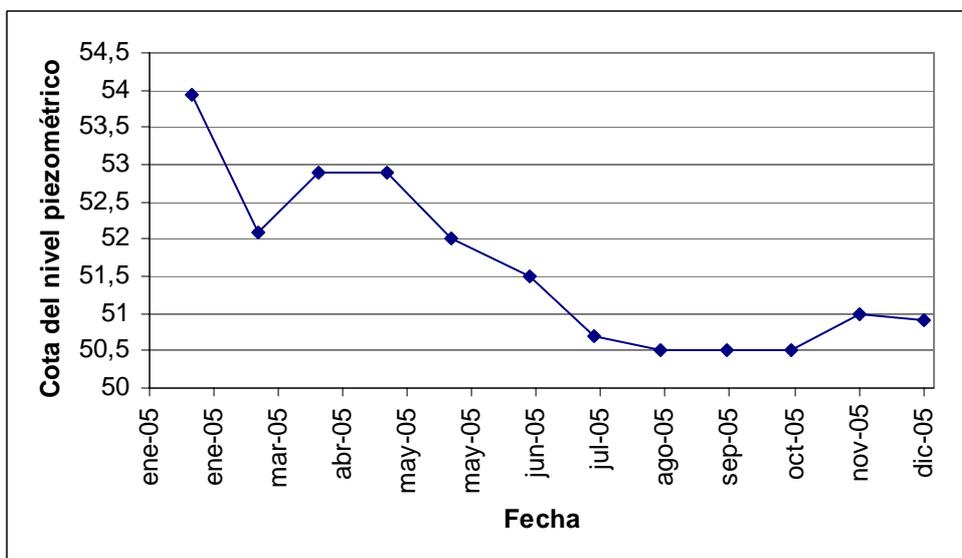


Figura 3.11. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40026

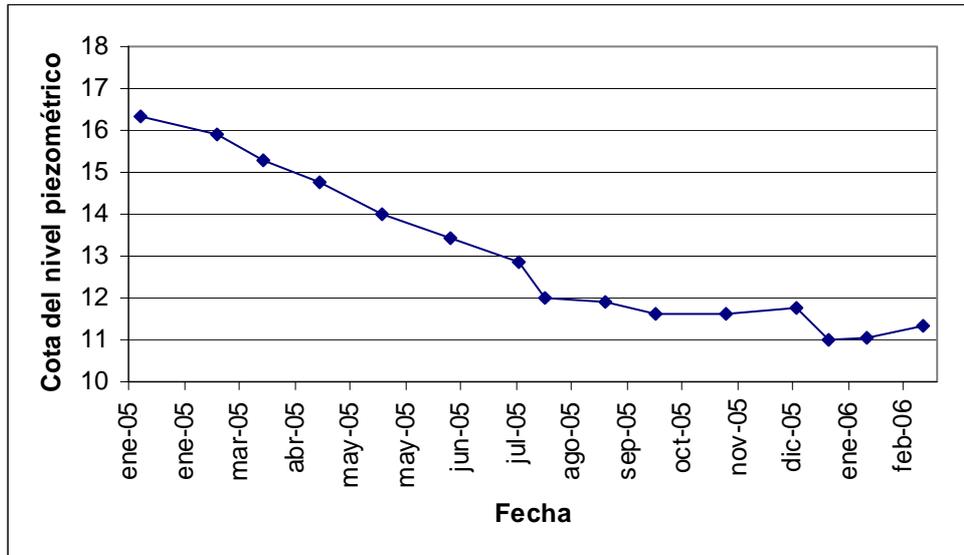


Figura 3.12. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40029

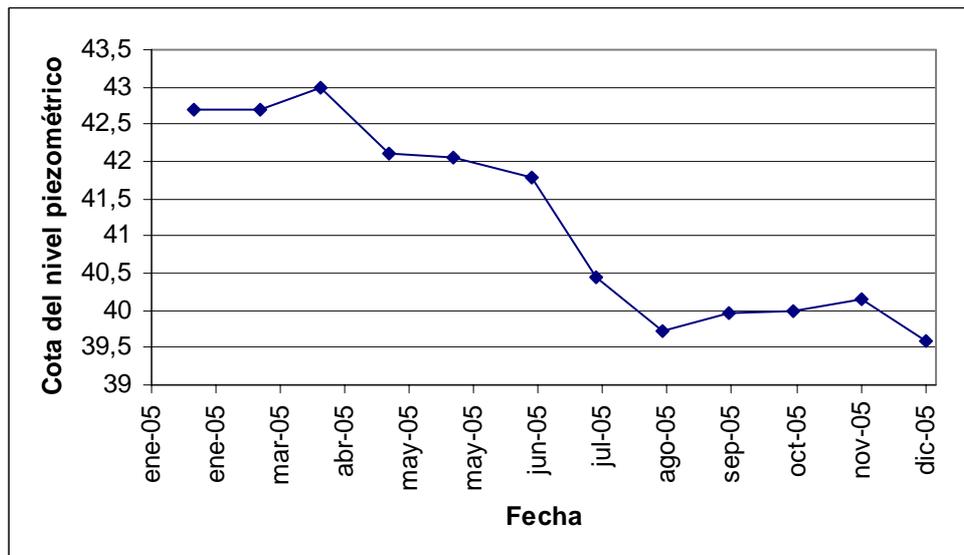


Figura 3.13. Evolución piezométrica del sondeo 2735-40031

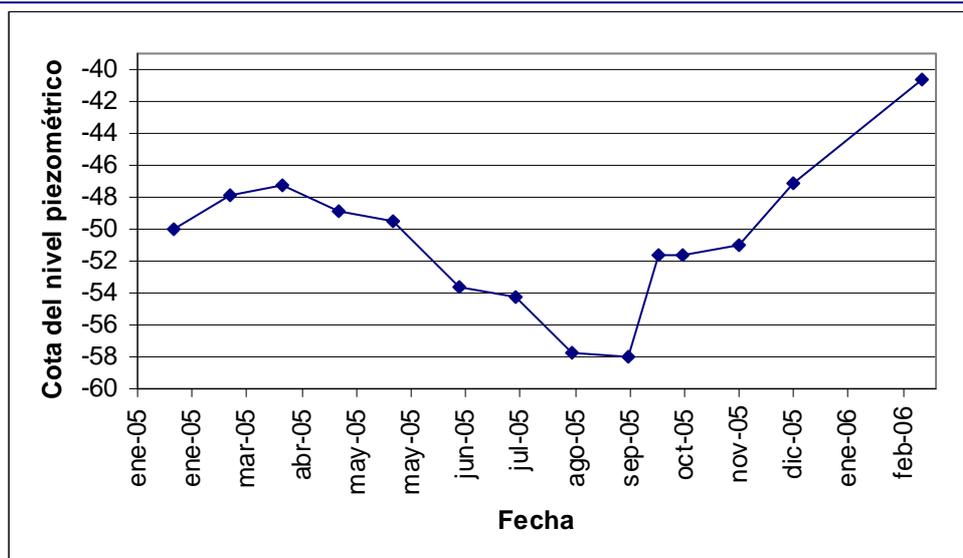


Figura 3.14. Evolución piezométrica del sondeo 2835-10005

El acuífero de Crevillente está sometido a una gran sobreexplotación. Los niveles muestran una clara tendencia descendente. Solo en el caso de 2835-10005 presenta recuperación del nivel debido a la disminución de las extracciones en la zona de El Tolomó.



### Acuífero Madara

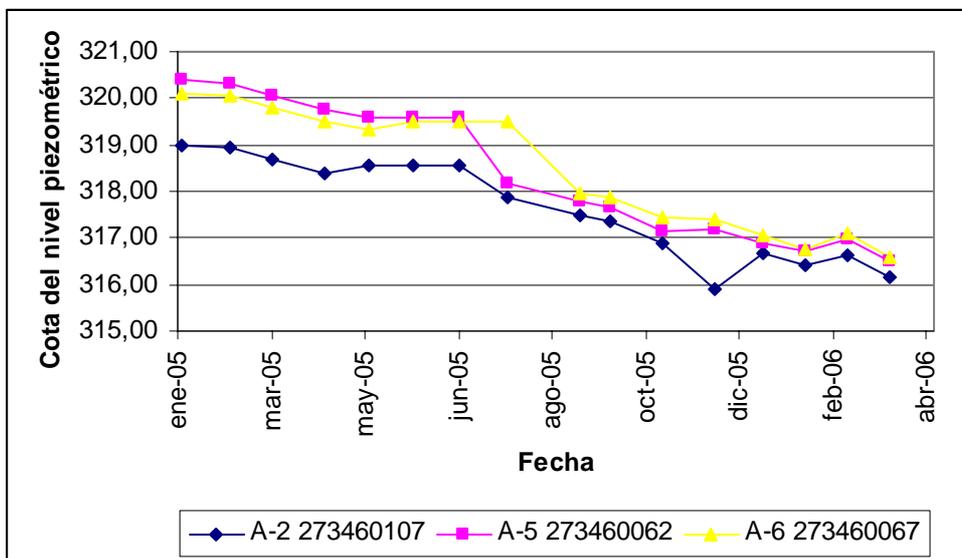


Figura 3.15. Evolución piezométrica de la batería de sondeos de la Compañía Arrendataria de las Salinas de Torrevieja, sondeos 2734-60062, 2734-60067 y 2734-60107

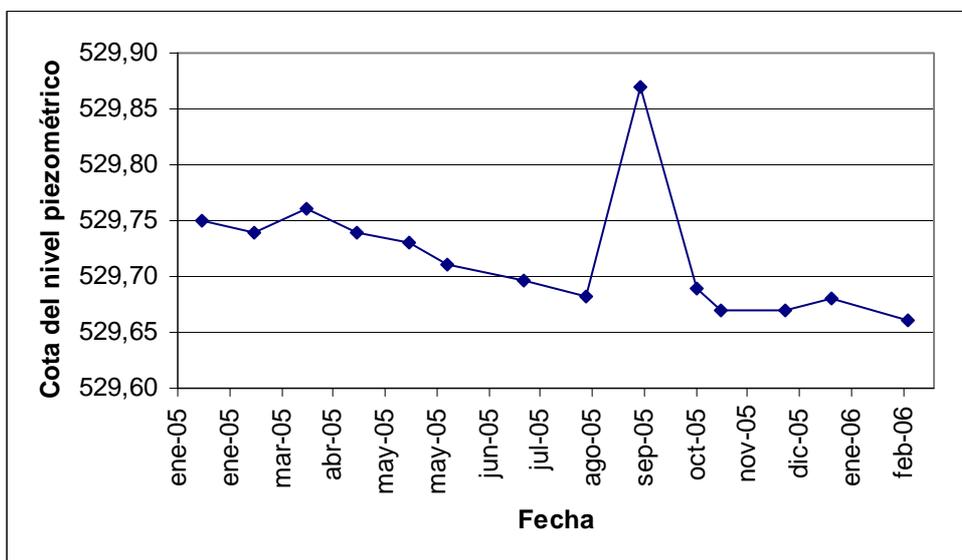


Figura 3.16. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80001

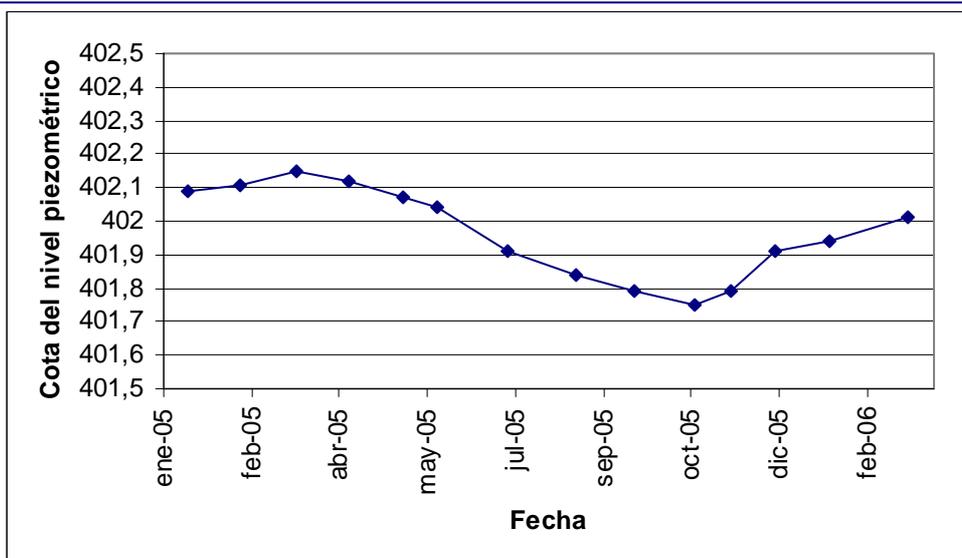


Figura 3.17. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80006

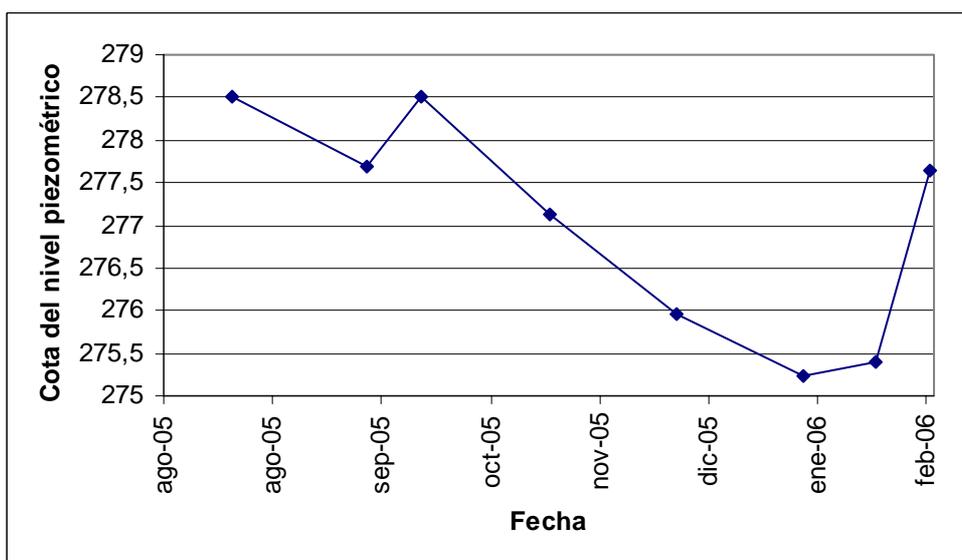


Figura 3.18. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80007

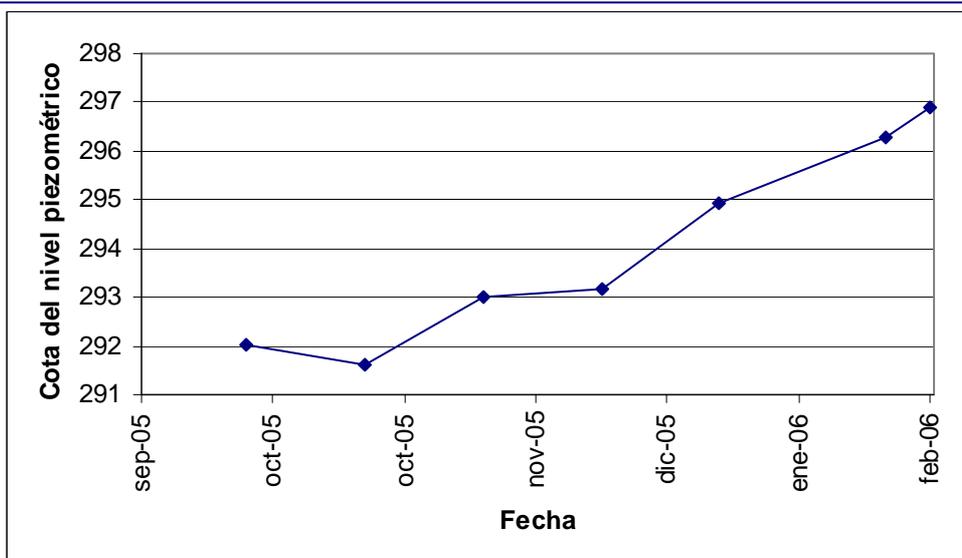


Figura 3.19. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80008

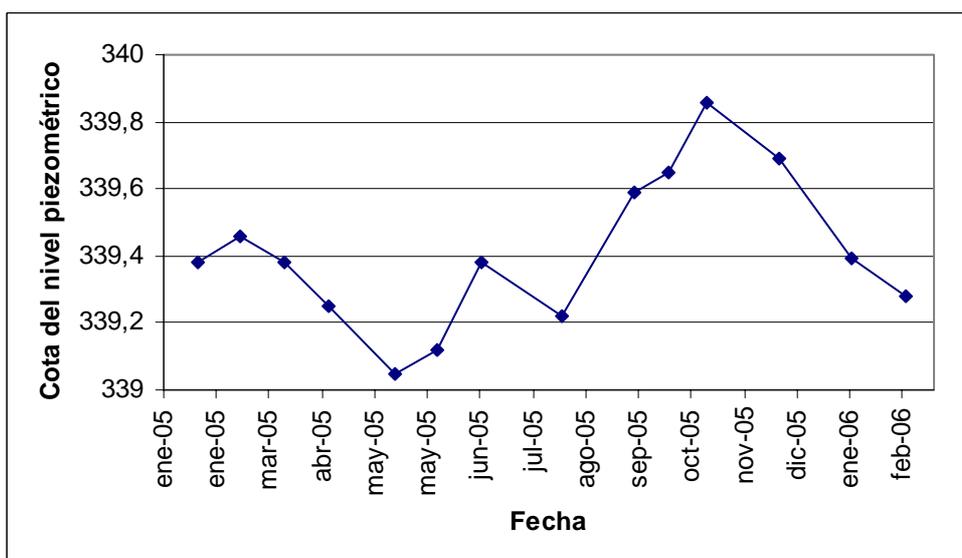


Figura 3.20. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80021

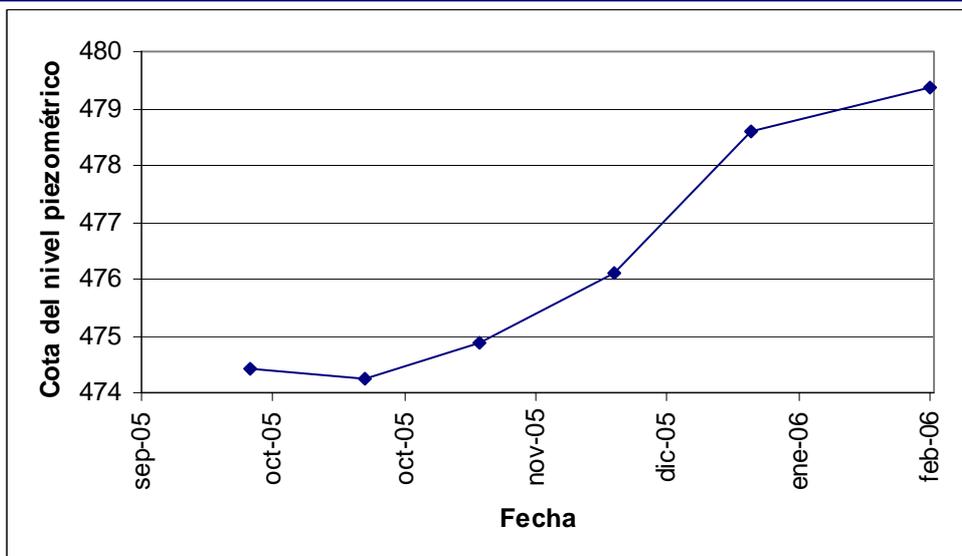


Figura 3.21. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80028

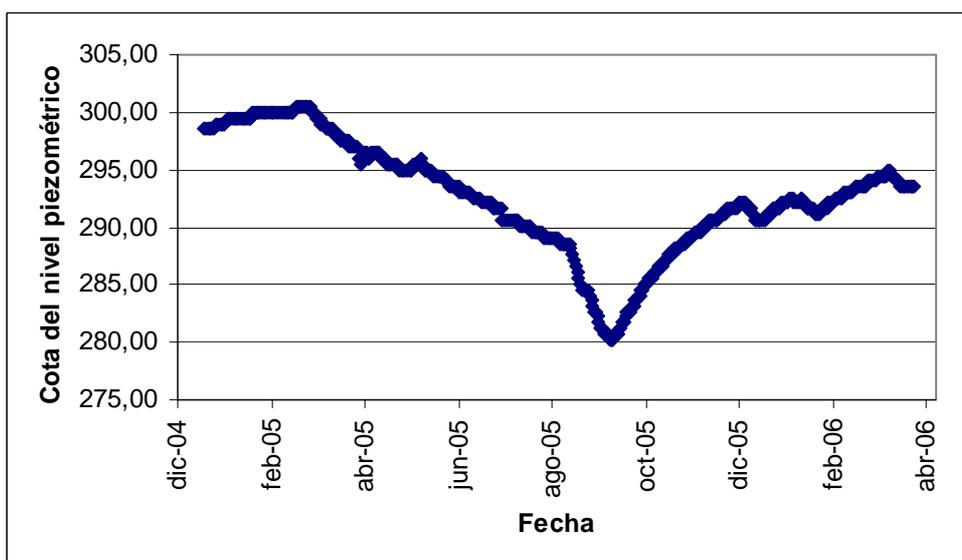


Figura 3.22. Evolución piezométrica del sondeo 2734-80038

En general, la tendencia piezométrica es descendente, con fluctuaciones anuales debido a las extracciones realizadas en el acuífero. Solo los puntos 2734-80008 y 2734-80028 presenta una recuperación en los niveles. Sin embargo, la corta historia piezométrica que se tiene de estos sondeos no



permite conocer la tendencia interanual. Señalar que el sondeo 2734-80008 no bombeó durante los meses de octubre y noviembre de 2005 por problemas con la bomba, lo que puede haber permitido la recuperación momentánea del acuífero.

### Acuífero Umbría

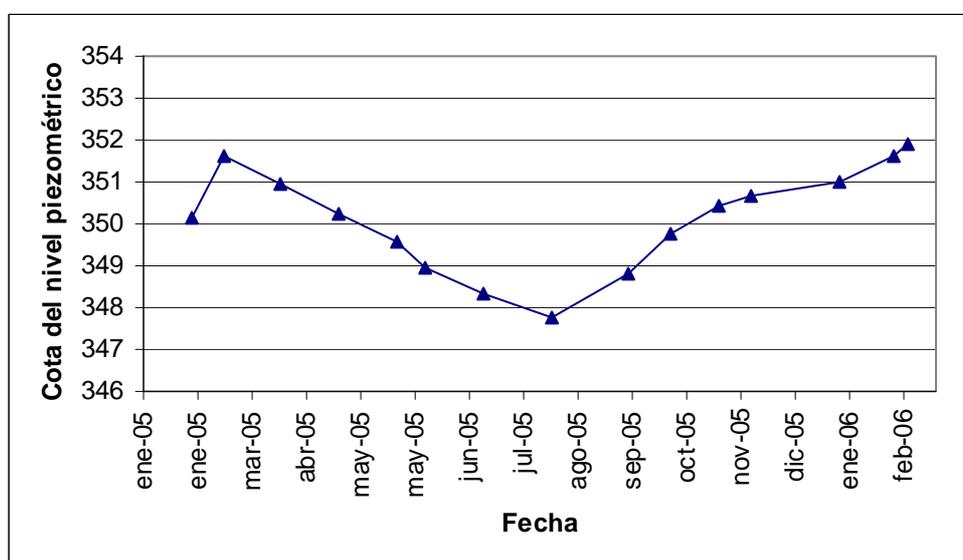


Figura 3.23. Evolución piezométrica del sondeo 2734-40008

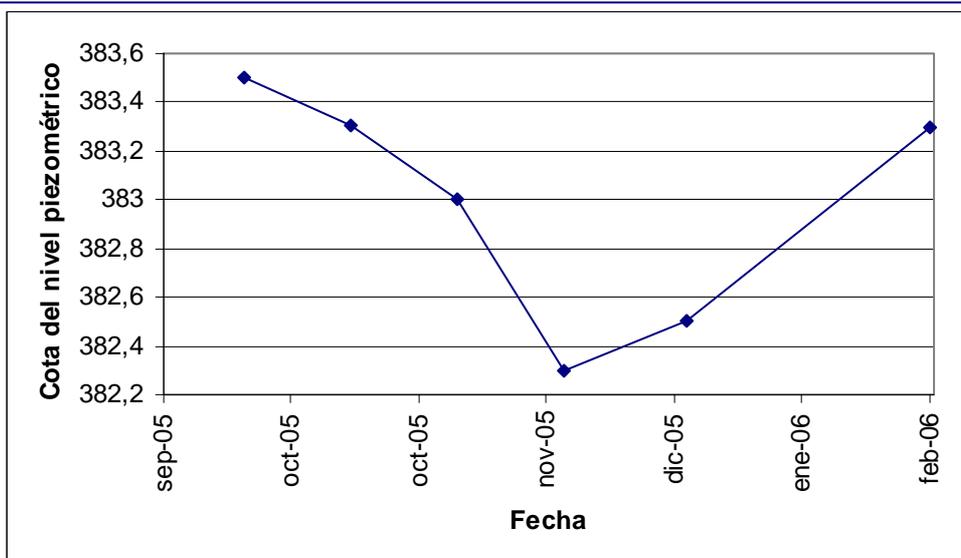


Figura 3.24. Evolución piezométrica del sondeo 2734-40013

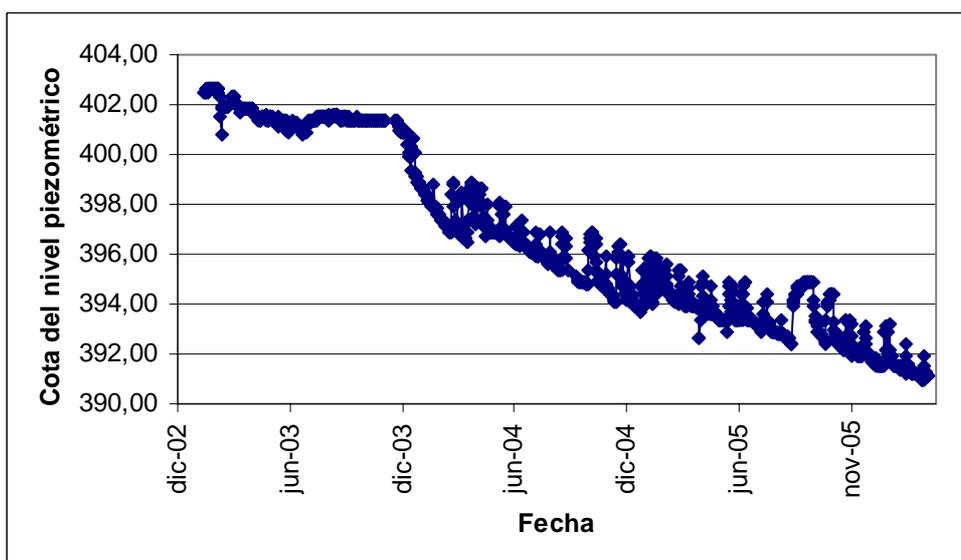


Figura 3.25. Evolución piezométrica del sondeo 2734-40020

La evolución piezométrica del sondeo 2734-40020 muestra una clara bajada de los niveles piezométricos. La evolución del pozo 2734-40008 durante el año 2.005 es ascendente, pero la tendencia interanual es descendente. El pozo



2734-40013 presenta también una tendencia descendente, con afección por bombeo durante el otoño para el riego de vid de mesa.

### 3.6 CAUDALES

También se ha recopilado datos de caudal efectivo de los sondeos con explotación. Los valores de caudal hacen referencia al caudal real de explotación del pozo, no al volumen máximo de extracción de la bomba.

Señalar que la inmensa mayoría de los sondeos con explotación mantienen una explotación controlada y más o menos sostenible, ya que el estado de los acuíferos y de los pozos no permite una explotación intensiva de los mismos. En general, los pozos se agotan, con la consecuente entrada de aire en la bomba sumergible, a las horas de su puesta en funcionamiento.

La Tabla 3.7 incluye los datos de caudal obtenidos durante el trabajo de campo.

Código	Acuífero	Q (l/s)
2437-70017	Chinorlet	10
2734-40008	Umbría	27
2734-40012	Umbría	55
2734-40013	Umbría	40
2734-40014	Umbría	80
2734-40017	Umbría	45
2734-40020	Umbría	25
2734-60062	Madara	74
2734-60067	Madara	75
2734-60107	Madara	70
2734-70015	Chinorlet	10
2734-70035	Madara	0,15
2734-70051	Chinorlet	6
2734-75002	Chinorlet	7



Tabla 3.7. Datos de caudal de los pozos en la zona de estudio

Código	Acuífero	Q (l/s)
2734-80008	Madara	40
2734-80013	Madara	1
2734-80034	Crevillente	16
2734-80035	Crevillente	6
2734-80039	Argallet	20
2735-40019	Argallet	28
2735-40021	Crevillente	9
2735-40024	Crevillente	68
2735-40028	Crevillente	69
2735-40031	Crevillente	65
2735-85001	Crevillente	85-35
2738-80007	Madara	50
2835-10006	Crevillente	31
2835-10011	Crevillente	29
2835-10014	Crevillente	31
2835-10027	Crevillente	52

Como puede observarse, en el acuífero de Chinorlet los caudales son los más bajos y los pozos se agotan a las pocas horas.

En el acuífero de Umbría los caudales son altos, pero a excepción del Pozo Vilaire (2734-40013) perteneciente a la CR de La Romana, los caudales se agotan a las horas de comenzar el bombeo (48 horas continuas aproximadamente).

El acuífero Madara, en su extremo oriental, no tiene los suficientes recursos para permitir una explotación sostenida durante varios días, al cabo de los cuales los niveles bajan hasta la altura de la bomba. En este sector se ha inventariado un manantial con un caudal mínimo (1 l/s). Originariamente, este manantial drenaba con un caudal de 6 l/s los recursos hídricos de los relieves circundantes. Actualmente, el estado de sobreexplotación al que está sometido el acuífero, impide un régimen natural del mismo, por lo que los aportes del



manantial tienen su origen en los retornos de riego de los cultivos situados aguas arriba.

El acuífero Madara, en su extremo occidental solo se localizan los sondeos pertenecientes a la Compañía Arrendataria de las Salinas de Torre Vieja, los cuales mantienen unos caudales elevados, entre 70 y 80 l/s. Estos caudales de extracción son constantes, manteniéndose los niveles dinámicos de los mismos.

En el acuífero de Argallet existe tan solo un punto en explotación, el sondeo 2735-40019 Collado de la Machos. Su caudal de funcionamiento es de 28 l/s. Este caudal es comparable a los valores más bajos de caudal del acuífero de Crevillente (entre 6 y 85 l/s), donde los materiales acuíferos son idénticos y, por tanto, las permeabilidades similares. El resto de puntos se encuentran abandonados, debido a los bajos caudales de extracción efectivos de los sondeos, o en reserva, como es el caso del pozo 2734-80019 Rambla Honda, de abastecimiento a La Romana.

El acuífero de Crevillente mantiene unos caudales entre los 30 y los 70 l/s. En este acuífero los pozos responden mejor, a costa del consumo de las reservas del mismo.

### 3.7 VOLÚMENES DE EXPLOTACIÓN

Tal y como se contempla en el pliego de condiciones, para la calibración de modelo matemático es necesario el conocimiento preciso de los volúmenes extraído de los acuíferos. Se ha recopilado información de extracciones para cada sondeo por meses para todo el año 2005.

Dicha información es bastante precisa debido a que en la práctica totalidad de los pozos existe contador volumétrico y las diferentes Comunidades de



Regantes o Sociedades Agrarias de transformación toma nota mensual de las lecturas de dichos contadores. En el caso de no existir dicha información, se ha procedido a estimar las horas mensuales de bombeos y a calcular los volúmenes en función del caudal efectivo de explotación.

También se ha tenido en cuenta la zona de aplicación del agua, ya que en el caso de uso agrícola, hay que tener en cuenta los retornos de riego hacia el acuífero. En estos casos se ha calculado la proporción del volumen que se destina fuera de la zona de estudio, para desestimar dicho retorno. Así mismo, se han tenido en cuenta los volúmenes importados desde fuera de la zona de estudio y aplicados sobre la misma. Se ha recabado la información necesaria sobre los volúmenes externos adquiridos a pozos o sondeos no pertenecientes a pozos de los acuíferos objeto de estudio (generalmente a los sondeos de la Batería N° 8 del acuífero Serral-Salinas).

En la Tabla 3.8 se recoge la información recopilada sobre los volúmenes extraídos en los pozos dentro de la zona de estudio. En la Tabla 3.9 se incluye la información de los retornos brutos de riego de los pozos sobre la zona de estudio, descontando la proporción del volumen aplicada fuera de la zona de estudio. En ambos cuadros se especifica si el dato es real (año 2005) o es estimado para un año medio por no disponerse de datos reales.



Tabla 3.8. Volúmenes de explotación de los pozos de la zona de estudio

Código	Titular	Acuífero	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total	Año	
273440008	SAT La Romana	Umbría	16.428	0	27.428	76.032	61.317	52.423	55.250	55.250	51.250	0	20.450	76.200	492.028	2005	
273440012	SAT Vilaire	Umbría	9.500	9.500	57.000	95.000	95.000	95.000	95.000	95.000	95.000	95.000	9.500	9.500	760.000	Medio	
273440013	SAT La Romana	Umbría	75.979	90.600	66.000	116.000	120.350	109.454	100.000	100.000	112.115	96.955	92.280	105.000	1.184.733	2005	
273440014	CR Santa Catalina	Umbría	5.708	25.653	33.409	24.698	8.340	35.863	140.177	171.700	72.202	11.840	38.553	5.078	573.221	2004	
273440014	CR Santa Catalina	Umbría	6.429	0	8.413	72.188	190.800	163.796	211.639	170.776	61.861	37.990	6.450	0	930.342	2005	
273440017	SAT Virgen del Remedio	Umbría	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	19.440	2.005	
273440020	Ayuntamiento de Monovar	Umbría	12.282	10.212	12.838	11.119	10.921	9.688	11.606	11.606	0	11.188	6.533	6.795	114.788	2.005	
273460062	Compañía Arrendataria Salinas de Torreveja	Madara	67.260	63.310	83.230	71.710	21.700	67.250	88.180	67.250	57.318	91.630	61.631	38.365	778.834	2.005	
273460067	Compañía Arrendataria Salinas de Torreveja	Madara	68.140	59.150	81.070	63.230	57.230	90.062	60.300	90.062	51.655	61.466	35.875	63.125	781.365	2.005	
273460107	Compañía Arrendataria Salinas de Torreveja	Madara	86.940	67.870	30.457	65.464	96.519	14.610	25.120	14.610	42.026	70.955	53.217	57.600	625.387	2.005	
273470015	Ayuntamiento de Monovar	Chinorlet	2.267	3.510	3.314	4.533	5.359	5.523	6.810	6.810	5.400	5.594	3.267	3.398	55.781	2.005	
273470017	Ayuntamiento de Monovar	Chinorlet	2.267	3.510	3.314	4.533	5.359	5.523	6.810	6.810	5.400	5.594	3.267	3.398	55.781	2.005	
273470035	Desconocido	Madara	400	400	380	380	380	380	350	350	380	380	380	400	4.560	Medio	
273470051	Vicente Rico	Chinorlet	22	22	22	22	44	44	44	44	44	22	22	22	374	Medio	
273475002	HurTrans	Chinorlet	670	670	670	850	850	850	850	850	850	670	670	670	9.120	Medio	
273480007	SAT La Romana	Madara	95.325	72.940	72.940	177.620	122.088	106.742	182.420	182.420	106.310	69.070	136.150	149.200	1.473.225	2005	
273480008	SAT La Romana	Madara	0	7.760	7.759	35.818	24.129	32.919	25.477	25.477	25.477	0	0	13.270	198.085	2005	
273480013	Familia Gómez Navarro	Madara	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	31.200	Medio	
273480034	SAT Virgen de las Nieves	Crevillente	0	0	10	0	12.903	11.895	22.082	50	0	0	0	0	46.940	2.005	
273480035	SAT Virgen de las Nieves	Crevillente	21.471	11.125	20.758	19.343	3.409	3.841	23.871	1.359	0	0	0	0	105.177	2.005	
273440019	SAT Riegos de Hondón	Argallet	5.131	5.771	6.555	4.961	7.644	8.126	4.859	4.383	3.981	2.663	2.263	1.482	57.819		
273540021	Ayuntamiento de Hondón de los Frailes	Crevillente	8.696	8.700	8.700	20.844	20.845	20.845	18.298	18.298	18.297	11.544	11.544	11.543	178.154	2.005	
273540024	SAT Riegos de Hondón	Crevillente	0	36.029	89.417	85.198	215.800	5.431	5.237	113.832	27.015	0	0	0	577.959	2.005	
273540028	SAT Riegos de Hondón	Crevillente	132.977	113.769	159.990	185.300	188.570	97.410	75.040	115.550	66.800	123.552	73.050	109.630	1.441.638	2.005	
273540031	SAT Riegos de Hondón	Crevillente	32.776	22.113	24.403	92.296	86.266	119.277	112.174	156.850	35.733	33.795	30.835	3.890	750.408	2.005	
273585001-403	SAT Los Suizos	Crevillente	0	0	0	185.284	218.868	244.490	251.546	227.636	252.957	258.955	136.886	128.772	1.905.394	2.005	
273585001-404	SAT Los Suizos	Crevillente	0	0	0	121.701	182.454	177.130	167.673	187.815	192.383	133.163	87.919	94.965	1.345.203	2.005	
273585001-406	SAT Los Suizos	Crevillente	0	0	0	245.916	224.532	231.984	261.468	231.984	235.872	221.292	222.264	1.875.312	2.005		
273585001-407	SAT Los Suizos	Crevillente	0	0	0	69.116	70.897	76.112	79.682	98.947	86.857	87.988	46.462	44.354	660.415	2.005	
283510006	SAT Virgen de las Nieves	Crevillente	0	0	0	3.113	76.815	72.987	68.005	72.001	0	2.888	4.673	1.884	789	303.155	2.005
283510011	SAT Virgen de las Nieves	Crevillente	74.811	81.142	70.896	70.496	68.943	70.763	66.627	78.947	22.263	0	861	0	605.749	2.005	
283510014	SAT Virgen de las Nieves	Crevillente	0	0	0	907	21.604	70.888	81.957	65.491	27.609	5.260	3.554	1.560	278.830	2.005	
283510019	SAT San Enrique	Crevillente	2.088	6.706	9.496	4.606	0	7.545	5.682	27.692	5.839	12.137	1.616	8.261	91.668	2.005	
283510022	SAT San Enrique	Crevillente	7.937	6.378	13.579	19.098	48.539	38.617	41.224	67.606	40.193	39.262	27.943	20.203	370.579	2.005	



Tabla 3.8. Volúmenes de explotación de los pozos de la zona de estudio

Código	Titular	Acuífero	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total	Año
283510027	SAT Virgen de las Nieves	Crevillente	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.005
<b>TOTAL</b>			<b>739.723</b>	<b>711.059</b>	<b>899.380</b>	<b>1.779.381</b>	<b>2.290.250</b>	<b>2.039.253</b>	<b>2.274.190</b>	<b>2.429.159</b>	<b>1.706.307</b>	<b>1.511.438</b>	<b>1.118.573</b>	<b>1.183.953</b>	<b>18.682.665</b>	<b>2.005</b>



Tabla 3.9. Retornos de riego estimados en la zona de estudio

Código	Titular	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Total	Año
273440008	SAT La Romana	821	0	1.371	3.802	3.066	2.621	2.763	2.763	2.563	0	1.023	3.810	24.601	2005
273440012	SAT Vilaire	9.500	9.500	57.000	95.000	95.000	95.000	95.000	95.000	95.000	95.000	9.500	9.500	760.000	Medio
273440013	SAT La Romana	3.799	4.530	3.300	5.800	6.018	5.473	5.000	5.000	5.606	4.848	4.614	5.250	59.237	2005
273440014	CR Santa Catalina	5.850	0	7.656	65.691	173.628	149.054	192.591	155.406	56.294	34.571	5.870	0	846.611	2005
273440017	SAT Virgen del Remedio	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	1.620	19.440	2.005
273470035	Desconocido	400	400	380	380	380	380	350	350	380	380	380	400	4.560	Medio
273470051	Vicente Rico	22	22	22	22	44	44	44	44	44	22	22	22	374	Medio
273475002	HurTrans	670	670	670	850	850	850	850	850	850	670	670	670	9.120	Medio
273480007	SAT La Romana	4.766	3.647	3.647	8.881	6.104	5.337	9.121	9.121	5.316	3.454	6.808	7.460	73.661	2005
273480008	SAT La Romana	0	388	388	1.791	1.206	1.646	1.274	1.274	1.274	0	0	664	9.904	2005
273480013	Familia Gómez Navarro	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	2.600	31.200	Medio
273440019	SAT Riegos de Hondón	5.131	5.771	6.555	4.961	7.644	8.126	4.859	4.383	3.981	2.663	2.263	1.482	57.819	2005
273540024	SAT Riegos de Hondón	0	36.029	89.417	85.198	215.800	5.431	5.237	113.832	27.015	0	0	0	577.959	2005
273540028	SAT Riegos de Hondón	132.977	113.769	159.990	185.300	188.570	97.410	75.040	115.550	66.800	123.552	73.050	109.630	1.441.638	2005
273540031	SAT Riegos de Hondón	32.776	22.113	24.403	92.296	86.266	119.277	112.174	156.850	35.733	33.795	30.835	3.890	750.408	2005
Externas	CR Santa Catalina	3.381	19.636	11.810	13.599	19.110	15.805	7.666	13.717	12.613	8.256	14.398	14.448	154.438	2005
Externas	SAT La Romana	7.498	8.447	7.198	7.688	5.516	5.270	5.656	8.071	6.330	8.254	8.241	6.366	84.535	2005
<b>TOTAL</b>		<b>211.811</b>	<b>229.142</b>	<b>378.027</b>	<b>575.479</b>	<b>813.422</b>	<b>515.944</b>	<b>521.845</b>	<b>686.431</b>	<b>324.017</b>	<b>319.684</b>	<b>161.893</b>	<b>167.812</b>	<b>4.905.505</b>	<b>2005</b>



Los volúmenes extraídos por acuífero se reflejan en la siguiente tabla.

Acuífero	Volumen anual(m <sup>3</sup> /a)
Argallet	57.819
Chinorlet	121.056
Crevillente	10.536.581
Madara	3.892.657
Umbría	4.074.552
<b>Total</b>	<b>18.682.665</b>

Puede apreciarse como el acuífero Crevillente es el que sufre la explotación más elevada, de 10,5 hm<sup>3</sup>/a. dado que el valor de los recursos se estima en 1,5 hm<sup>3</sup>/a, está siendo sobreexplotado en 9 hm<sup>3</sup>/a. Señalar, sin embargo, que esta cifra es inferior a la de hace unos años.

El acuífero Argallet mantiene una explotación bastante baja debido a que los sondeos de El Rollo pertenecientes a la SAT Virgen de las Nieves no bombean debido al agotamiento del caudal de los mismos. El sondeo de abastecimiento a La Romana, Rambla Honda 2734-80039, permanece en reserva. Sin embargo, los niveles piezométricos siguen descendiendo, lo que puede deberse a una conexión lateral en profundidad de los acuíferos de Crevillente y Argallet.

Los acuíferos de Madara y Umbría sostienen unas extracciones de unos 4 hm<sup>3</sup>/a. son cifras bastante más bajas que las históricamente extraídas de estos acuíferos. El agotamiento de los recursos ha obligado a disminuir el volumen de bombeo.

El acuífero Chinorlet tiene una cifra de extracción baja, debido a la escasez de recursos del mismo.



### 3.8 CORTES GEOLÓGICOS

En el plano nº 5 se incluyen los cortes geológicos realizados a los acuíferos de la zona de estudio, dos para cada uno. Así mismo, el plano nº 6 se contiene la interpretación hidrogeológica de todos ellos. De su estudio se pueden establecer varias conclusiones.

#### Acuífero Argallet

Se ha realizado dos cortes perpendiculares entre sí para la comprensión de las condiciones de contorno del acuífero. Gracias a ellos se observa como la forma y estructura del acuífero está condicionada por la dinámica tectónica de la zona, más concretamente en el cabalgamiento de los materiales Subbéticos de la Unidad de Crevillente que forman el acuífero, sobre los materiales Prebéticos de la Unidad de Quibas, localizada al N. Esa es la causa de la presencia de materiales de Facies Keuper y edad Triásica en todo el contorno del acuífero, así como en el muro del mismo.

En el corte 1 se aprecia la existencia de las Facies Keuper en ambos extremos de acuífero (dato contrastado con columnas litológicas de sondeos y con la cartografía geológica), que actúan de superficie de despegue del cabalgamiento Subbético. Gracias a la columna del sondeo 2835-80039 (Rambla Honda) se conoce la presencia de las margas de edad Neocomiense a la cota -100 m s.n.m. en esa parte del acuífero, las mismas que afloran en las cercanías de La Romana.

El corte 2, NO-SE, tiene la misma dirección que la del cabalgamiento Subbético. En él se aprecia el frente de cabalgamiento hasta Las Encebras, donde afloran las Facies Keuper. Se conocen los espesores de las unidades litoestratigráficas S4 y S3 gracias a las columnas estratigráficas levantadas en la zona. Este corte es ilustrativo de cómo los materiales Subbéticos cabalgan



sobre los materiales Prebéticos de edad Paleógena. Este corte continúa con corte 2 del acuífero de Crevillente.

Como se ha indicado anteriormente en varios apartados, a pesar del poco volumen de agua explotado en el acuífero de Argallet, los niveles siguen descendiendo, por lo que es posible que exista una conexión lateral en profundidad entre los acuíferos de Crevillente y Argallet.

### **Acuífero Chinorlet**

Se han realizado 2 cortes, ambos paralelos prácticamente. Las condiciones de contorno están definidas por los materiales triásicos en Facies Keuper.

En el corte 1, se atraviesa el Cerro de El Chinorlet, donde afloran los materiales que forman el acuífero. Estos son de naturaleza diversa y están fuertemente plegados y fracturados. Tal y como se aprecia en el corte hidrogeológico, los diferentes puntos donde se han realizado medidas piezométricas, se localizan en bloques diferenciados por fracturación formados por materiales de distinta permeabilidad. Esto provoca que el nivel piezométrico presente cotas distintas en cada uno de ellos.

En el corte 2, no se define nivel piezométrico por no existir ninguno en esta parte del acuífero. Esto es debido a que se trata de un olistolito situado sobre materiales triásicos, cuyas reservas son prácticamente nulas. Solo existen pozos excavados de escasa profundidad, abandonados y/o secos actualmente. Esta zona no debería incluirse dentro de los límites del acuífero, ya que no existen recursos subterráneos. Por eso en la definición de acuíferos propuesta no se incluye dentro del acuífero.



## Acuífero Crevillente

Se han realizado 2 cortes paralelos entre sí, con la misma dirección que la del cabalgamiento Subbético. Uno de ellos, el corte 2, es la continuación del corte 2 del acuífero Argallet.

En el corte 1, el más septentrional de ambos, se aprecia la existencia de 2 escamas de cabalgamiento dentro del acuífero. Ambas se encuentran separadas por un afloramiento de Facies Keuper, el cuál aflora en las proximidades de Hondón de las Nieves. Esto permite suponer la existencia de dos escamas de cabalgamiento; una escama de cabalgamiento que comprende las sierras de Crevillente y de Ors; la segunda comprendería la Sierra de Ofra y el Cerro del Caminanto. Ambas escamas presentan cotas del nivel piezométrico diferentes, con una variación de hasta 100 m entre ellas. También se aprecia la existencia de otra escama de material triásico, la cuál no aflora, en las estribaciones de la Sierra de Argallet. Analizando la información piezométrica y este corte hidrogeológico, se observa que el cabalgamiento N (que comprende la Sierra de Ofra y el Cerro del Caminanto), presenta una cota piezométrica muy similar a la existente en el extremo oriental de la Sierra de Argallet (Umbría del Rollo). Es posible que la Sierra de Ofra, el Cerro del Caminanto y la Umbría del Rollo formen un sector acuífero dentro del acuífero de Crevillente, escindiéndose la Umbría del Rollo del acuífero de Argallet. El resto del acuífero lo formarían las sierras de Crevillente, de los Frailes y la Canalosa. Otra explicación a estos saltos piezométricos se basaría en la existencia de umbrales tectónicos en el muro del acuífero, originados por el descenso del nivel del agua debido al agotamiento de los recursos del mismo; estos umbrales favorecerían la sectorización del acuífero.

En el corte 2 se aprecian los materiales triásicos de las Facies Keuper que actúa de impermeable lateral entre los acuíferos de Crevillente y Argallet. Es apreciable el salto piezométrico entre ambos. Destaca la existencia de materiales pertenecientes al Dominio Prebético, acuñados entre las Facies



Keuper y los materiales Subbéticos por un juego de fallas. Por datos de columnas litológicas de sondeos (2735-40028), se conoce la existencia de materiales carbonatados bajo los materiales margosos del Prebético, aunque se desconoce a que dominio pertenecen. Gracias a la columna del sondeo 2735-40021 se conoce la cota del impermeable de base del acuífero (margas y margocalizas), en torno a los -100 m s.n.m. en la parte central del acuífero.

En ambos cortes queda reflejado cual es las condiciones de borde en el límite meridional del acuífero, por acción de las Facies Keuper.

### **Acuífero Madara**

Se han realizado los cortes en ambos extremos del acuífero y con orientaciones perpendiculares entre sí.

En el corte 1 se aprecia la estructura de las sierras de la Pedriza y de Gorgori. La Sierra de la Pedriza se encuentra rodea por materiales triásicos (tanto del Dominio Subbético como Prebético), por lo que se deduce que su estructura en forma de anticlinal es la de un olistolito, aislado del resto del acuífero. El punto de descarga de este sector acuífero sería a través del manantial 2734-80013. El resto del acuífero está formado por el cabalgamiento de los materiales del Eoceno (Sierra de Gorgori) sobre las Facies Keuper, cuyo punto de drenaje natural en el flanco N sería el manantial 2734-70035. En el flanco S el nivel piezométrico se encuentra deprimido por el bombeo de los sondeos de la SAT La Romana en la zona de Cavafría.

En el corte 2 se detalla la estructura de la Sierra de El Coto. Su forma interna es de anticlinal delimitado en ambos flancos por los materiales triásicos de las Facies Keuper. El nivel piezométrico viene definido por los sondeos de la Compañía Arrendataria de las Salinas de Torrevieja.



---

## Acuífero Umbría

En el corte 1, realizado en la parte central del acuífero, se aprecia como su estructura está delimita por las Facies Keuper, pertenecientes al Dominio Subbético al E y al Dominio Prebético al O. se trata, pues, de una escama limita a muro y techo por las Facies Keuper.

El corte 2 es similar al anterior. Se desconoce la posición en profundidad de las Facies Keuper en el flanco O del acuífero, bajo El Hondón, ya que en esa zona ningún sondeo alcanza dichas facies. Se conoce la existencia de éstas facies bajo los materiales cuaternarios en la zona de El Mañar y El Chinorlet, pero no como se desarrollan bajo El Hondón.



#### 4. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS CITADAS EN EL TEXTO

**Algarra, A.** (1982): La Cordillera Bética. In: *El Cretácico de España* (García, A. (Ed.), Univ. Complutense de Madrid, 515-632.

**Fallot, P.** (1929): Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et Espuña. *C. R. Acad. Sci. París*, 188: 404.

**Fallot, P.** (1930): Etat des nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique. *Livre jubilaire Soc. Geol. France*, 279-305.

**Fallot, P.** (1945): Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. *Madrid, Publ. Inst. "Lucas Mallada" C.S.I.C.*, 719 p.

**Fallot, P.** (1948): Les Cordillères bétiques. *Estudios Geol.*, 8: 83-172.

**Fonboté, J. M.** (1970): Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 70-78.

**Fels, A.** (1995): Prozesse und Produkte geologischer Kondensation im Jura der westlichen Tethys. *Profil*, Band 8, 363-472.

**Foucault, A.** (1971): Étude geologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenada (Espagne méridionale). *Tesis Univ. Paris*, 633 p.

**García-Dueñas, V.** (1967): La Zona Subbética al N de Granada. *Tesis Univ. Granada*, 417 p. (inéd.).

**García-Hernández, M.** (1979). Les facies urgoniens pendant la sédimentation Barrémo-Albiennse dans les sierras de Cazarla et du Segura (Zone Prebétique. SE de l'Espagne). *Geobios. Mem. Esp.*, 3: 57-69.

**García Hernández, M.** (2001): Dominios sedimentarios generados durante el período extensional Cretácico Inferior entre Cazorla y Hellín (Béticas Externas). Su implicación en la estructura actual. *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 113-122.



**García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A.** (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zone of the Betic Cordilleras. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.

**García Hernández, M., Rey, J. y Vera, J. A.** (1989): Diques neptúnicos de edad cretácica en la Sierra de Quipar (Subbético Externo, prov. Murcia). *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (1-2): 83-93.

**García-Hernández, M., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. Vera, J.A.** (1988). Acuñaamientos y geometrías sigmoidales en calizas pelágicas rojas del Jurásico de la Sierra de Reclot (Prov. de Alicante). *Congr. Geol. Esp. Comunicaciones*, 1: 83-86.

**García-Hernández, M., López-Garrido, A. C. y Vera, J. A.** (1982): El Cretácico de las zona Prebética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.), Universidad Complutense de Madrid, 526-569.

**García-Hernández, M., Lupiani, E. y Vera, J. A.** (1986-1987): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético medio registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 329-337.

**García-Hernández, M., Lupiani, E. y Vera, J. A.** (1986-1987): Discontinuidades estratigráficas en el Jurásico de Sierra Gorda (Subbético interno, Provincia de Granada). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 339-349.

**Geel, T.** (1973): The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern Spain). *GUA Papers Geol.*, 5: 1-131.

**Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J., y Huang, Z.** (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. y Hardenbol, J. Eds.). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 54: 95-126.

**Guerrera, F., Martín-Algarra, A. y Perrone, V.** (1993): Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in the Western and Central



Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5: 525-544.

**Hermes, J. J.** (1978): The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Velez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Ned. Akad. Wet., Proc., Ser. B*, 81, 1: 1-54.

**Hermes, J. J.** (1984): New data from the Vélez Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure. *Ned. Akad. Wet., Proc., Ser. B*, 87, 3: 319-333.

**Hermes, J. J.** (1985): Algunos aspectos de la estructuración de la zona subbetica (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157 - 176.

**Hillebrandt, A. von** (1974): Bioestratigrafía del paleogeono en el suroeste de España (Provincia de Murcia y Alicante). *Cuad. Geol. Univ. Granada* 5: 135-153.

**Hoedemaeker, Ph. J.** (1973): Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain). *Scripta Geol.*, 19, 207 p.

**Jiménez, A. P., Jiménez de Cisneros, C., Rivas, P. y Vera, J. A.** (1996): The Early Toarcian Anoxic Event in the Westernmost Tethys (Subbetic): Paleogeographic and Paleobiogeographic Significance. *Jour. Geol.*, 104, 399-416.

**Jiménez de Cisneros, D.** (1925a): Indicación de algunos yacimientos prehistóricos y noticia acerca de otros. *R. Soc. Hist. Nat.*, 25: 71-81.

**Jiménez de Cisneros, D.** (1925c): La Sierra del Coto y su arrecife coralino. *R. Soc. Hist. Nat.*, 25: 156-158.

**Jiménez de Cisneros, D.** (1925d): Noticias acerca de una variedad de la *Rhynchonella laevicostata* Stur. y de la nueva especie *Rhynchonella Navasi*. *R. Soc. Hist. Nat.*, 25: 159-161.



**Jiménez de Cisneros, D.** (1925c): Rectificación del sistema geológico a que pertenecen algunos puntos del SE. de España. *R. Soc. Hist. Nat.*, 25: 254-256.

**Jiménez de Cisneros, D.** (1925d): Excursión a las canteras de mármol del Agudico, en el término de Albatera (Alicante). *R. Soc. Hist. Nat.*, 25: 440-442.

**Jiménez de Cisneros, C., Molina, J. C., Nieto, L. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A.** (1993): Calcretes from a palaeosinkhole in Jurassic palaeokarst (Subbético, southern Spain). *Sediment. Geol.*, 87: 13-24.

**Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. E. N.** (1977): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000, I.G.M.E.

**Leblanc, D.** (1990): Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an Orogen: the Gibraltar arc. *Jour. Struct. Geol.* 12 (8): 1013-1018.

**Leblanc, D. y Olivier, P.** (1984): Role of strike-slip faults in the Betic-Rifain orogeny. *Tectonophysics*, 101: 345-355.

**Leclerc, J.** (1971): Etude geologique du Massif du Maigmo et de ses Abords (Province d'Alicante – Espagne). *Tesis de 3er ciclo Universidad de Paris* 128 p.

**Leclerc, J. y Azéma, J.** (1976): Le Cretace dans la region d'Agost (province d'Alicante-Espagne) et ses accidents sedimentaires. *Cuad. Geol.* 7: 35-51.

**Lemoine, M.** (1978): Geological Atlas of alpine Europe and Adjoining alpine Areas. *Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam*, 584 p.

**Mangold, Ch. A.** (1979): Le Bathonien de l'Est du Subbétique (Espagne du Sud). *Cuad. Geol. Univ. Granada* 10: 271-281.

**Martín, J. M.** (1979): La dolomitización basal del Lías Inferior Subbético. *Cuad. Geol. Univ. Granada* 10: 583-589.

**Martín-Algarra, A.** (1987): Evolución geológica Alpina del contacto entre Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Tesis Univ. Granada*, 1171 p.



**Martín-Chivelet, J.** (1993): Las plataformas carbonatadas del Cretácico Superior de la margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia). *Tesis Univ. Complutense de Madrid*, 899 p.

**Martín-Pérez, J. A.** (1997): Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector Oriental). *Tesis Univ. Granada*, 329 p. (*inéd.*).

**Martini, E.** (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Planktonic conference, Roma*, 2: 736-785, Tecnosciencia.

**Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A. y Saddiqi, O.** (1991): Les corrélations entre les Chaînes bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. *Bull. Soc. géol France*, 6: 1151-1160.

**Molina, E.** (1979): Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*, 342 p.

**Molina, E., Arenillas, I. y Pardo, A.** (1999): High resolution planktic foraminiferal biostratigraphy and correlation across the Palaeocene/Eocene boundary in the Tethys. *Bull. Soc. Geol. France*, 170, 4: 521-530.

**Molina, J. M. y Vera, J. A.** (1996): La Formación Milanos en el Subbético Medio (Jurásico superior): definición y descripción. *Geogaceta*, 20(1): 39-42.

**Molina Cámara, J. M.** (1987): Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo. (Provincias de Córdoba y Sur de Jaén). *Tesis Univ. de Granada*, 518 p.

**Montenat, Ch.** (1977): Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*. 69: 345 p.

**Montenat, Ch.** (1990): Foraminiferos et biostratigraphie du neogene Betique. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 33-34.



**Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph.** (1990): Eastern Betic neogene basins-a review. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 9-15.

**Montenat, Ch., Ott d'Estevou, Ph. y Aellen-de La Chapelle, M.** (1990): Les series neogenes entre Lorca et Huerca Overa. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 281-286.

**Montenat, Ch., Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G.** (1990): Les basins neogenes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 313-368.

**Montenat, Ch., Ott d'Estevou, Ph. y de La Chapelle, G.** (1990): Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du Bas-Andarax. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 129-164.

**Montenat, Ch., Ott d'Estevou, Ph. y Delort, T.** (1990): Le bassin de Lorca. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 261-280.

**Nieto, L. M., Checa, A., Molina, J. M. y Ruiz-Ortiz, P. A.** (1996): Las discontinuidades del límite Dogger-Malm: estructuras y lagunas estratigráficas asociadas (Subbético oriental; provincias de Alicante y Murcia). *Geogaceta*, 19: 72-75.

**Nieto, L. M., Molina, J. M. y Ruiz-Ortiz, P. A.** (1996): Procesos sedimentarios y tectónicos en el tránsito Lías Superior-Dogger de la S<sup>a</sup> de Reclot (Subbético externo, prov. Alicante). *Geogaceta*, 19: 83-86.

**Nieto, L. M., Jiménez-Espinosa, R., Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Checa, A.** (1996): Análisis numérico de la distribución de trazas de bioturbación. Un ejemplo de la Unidad de la Mola (Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, provincia de Alicante). *Geogaceta*, 20(2): 331-334.

**Nieto Albert, L. M.** (1997): La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Murcia* 562 p.

**Orange, D. L.** (1990): Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102: 935-951.

**Ortí, F.** (1974). El Keuper del Levante Español. *Est. Geol.*, 30: 87-151.



**Pérez-López, A.** (1991): El Trías de facies germánicas del sector Central de la Cordillera Bética. *Tesis Univ. de Granada*, 400 p.

**Peyre, Y.** (1969a): Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères Bétiques au Nord de Malaga (Andalousie). *C. R. somm. S. G. F.*, 2: 38-39.

**Peyre, Y.** (1969b): Essai sur la paléogeographie des Cordillères Bétiques au Crétacé Inferieur: la transversale de Malaga. *C. R. somm. S. G. F.*, 2: 45-49.

**Playà, E., Dinarès-Turell, J., Ortí, F., Gomis, E., y Rosell, L.** (1999): Datación magnetoestratigráfica de las evaporitas de la cuenca neógena de Fortuna (Murcia). *Geogaceta*, 25: 163-166.

**Puga, E.** (1977): Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne du Sud) d'éclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 285: 1379-1382.

**Puga, E.** (1990): The Betic ophiolitic association (Southeastern Spain). *Ophioliti*, 15 (1): 97-117.

**Puga, E., Díaz de Federico, A., Dediukova, E., Bondi, M. y Morten, L.** (1989): Petrology, geochemistry and metamorphic evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69: 435-455.

**Puga, E., Díaz de Federico, A., Molina Palma, F. J., Nieto, J. M. y Tendero Segovia, J. A.** (1991): Field trip to the Betic ophiolitic association of the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *IGCP Project-236. Granada Meeting*, 49-78.

**Rey, J.** (1997): A Liassic isolated platform controlled by tectonics: South Iberian Margin, southeast Spain. *Geol. Mag.* 134 (2): 235-247.

**Roldán García, F. J.** (1995): Evolución neógena de la cuenca del Guadalquivir. *Tesis Univ. Granada*, 259 p.



**Ruig, M. J. de,** (1992): Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation. *Drukkerij Elinkwijk, Utrecht*. 207 p.

**Ruiz Ortiz, P. A.** (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril - Prov. de Granada y Jaén). *Tesis Univ. de Granada*, 272

**Ruiz-Ortiz, P. A., Molina, J. M., Nieto, L. M., Castro, J. M. y de Gea, G. A.** (2001): 1. Introducción al Mesozoico de la parte externa del paleomargen sudibérico. Cordilleras Béticas. In: Itinerarios geológicos por el Mesozoico de la provincia de Jaén (Ruiz-Ortiz, P. A., Molina, J. M., Nieto, L. M., Castro, J. M. y de Gea, G. A. Eds.), Universidad de Jaen. 11-23.

**Sanz de Galdeano, C.** (1973): Geología de la Transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Univ. Granada*, 83, 274 p.

**Sanz de Galdeano, C.** (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-167.

**Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A.** (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.

**Smet, M. E. M. de,** (1984): Investigations of the Crevillente Fault Zone and its Role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Free University Press. Amsterdam*, 174 pt

**Tendero, J. A., Martín-Algarra, A., Puga, E. y Díaz de Federico, A.** (1993): Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filabride (SE Espagne) et mise en évidence d'obsets ankéritiques évoquant les foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 316, II: 1115-1122.

**Tent-Manclús, J. E., Martín-Martín, M., Martín-Pérez, J. A. y Serrano, F.** (2001b): Facies Keuper redepositadas en las Zonas Externas de la Cordillera Bética: criterios de reconocimiento. *Geotemas* 3 (2): 103-106.



- Tricart, P.** (1984): From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps. *Am. J. Sci.*, 284: 97-120.
- Van Veen, G. W.** (1969): Geological investigations in the region West of Caravaca. *Tesis Univ. Amsterdam*, 143 p.
- Vera, J. A.** (1969): Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 72: 187 p.
- Vera, J. A.** (1979): Paleogeografía de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Jurásico (introducción). *Cuad. Geol. Univ. Granada* 10: 553-556. *Cuad. Geol. Univ. Granada* 10: 229-234.
- Vera, J. A.** (1983): La Cordillera Bética. Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: *La geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos*. I.G.M.E. I, 218-251.
- Vera, J. A.** (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Rey Arrans, J.** (1993): Análisis de la cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca Velez-Rubio. *Tesis Univ. Granada*, 460 p.
- Vera, J. A., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Comas, M. C., Ruiz-Ortiz, P. A. y Matín-Kuhry, B.** (1971): Lower Cretaceous planktonic Foraminifera from the Miravetes, Argos and Represa formations (SE Spain). *Rev. Esp. Micropal.*, 3, (3), 219-237.
- Vilas, L., Dabrio, C. J., Peláez, J. R. y Vilas, L. y Querol, R.** (1999): El límite septentrional de la extensión Prebética en el sector de Murcia. In: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid: 219-226.